



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

ISIDRO METÓDIO TULENI JOHANES IHADUA

**ESTABELECIMENTO DE CRITÉRIOS INOVADORES PARA A QUANTIFICAÇÃO
DA PRECIPITAÇÃO PARA A REGIÃO COBERTA PELO RADAR
METEOROLÓGICO DE MACEIÓ.**

Maceió –AL
Fevereiro, 2016

ISIDRO METÓDIO TULENI JOHANES IHADUA

**ESTABELECIMENTO DE CRITÉRIOS INOVADORES PARA A QUANTIFICAÇÃO
DA PRECIPITAÇÃO PARA A REGIÃO COBERTA PELO RADAR
METEOROLÓGICO DE MACEIÓ.**

Dissertação apresentada à coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia – MET/UFAL, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia – Área de concentração Processos de Superfície Terrestre.

Orientador: Professor Doutor Ricardo Sarmiento Tenório (Doutor em Teledeteção Atmosférica).

Co-orientador: Professor Doutor Carlos Frederico Angelis (Doutor em Geografia e Ciências Ambientais)

Maceió –AL
Fevereiro, 2016

DEDICATÓRIA

À minha Família, dedico.

EPÍGRAFE

A ciência trabalha na fronteira entre
conhecimento e ignorância.
Não temos medo de admitir que não sabemos.
Não há vergonha nisso.
A única vergonha, é fingirmos que temos todas as
respostas.
Neil deGrasse Tyson

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que contribuíram de alguma forma para a realização desses estudos, cujo apoio foi essencial para que este trabalho frutificasse, tornando-se uma realidade.

Não poderia nesse momento me frutar em descartar algumas pessoas, em especil, as quais aqui registro o meu muito obrigado:

Ao meu orientador Doutor Ricardo Sarmento Tenório, pela acolhida nos caminhos da busca, lição de coragem, ousadia, equilíbrio, e objetividade reveladas em todo fazer da pesquisa.

Ao meu Co-orientador Doutor Carlos Frederico Angelis, pelo encanto e magia sugeridos nas falas, na parceria construída de momentos significativos, na cumplicidade do querer, na força do dizer em todas as etapas da pesquisa.

Ao Jójhy Sakuragi, exemplo de dedicação, disciplina e seriedade nos encaminhamentos acadêmicos. Fonte de desprendimento e sabedoria, nas infindáveis sugestões e explicações revelados por tranquilas palavras linguagem.

À Izabelly Carvalho da Costa, desprendimento e disponibilidade na colaboração na algumas etapas do trabalho.

Aos meus pais Eusébio e Feliciano, suporte maior da minha vida, pela dedicação, amparo e cuidado. Exemplo de força, persistência e dignidade.

À comissão julgadora, costituidas pelos professores doutores Ricardo Ferreira Carlos de Amorim e Edel Guilherme Silva Pontes por suas ricas contribuições ao trabalho.

À coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela viabilização deste trabalho, na colaboração do apoio financeiro.

Por fim, ao meu colega e companheiro de turma João Maria de Sousa Afonso, pelas trocas e confidências, que resultaram em uma grande amizade.

IHADUA, I. M. T. J.; **Estabelecimento de Critérios Inovadores para a Quantificação da Precipitação para a Região Coberta pelo Radar Meteorológico de Maceió.** Trabalho de Conclusão de Mestrado em Meteorologia, Instituto de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Alagoas, 2016.

RESUMO

O presente trabalho tem o objetivo principal de contribuir para estabelecer critérios inovadores para a quantificação da precipitação para a região coberta pelo radar meteorológico de Maceió. Para o efeito foi utilizado dados de radar meteorológico, do disdrômetro e dos pluviômetros para o cálculo da distribuição de tamanho de gotas e converteu-se as imagens de radar em dados pluviométricos objetivando o estudo e levantamento de relações Z-R, KDP-R e ZDR-R para classificar a natureza de hidrometeoros e a quantificação da precipitação na área de cobertura do radar meteorológico. Durante a decorrência do trabalho não foi possível fazer o levantamento da relação KDP-R nem fazer a calibração com acumulado da taxa de chuva de 24 horas para a verificação da eficácia da estimativa por causa da ocorrência do episódio do El Niño forte (ano de 2015) que, na maioria das vezes, influenciou no declínio da chuva na estação chuvosa no Nordeste brasileiro, por consequência da diminuição drástica de precipitação pesou na consistência e suficiência dos dados de radar, conseqüentemente não houve taxa de chuva superior a 30 mm.h^{-1} nem se quer seqüência de dados para fazer o acumulado de 24 horas para a verificação da eficácia da calibração. No entanto, não desprestigiou a finalização do trabalho que optou-se por se fazer somente, a estimativa polarimétrica ZDR (relação ZDR-R) com dados instantâneos a cada 10 minutos. Os resultados obtidos com a estimativa polarimétrica ZDR e calibração com taxas instantâneas de chuva, foram de expressiva relevância científica. A classificação dos hidrometeoros (com os dados do disdrômetro) caracterizou a microfísica das gotas que apresentou resultados condizentes com o que se observou nas relações polarimétricas ZDR-R das taxas estantâneas de chuva. Para taxa de chuva superior a 6 mm.h^{-1} , a DTGs variou de $0,187 - 2,375 \text{ mm}$, a maior frequência de concentração das gotas foi na classe $0,427$ (diâmetro em mm) com 34.224 gotas. Houve também variabilidade nas classes $1,187 - 2,125 \text{ mm}$, com total de 1.949 gotas. Já a taxa de chuva superior a 2 mm.h^{-1} e taxa de chuva inferior a 6 mm.h^{-1} conferiu-se gotas com diâmetros superior a 1 mm , totalizando 126 gotas, que variou de $0,187 - 1,375 \text{ mm}$ de diâmetro, a maior frequência de concentração das gotas ocorreu na classe de $0,427 \text{ mm}$ de diâmetro com 79.785 gotas. Para taxa de chuva inferior a 2 mm.h^{-1} a DTGs variou de $0,187 - 0,937 \text{ mm}$, com maior frequência de concentração de gotas na classe

de 0,312 de diâmetro com 83.812 gotas, houve somente concentração de 13 gotas na classe 0,937 mm de diâmetro. Os hidrometeoros foram provenientes do tipo de nuvens quentes de origem de sistemas de mesoscalas (por exemplo, brisas marinha/terrestre). As relações polarimétricas ZDR-R na correlação apresentaram pouca dispersão do que as relações tradicionais Z-R que pressupõe boa estimativa na quantificação de chuva. Na calibração da taxa instantânea de chuva dos dados do radar e dados dos pluviômetros, apesar de que o radar ter superestimado a taxa instantânea em quase todo período com viés máximo de 10,23 e mínimo de -0,14, a polarimetria ZDR (relação ZDR-R) estimou com expressão a taxa instantânea, houve comportamento padrão entre as taxas instantâneas estimadas e as taxas instantâneas observadas dos pluviômetros em todo período, com RMS de 1,00.

Palavras chave: Leste do Nordeste do Brasil, Disdrômetro Parsivel, hidrometeoros, Intensidade da chuva, polarimetria ZDR e KDP.

IHADUA, I. M. T. J.; **Estabelecimento de Critérios Inovadores para a Quantificação da Precipitação para a Região Coberta pelo Radar Meteorológico de Maceió**. Conclusion Master's study in Meteorology, Institute of Atmospheric Sciences, Federal University of Alagoas, in 2016.

ABSTRACT

The main objective of this study is to contribute for the establishment of new criteria to quantify the precipitation for the area covered by the meteorological radar of Maceió, Alagoas. Radar, disdrometer and pluviometer data were used to calculate the drop diameter distribution and radar images were converted into pluviometric data with the purpose of obtaining the Z-R, KDP and ZDR-R relations necessary to classify the nature of the hydrometeors and quantify the precipitation. During the elaboration of this study, it was neither possible to obtain the KDP-R relation nor to calibrate the accumulated 24 hour rain rate in order to verify the efficiency of the estimative due to the occurrence of a strong El Nino (in 2015). Generally, El Nino events causes a decrease in the precipitation of the Northeast's rainy season and, rain rates greater than 30 mm/hr or sequences of data to obtain the 24 hr totals (to check the efficiency of the calibration) were not available. However, this drawback did not fade the importance of the study because it was possible to obtain the polarimetric estimates ZDR (ZDR-R relation) and the precipitation at every 10 minutes. The outcomes resulting from the polarimetric ZDR relation and calibration with instantaneous rates are of expressive scientific relevance. The classification of the hydrometeors (using the disdrometer data) characterized the water droplet microphysics yielding consistent results when compared to the observed ZDR-R relation of the instantaneous rain rates. The DSGs changed from 0,187 to 2,375 for rain rates greater than 6 mm/hr with the largest drop concentration frequencies within the class 0,427 (diameters in mm) with 34.224 drops. There was also variability in the classes 1,187 - 2,124mm, with a total of 1.949 drops. For rain rates greater than 2 mm/hr and smaller than 6mm/hr, drops with diameters greater than 1mm were detected, totaling 126 drops with diameters within the 0,187 - 1,375 mm interval; the largest drop concentration frequency occurred in the diameter class of 0,427 mm, with 79.785 drops. For rain rates less than 2mm/hr, the DSGs changed from 0,187 to 0,937 with the largest drop concentration frequency occurred in the diameter class of 0,312 mm, with 83.812 drops. There was only concentration of 13 drops in the diameter class of 0,937mm. The hydrometeors were from hot clouds associated with meso-scale systems (for example, sea/land breezes). The polarimetric ZDR-R relations appearing in the correlations showed less dispersion than the traditional Z-R relations, which presume good estimates in the rain

quantification. Although the radar have overestimated the instantaneous rain rates during most of the period of the study maximum of 10,23 and minimum of 0,14), the polarimetric ZDR-R relations yielded good agreement between the estimated and observed instantaneous rates for the entire period, with RMSE of 1.00.

Key words: Eastern northeastern Brazil, Parsivel disdrometer, hydrometeors, rain intensity, ZDR and KDP polarimetry.

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Figura 2.1 – Curvas de Köhler para um aerossol de cloreto de sódio (NaCl) com massa M_a igual a $0,2 \times 10^{-20}$ kg (curva cinza) e para água pura (curva preta) à temperatura de 20° C. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1985)	9
Figura 2.2 – Comparação entre tamanho, concentração e velocidade terminal de algumas partículas envolvidas em processos de formação de nuvens e precipitação. Fonte: Adaptada de McDonald (1958)	10
Figura 2.3 - Interpretação física de Parâmetros polarimétrico de (a)fase diferencial (Φ_{DP}) e (b)fase diferencial específica (K_{DP}) Fonte: Adaptada de Clark Payne (2013).....	26
Figura 2.4 - Interpretação física do Parâmetro polarimétrico da refletividade diferencial (Z_{DR}). Fonte: Adaptada de Clark Payne (2013).....	27
Figura 4.1 Mapa geográfico brasileiro, localização do Nordeste e do Estado de Alagoas e da cidade de Maceió onde se encontra o radar meteorológico S-POL do CEMADEN. Fonte: Adaptado de Tayob (2014).....	30
Figura 4.2 Raios de alcance do radar (círculos preto) e a localização do radar meteorológico do CEMADEN no Campus A. C. Simões. Fonte: Adaptado de Moraes et al. (2004).....	31
Figura 4.3 Disdrômetro OTT Parsivel ² localizado na área externa do sistema de radar meteorológico de Alagoas. Fonte: Adaptado de Tayob (2014)	33
Figura 4.4 Princípio de funcionamento de OTT Parsivel ² .Fonte: Manual de instruções operacionais do “Present weather sensor OTT Parsivel. Fonte: Adaptada de Tatob (2014)....	35
Figura 4.5 Ilustração de pluviômetros automáticos.....	37
Figura 4.6 Conjunto pedestal, refletor e antena (com a proteção de uma cúpula) do radar S-POL SIRMAL do CEMADEN. Estrutura metálica (dentro da cúpula) contém os transmissor, receptor e demais subsistemas.	37
Figura 4.7 Ilustração de um guia de onda com espessura igual à metade do comprimento de onda utilizado no radar. Fonte: Adaptada de Seliga e Bringi (1976)	39
Figura 4.8 Ilustração da curvatura de um feixe de radar na atmosfera.....	40
Figura 4.9 Ilustração de varredura em azimute	41
Figura 5.1 – Resultados de cálculo da distribuição de tamanho de gotas, medidos pelo disdrômetro Parsivel do SIRMAL durante os meses de Julho e Agosto, período de estudo..	46

Figura 5.1 Resultados de cálculo da distribuição de tamanho de gotas, medidos pelo disdrômetros Parsivel do SIRMAL durante os meses de Julho e Agosto, período de estudo.	46
Figura 5.2 Diagrama (5.2 a,b) de dispersão das refletividade Z_{DR} (dBs) versus taxa de chuva R (mm.h^{-1}) do período estudado.	48
Figura 5.3 Variação temporal da refletividade Z_{DR} e da taxa de chuva do período estudado	48
Figura 5.4 Diagrama (5.4 a,b) de dispersão das refletividade Z_{DR} (dBs) versus taxa de chuva $R > 6 \text{ mm h}^{-1}$ (no intervalo de 15 minutos de amostras).....	49
Figura 5.5 Variação temporal da refletividade Z_{DR} e da precipitação superior a 6 mm h^{-1}	50
Figura 5.6 Concentração da DTGs calculadas em relação ao espectros de gotas medidos via disdrômetro para precipitações $> 6 \text{ mm h}^{-1}$, nos intervalos de 5 minutos de dados	50
Figura 5.7 Diagrama (5.7 a,b) de dispersão das refletividade Z_{DR} (dBs) versus taxa de chuva $R < 2 \text{ mm h}^{-1}$ (para 15 minutos de amostras).....	51
Figura 5.8 Variação temporal da refletividade e da precipitação inferior a 2 mm h^{-1}	52
Figura 5.9 Concentração da DTGs calculadas em função do espectros de gotas medidos via disdrômetro para taxa de chuva inferior de 2 mm h^{-1}	52
Figura 5.10 a,b Diagrama de dispersão das refletividade Z_{DR} (dBs) versus taxa de chuva entre 2 a 6 mm h^{-1} (no intervalo de 7 minutos de amostras)	53
Figura 5.11 Variação temporal da refletividade e da precipitação entre 2 a 6 mm h^{-1}	54
Figura 5.12 Concentração da DTGs calculadas em função do espectros de gotas medidos via disdrômetro para a taxa de chuva entre 2 a 6 mm h^{-1}	55
Figura 5.13 Comparação das Concentrações da DTGs calculadas em função do espectros de gotas medidos via disdrômetro para os três conjuntos de taxas de chuva distintas (cor azul para taxa de chuva inferior a 2 mm.h^{-1} , cor laranja para taxa de chuva entre 2 mm.h^{-1} a 6 mm.h^{-1} e taxa de chuva entre 6 mm.h^{-1} a 30 mm.h^{-1}).....	56
Figura 5.14 Comparação de séries temporais da refletividades do radar e do disdrômetro em dBZs para todo período estudado	57

Figura 5.15 Quarenta minutos de calibração das taxas instantâneas de chuva estimada (do algoritmo polarimétrico ZDR) versus taxas instantâneas de chuva observadas dos pluviômetros	58
Figura 5.16 Comparação da variação temporal da taxa instantânea de chuva do algoritmo polarimétrico ZDR de radar (linha vermelha) com a taxa instantânea de chuva dos pluviômetros (linha azul).....	59

LISTA DE TABELAS

	Pag.
Tabela 2.1 - Diâmetros típicos de gotas com diferentes intensidade de chuva	17
Tabela 4.1 Eventos de chuva selecionados a partir dos dados do disdrômetro para os 2 meses de estudo (Julho e Agosto) do ano 2015 para geração das relações polarimétricas (KDP-R e ZDR-R) e relação tradicional Z-R	32
Tabela 4.2 Volume pluviométrico acumulado a cada 10 minutos selecionados dos dados dos pluviômetros a partir de 2 meses (Outubro e Novembro) de 2015 para a calibração da taxa de chuva.....	32
Tabela 4.3 Descrição das características eletrônicas do disdrômetro OTT Parsivel	34
Tabela 4.4 Classificação de acordo com diâmetro e velocidade das partículas	36

ACRÓNIMOS E ABREVIATURAS

Z	Refletividade
R	Taxa de chuva
D	Diâmetro
H	Polarizações horizontal
V	Polarizações vertical
Z_{DR}	Diferencial de reflectividade
K_{DP}	Fase diferencial específica
SIRMAL	Sistema de Radar Meteorológico do Estado de Alagoas
CEMADEN	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
S-POL	Radar banda s de dupla polarização
NEB	Nordeste do Brasil
VCANs	Vórtices ciclônicos dos altos níveis
SFs	Sistemas frontais
ZCEN	Zonas de convergência sobre o leste do nordeste
ENEB	Leste do nordeste
TSM	Temperatura da superfície do mar
ZCIT	Zona de convergência intertropical
POAs	perturbações ondulatórias no campo dos ventos alísios
NW-SE	Noroeste-sudeste
CCN	Cloud condensation nuclei
NCL	Condensação por levantamento
NaCl	Aerossol de cloreto de sódio
IN	Núcleo de gelo
ITU	International telecommunication union
dBZ	Unidade
t	Tempo
Φ_{DP}	Propagação de fase diferencial
dB	Unidade
V	Velocidade
DPSRI	Dual –polarization surface rainfall intensity

DTGs	Distribuição de tamanho de gotas
OMM	Organização meteorológica mundial
FORTTRAN	Mathematical formula translation system
SNE	Sul do nordeste
IN	Núcleo de gelo
W	Velocidade vertical
M.S ⁻¹	Metros por segundo
VT	Velocidade terminal
RMS	Root mean square

SUMÁRIO

	Pag.
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos	2
2 REVISÃO DA LITERATURA	3
2.1 Características da precipitação pluviométrica do inverno no ENB	3
2.1.1 Sistemas Frontais ou Frentes Frias (SFs)	5
2.1.2 Zona de Convergência sobre o ENE (ZCEN)	5
2.1.3 Perturbações Ondulatórias no campo de Alísios (POAs)	6
2.1.4 Efeitos de brisa Marinha e brisa Terrestre-Ventos Alísios	6
2.2 Peculiaridades microfísicas de sistemas precipitantes	8
2.2.1 Formação de nuvens e precipitação.....	8
2.2.2 Precipitação estratiforme e convectiva	12
2.3 Características da precipitação pluviométrica	14
2.3.1 Intensidade da chuva (R)	14
2.3.2. Diâmetro da gota (D)	15
2.4 Distribuição do tamanho de gota e sua aplicação.....	17
2.5. Refletividade efetiva do radar	22
2.6 Relação ($Z-R$).....	22
2.7 Relação ($KDP-R$)	25
2.8 Relação ($ZDR-R$)	26
3. CONCLUSÃO.....	29
4. METODOLOGIA	30
4.1. local experimental, instrumentação e métodos de análises	30
4.1.1. Área de estudo e coleta de dados.....	30
4.1.2. Disdrômetro OTT Parsivel ²	32
4.1.2.1 Princípio de funcionamento do Disdrômetro OTT Parsivel ²	34

4.1.3. Radar S-POL	37
4.1.4 Técnicas de análise de dados	42
4.1.5 Produtos hidrológicos	43
4.1.5.1 Estimativa da taxa de precipitação com a metodologia do Rainbow	43
4.1.6 Calibração da taxa de chuva gerada pela relação polarimétrica ZDR-R com os dados dos pluviômetros.	44
4.1.6.1 Conversão dos volumes pluviométricos dos dados dos pluviômetros em taxa de chuva estantânea para a comparação com a taxa de chuva do radar gerada	44
4.1.6.2 Cálculo da raiz quadrática média (RMS)	45
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	46
5.1 Distribuição de tamanho das gotas (DTGs)	46
5.2 Relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) para todo período de estudo.....	47
5.2.1 Relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) para taxa de chuva superior a 6 mm h^{-1}	49
5.2.1.1 Distribuição de tamanho das gotas (DTGs) para taxa de chuva $> 6 \text{ mm h}^{-1}$	50
5.2.2 Relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) para taxa de chuva inferior a 2 mm h^{-1}	51
5.2.2.1 Distribuição de tamanho das gotas (DTGs) para taxa de chuva $< 2 \text{ mm h}^{-1}$	52
5.2.3 Relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) para taxa de chuva de 2 a 6 mm h^{-1}	53
5.2.3.1 Distribuição de tamanho das gotas (DTGs) para taxa de chuva $< 2 \text{ mm h}^{-1}$	54
5.2.4 Comparação das Concentrações da DTGs da taxa de chuva $< 2 \text{ mm.h}^{-1}$, taxa de chuva $> 2 \text{ mm h}^{-1}$ e $< 6 \text{ mm h}^{-1}$, taxa de chuva $> 6 \text{ mm h}^{-1}$ e $< 30 \text{ mm h}^{-1}$	55
5.3 Refetividade de Radar e do Distrometero	56
5.4 Calibração da taxa estantânea de chuva gerada pela relação polarimétrica ZDR-R com as taxas de chuva instantânea dos pluviômetros.	57
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES	58
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	62

APÊNDICE A 71
APÊNDICE B..... 75

1. INTRODUÇÃO

Inicialmente, o radar meteorológico provocou muito interesse na comunidade hidrológica por sua capacidade única para descrever a variação espacial e temporal da taxa de precipitação. Tal característica é particularmente apreciado na gestão da água (mais especificamente em água que escoam em resposta rápida, hidrologia urbana, gestão de barragens em áreas montanhosas). O entusiasmo inicial foi mitigada quando se percebeu que a estimativa de chuva a partir de um radar clássico (medição do radar de reflectividade única Z) foi afetada por grandes incertezas que poderiam ser reduzidos apenas através de média no espaço e no tempo, invalidando, assim, em grande medida a especificidade do instrumento. Com um radar clássico em cada intervalo de compartimento a taxa de precipitação R é derivado da reflectividade Z do radar usando uma relação unívoca Z - R . Na verdade, sabe-se que Z não depende apenas de R , mas também sobre as características da distribuição de tamanho de gota de chuva, e em particular do seu diâmetro médio D_0 , que é um parâmetro sujeitos a grande variabilidade. Em caso de chuva muito intensa (como a chuva convectiva), o sinal de radar será afetado por significativa atenuação de dois caminhos, o que irá reduzir consideravelmente a Z observado e, assim, a estimativa R (SELIGA E BRINGI, 1976).

Sigla et al. (1981) para superar essas dificuldades, radares polarimétricos usam técnicas de diversidade de polarização que sondam o meio, em duas polarizações, a horizontal (H) e vertical (V). Sob estresse aerodinâmica, gotas de chuva quando caem tomam uma forma oblata que se torna mais pronunciada à medida que aumenta o seu tamanho. Radares polarimétricos tiram vantagem deste efeito físico, que impacta tanto a propagação de uma onda radioelétrica de entrada e seu retroespalhado. O efeito retroespalhado é explorado em radares meteorológicos band-S uma vez que esta faixa de frequência é afetado pela atenuação ao longo da trajetória através da chuva. Pingos de chuva podem ser equiparados a esferóides achatados preferencialmente orientadas no plano horizontal. Isso faz com que o eco de radar a partir de gotas de chuva maiores na polarização H , do que a polarização V , e que este efeito amplia como o tamanho das gotas também aumentam. A partir da razão da reflectividade em H polar e V , respectivamente (ou diferencial de reflectividade $Z_{DR} = Z_H / Z_V$), uma estimativa do diâmetro do volume médio D_0 podem ser derivados, e a sua combinação com Z_H permite conseguir uma melhor estimativa do taxa de precipitação R (afectado pela variabilidade da distribuição do tamanho de gotas).

1.1 Objetivos

Em face ao exposto anteriormente, este trabalho tem como objetivo geral estabelecer critérios inovadores para a quantificação de precipitação, através de polarimétricas KDP (para chuva forte) e ZDR (para chuva moderada e fraca), e compará-los com o método tradicional (relação Z-R) para a costa leste do nordeste do Brasil, usando um conjunto de dados do Sistema de Radar Meteorológico do Estado de Alagoas – SIRMAL/CEMADEN (banda-S de dupla polarização), dados do disdrômetro Parsivel e dos pluviômetros. Como objetivos específicos, pretende-se:

- 1) **CLASSIFICAR** as gotas de chuva a partir de medidas polarimétricas e do disdrômetro Parsivel.
- 2) **GERAR E ANALISAR** as relações polarimétricas KDP-R, ZDR-R e relação tradicional Z-R.
- 3) **CALIBRAR E ESTIMAR** a natureza da chuva do ponto de vista microfísico.

Como forma de alcançar os objetivos dessa pesquisa, o trabalho está organizado da seguinte forma: O capítulo 2 descreve a revisão de literatura na qual se destaca os principais sistemas meteorológicos responsáveis pelas precipitações que ocorrem no inverno (estação chuvosa) na região em estudo, a microfísica das nuvens e as características das precipitações. No capítulo 3 descreve-se o local de estudo, as diferentes características do disdrômetro Parsivel (PARTicle Size and VELocity), princípio de funcionamento do mesmo, síntese do pluviômetro, sobre radar de tempo S-POL e a metodologia usada. O capítulo 4 apresenta os resultados e discussões. A finalização do trabalho, como conclusões e também sugestões para melhoria e futuros trabalhos de pesquisa estão resumidos no capítulo 5.

2. REVISÃO DA LITERATURA

A questão mais preocupante relacionada às nuvens são os fenômenos adversos que afetam a segurança da população, podendo comprometer suas atividades, a integridade física dos cidadãos e de seus bens materiais. Os responsáveis mais comuns para que tal grau de severidade seja atingido são grandes volumes de precipitação em um curto espaço de tempo, ou persistência de uma condição moderada ao longo de horas ou até mesmo dias, podendo provocar inundações e deslizamentos de terra devido ao encharcamento do solo (DUARTE, 2012). Em função disso, sendo que indispensáveis, não seriam mais que suficiente para proporcionar avanços na qualidade em estimar a chuva com maior precisão e, analisar, interpretar e monitorar os eventos de precipitação com radar de tempo, propondo assim o estudo detalhado da taxa de precipitação (R) e da refletividade do radar (Z) e de outras variáveis polarimétricas (KDP e ZDR). No entanto, abordar-se neste capítulo os detalhes referentes aos sistemas produtores de chuva, microfísica das nuvens e as características da precipitação no Leste do Nordeste.

2.1 Características da precipitação pluviométrica do inverno no Leste do Nordeste brasileiro.

Devido à sua localização geográfica, o Nordeste do Brasil (NEB) sofre a influência de sistemas meteorológicos os quais conferem características climáticas peculiares, sendo conhecida como uma região de alta variabilidade temporal e espacial no campo de precipitação. Essa alta variabilidade no regime pluviométrico do NEB está associada às interações entre sistemas meteorológicos de mesoescala e macroescala. Assim, a atuação simultânea ou não desses sistemas, e de seus posicionamentos relativos à Região, são responsáveis por chuvas muito acima ou muito abaixo do normal climatológico para essa região, podendo provocar tanto enchentes como secas severas (MOLION e BERNARDO, 2002).

Ao ser mencionado, o termo “meteorologia” comumente remete à imagem de algum fenômeno adverso, tal como chuva provenientes de VCANs, Sistemas Frontais (SFs), Zonas de Convergência sobre o ENEB (ZCEN), as Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAs) e outros sistemas característicos no Leste do Nordeste do Brasil (ENEB). São nomes que estão constantemente nos canais de comunicação e na linguagem da população, por terem a capacidade de afetar significativamente o cotidiano e a segurança da vida humana no ENEB.

Um dos fatores em comum a todas estas condições é a presença de nuvens, formações pelas quais geralmente tais sistemas tornam-se visíveis.

Afirma-se que a área Leste do Nordeste, a precipitação chega a atingir acima de 2000 mm anualmente, em quanto que no interior a precipitação anual tem sido menos de 400 mm (KOUSKY, 1980). Ainda o mesmo autor afirmou que nesta área de variabilidade, existe uma grande variação de ano em ano. No qual esta variação interanual está relacionada com as flutuações da temperatura da superfície do mar (TSM) nos oceanos tropicais, o Atlântico e o Pacífico. Esta variabilidade espacial e temporal da precipitação na Região, provenientes da atuação de diferentes sistemas meteorológicos, provoca em determinadas localidades a ausência de chuva durante períodos prolongados, ocasionando graves problemas para a sociedade, economia e para os ecossistemas naturais. É exequível afirmar que a principal atividade econômica é a produção agrícola, que é apresentada como a base de desenvolvimento de muitas comunidades na Região, é, quase na sua totalidade, controlada principalmente pela quantidade e regularidade das chuvas (MOLION e BERNARDO, 2002).

Aragão (1975) argumenta que o tempo e clima no Nordeste são influenciados por pelo menos cinco diferentes sistemas de circulação atmosférica: Sistemas Frontais (SFs), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Perturbações Ondulatórias no Campo dos ventos Alísios (POAs); brisas e Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCANs). Dentre os mecanismos de grande escala, destacam-se os SFs e a ZCIT que atua no Norte do NEB. Molion e Bernardo (2002) sublinharam que as POAs e brisas marinha e terrestre fazem parte de mecanismos de mesoescala, enquanto circulações orográficas e pequenas células convectivas constituem-se fenômenos da microescala. Sendo que os mesmos autores salientaram que as brisas junto aos ventos alísios e a Zona de Convergência sobre o ENE (ZCEN) afetam uma faixa que vai da costa até 300 km dentro da região.

Do conjunto de sistemas supracitados, com exceção do VCAN que se forma em latitudes tropicais (de Palmer) e da ZCIT, ocorrem principalmente nos meses de verão, sendo raramente observado no inverno. Descreveu-se minuciosamente os sistemas que atuam durante o inverno, período abrangente neste trabalho, dos quais nomeadamente:

- Sistemas Frontais (SFs)
- Zona de Convergência sobre o ENE (ZCEN)
- Perturbações Ondulatórias no Campo dos ventos Alísios (POAs)

- Efeitos de brisas marinha e terrestre

2.1.1 Sistemas Frontais ou Frentes Frias (SFs)

Os sistemas frontais (SF) são formados por encontro de duas massas de ar de temperatura e umidade diferentes. Formados no encontro de uma frente quente e uma frente fria um sistema de baixa pressão no centro (ciclone), com rotação no sentido horário, no H.S. Sendo que este ciclone desenvolve-se a partir de uma pequena onda, ganhando assim o grau de maturidade em diferentes estágios de desenvolvimento (COELHO, 2010). Entre as duas massas existe uma zona de transição, no qual ocorrem variações bruscas no campo de temperatura e umidade do ar, denominando-se zona frontal ou frente.

A penetração de sistemas frontais do HS ou seus restos entre as latitudes 5°S e 18°S são importantes mecanismos produtores de chuvas no SNE e para ENE, como visto em Kousky (1979) a atuação das frentes no NEB está reduzida a aproximadamente 20% das frentes que chegam no Brasil. Durante o inverno, essa penetração pode ocorrer até latitudes equatoriais, pois, nessa época, a posição média da ZCIT é em torno de 10°N. O mesmo autor estudou a interação entre os SFs e o NEB constando que, a variação da taxa de precipitação anual na região costeira é pequena, porém, ao adentrar o continente verificou-se que essa variabilidade tornou-se maior, principalmente sobre a região do semiárido. É de salientar que, o ENEB não foi atingido por nenhum sistema frontal durante o período de estudo.

2.1.2 Zona de Convergência sobre o ENE (ZCEN)

O ENE (7° a 18°S) tem seu máximo de precipitação no período de abril a julho, época em que as frentes frias são mais intensas, e que se observa uma Zona de Convergência sobre o ENE (ZCEN), constituindo um importante mecanismo dinâmico para a produção de chuvas sobre essa região, produzindo precipitação numa faixa de até 200 km do litoral. A ZCEN apresenta convecção rasa, com um cavado indo até 700 hPa (uma baixa nos níveis médios) cuja orientação é de NW-SE, é alimentada pela umidade do Atlântico Sul e sua atividade está relacionada às anomalias da TSM. Sendo que o mecanismo dinâmico mais importante responsável pela produção de chuva no ENEB durante a quadra chuvosa (MOLION e

BERNARDO, 2002).

2.1.3 Perturbações Ondulatórias no campo de Alísios (POAs)

As POAs são ondas que se formam no campo de pressão atmosférica, ao longo dos ventos alísios, seu deslocamento é de leste para oeste. O campo dos Ventos Alísios é frequentemente perturbado por penetrações de sistemas frontais em latitudes baixas, quer sobre o oceano quer sobre o continente. No Atlântico Sul, a convergência dos ventos de sul, associados aos sistemas frontais, com os ventos de leste, provocam perturbações ondulatórias nos Alísios (POAs) que se propagam para oeste imersas no campo dos alísios (MOLION e BERNARDO, 2002).

A evolução de sistema convectivo de mesoescala proveniente da POAs foi acompanhado por Gomes Filho et al (1979). Os autores descreveram que esse sistema teve sua origem sobre o Oceano Atlântico, distante 150 km da costa paraibana, penetrou sobre o Continente onde causou precipitação intensa e alcançou o Sertão, aproximadamente 500 km da costa. Os mesmos autores observaram também a interação do sistema com a topografia do terreno, o que provocou alterações significativas na intensificação do sistema, causando precipitação intensa em várias regiões da Paraíba.

Por sua vez, Yamazaki e Rao (1977) fizeram análise de imagens de satélites em órbita polar para as faixas 5°S-10°S e 10°S-15°S e concluíram que perturbações ondulatórias poderiam ser a causa das chuvas na costa do ENE nos meses de junho a agosto. Cohen et al. (1989) descreveram as perturbações costeiras, associadas à brisa marítima, e sugeriram que as perturbações são os mecanismos principais para o máximo pluviométrico junto à costa em maio-junho. Perturbações Ondulatórias nos Ventos Alísios e as brisas marítima e terrestre, associadas à topografia e à convergência de umidade, completam o quadro de fenômenos de escala menor, responsáveis por 60 a 70 % do total pluvial da quadra chuvosa.

2.1.4 Efeitos de brisa Marinha e brisa Terrestre-Ventos Alísios

As brisas são um tipo de circulação de mesoescala causado por aquecimento diferenciado entre a terra e mar. Durante o dia, a superfície do continente (devido à baixa capacidade térmica), aquece e resfria mais rapidamente que a do oceano adjacente (com alta

capacidade térmica). Como consequência, pela manhã, surge uma faixa de pressão mais baixa sobre o Litoral, pode causar a diferença entre os fluxos de energia provenientes do continente-oceano para a atmosfera e assim, causa gradientes de pressão em alguns níveis acima da superfície, impulsionando o movimento. Esse movimento faz com que haja divergência e convergência na atmosfera próxima e assim, cria-se uma célula de circulação. O vento, à superfície, sopra do oceano para o continente, em direção aproximadamente perpendicular à linha da costa chamada brisa marinha.

Quanto à brisa terrestre o processo é inverso, isto é, durante a noite o oceano se mantém mais aquecido que a terra e, assim, o gradiente se inverte, com o ar ascendente sobre o mar, o que resulta na criação de um gradiente horizontal de pressão. Molion e Bernardo (2002) confirmaram que devido a este processo durante a noite produz-se uma componente de vento oposto aos Alísios, que pode até causar calmaria entre 23:00 a 01:00h da manhã. O vento resultante, caso a componente seja maior que os Alísios, é conhecido como brisa terral. Na região de convergência, Alísio/terral, sobre o oceano, provocam pequenos e médios totais pluviométricos durante a noite, e nas primeiras horas da manhã. Cerca de 20% a 40% do total pluviométrico do ENE é devido às influências de meso-escala, tais como as brisas, POAs ou linhas de instabilidade.

De acordo com Kousky (1980) referiu que as brisas marinhas e terrestres são mecanismos produtores de chuva que estão sempre atuando no leste do NEB, produzindo chuvas leves e de curta duração. E os máximos de chuvas no leste do Nordeste ocorrem entre maio a julho, e está possivelmente associado à máxima convergência dos alísios com a brisa terrestre, a qual deve ser mais forte durante as estações de outono e inverno quando o contraste de temperatura entre a terra e o mar é maior.

Levando em consideração que este ano (de 2015) está havendo um episódio de El Niño de intensidade forte ocasionando diminuição significativa de precipitação no Litoral Nordeste brasileiro. Este evento força um dos ramos descendente sobre a Região Nordeste, o ar subsidente se aquece por compressão adiabática. Essa subsidência cria uma inversão psicrotérmica, a cerca de 2 km de altitude sobre a região, que seria a causa da diminuição das chuvas, particularmente neste período de estudo. Esse fato sugere que a diminuição de precipitação esteja relacionada com a incapacidade de um mecanismo dinâmico que provoque movimentos ascendentes e rompesse a camada de inversão psicrotérmica. Com isso, o subitem 2.1.4 foi o principal mecanismo provocante de chuva durante o período estudado.

2.2 Peculiaridades de microfísicas de sistemas precipitantes

2.2.1 Formação de nuvens e precipitação

As mudanças de fase da água têm fundamental importância em microfísica de nuvens. Dentre elas, a condensação, a solidificação e a sublimação destacam-se, pois fazem parte dos processos de formação das nuvens (ROGERS, 1979). Um dos problemas intrínsecos na microfísica de nuvens é que estas transições de fase não ocorrem em equilíbrio termodinâmico e necessitam romper tensões superficiais.

As gotículas de nuvem possuem grande curvatura e realizam trabalho para manter tal geometria. O tamanho da gotícula irá aumentar ou diminuir dependendo da taxa de condensação sobre a mesma (quando maior for a taxa de condensação e mais vapor de água na atmosfera, maior é o tamanho da gota). Por outro lado, as gotas com diâmetros maiores em equilíbrio com o ambiente, não irão mudar de tamanho uma vez que as moléculas de água que condensam sobre as gotas são contrabalançadas pelas moléculas que evaporam. O ar saturado em relação a uma gota de chuva não está saturado em relação a uma gotícula de nuvem e, portanto, para manter gotículas de nuvem em equilíbrio com o ambiente o ar precisa estar supersaturado. Quanto menor a gotícula, maior será a supersaturação necessária para mantê-la em equilíbrio (PRUPPACHER e KLETT, 1985). A supersaturação, mesmo nas nuvens, dificilmente atinge valores acima de 101% (supersaturação de 1%), e para que as gotículas possam crescer é necessária à presença de núcleos de condensação sobre os quais a condensação pode se iniciar mesmo com umidade relativa abaixo de 100%. Na atmosfera, há uma grande concentração de micropartículas higroscópicas que atuam como embriões de condensação (CCN – Cloud Condensation Nuclei). Tal processo é chamado de nucleação heterogênea, e o processo de formação de gotículas a partir do vapor em um ambiente limpo, denomina-se de nucleação homogênea.

A condensação sobre um CCN solúvel produz uma solução, sendo que os íons na solução formada reduzem o número de moléculas na superfície das gotículas. Desta forma, a evaporação das moléculas de água é menor e o efeito desse soluto é o de reduzir a pressão de vapor de equilíbrio sobre a gotícula. As condições de equilíbrio para um núcleo de condensação são representadas pelas curvas de Köhler (Figura 2.1). Observa-se nesta figura que para pequenos raios da solução (curva cinza), a pressão de vapor de equilíbrio é menor do que para a água pura (curva preta) e pequenas gotas de solução poderão existir com subsaturação. Em

ambientes supersaturados, há a possibilidade de dois estados de equilíbrio: as gotículas com tamanhos menores que o raio crítico estão em equilíbrio estável e irão crescer até atingir o mesmo raio de equilíbrio, enquanto que as gotículas com raios maiores estão em equilíbrio instável e irão evaporar até atingir o equilíbrio estável. Para cada tamanho de aerossol há um raio crítico que separa o equilíbrio estável do instável, representado pelo pico da curva de solução (cinza). É dessa maneira que a maioria das gotículas é formada. Quando o ar úmido é resfriado, a umidade relativa aumenta, as gotículas irão crescer seguindo a curva de Köhler. Uma vez que o raio crítico é atingido, as gotículas são ditas “ativadas” e poderão crescer num ambiente de nuvem. Como a supersaturação não permanece constante durante este processo, pois o crescimento de uma população de gotas/gotículas pode diminuir a disponibilidade de vapor, algumas gotículas não ativadas poderão evaporar para suprir a deficiência de vapor causada pelo crescimento das gotas maiores.

Uma parcela de ar que ascende acima do nível de condensação por levantamento (NCL), as gotículas de solução maiores são ativadas. Quando a parcela ascende acima deste nível, a supersaturação aumenta e as gotículas menores da solução também podem ser ativadas. A ativação das gotículas cresce rapidamente, removendo a umidade do ar e diminuindo a tendência da supersaturação aumentando com o levantamento da parcela. Em algum ponto, muitas gotículas são ativadas e os dois efeitos são contrabalanceados: a supersaturação não aumenta e novas gotículas não são ativadas. Nesse ponto, uma nuvem é formada contendo um espectro inicial de gotículas.

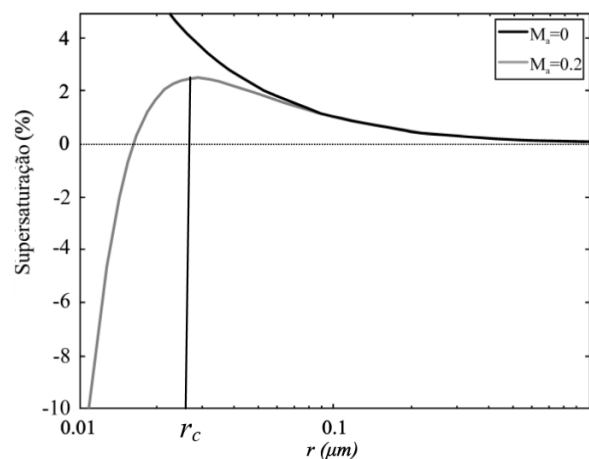


Figura 2.1 – Curvas de Köhler para um aerossol de cloreto de sódio (NaCl) com massa M_a igual a $0,2 \times 10^{-20}$ kg (curva cinza) e para água pura (curva preta) à temperatura de 20° C. Fonte: Adaptada de Pruppacher e Klett (1985)

Uma nuvem é um conjunto de gotículas com concentração da ordem de 10^6 por litro e com raio de aproximadamente $10\ \mu\text{m}$. Esta estrutura é extremamente estável e as gotas mostram pequena tendência a mudar seus tamanhos, exceto pelo crescimento de toda a população. A precipitação é desenvolvida quando a população da nuvem torna-se instável e algumas gotas crescem à custa das outras. Existem dois mecanismos sob os quais a microestrutura de uma nuvem pode tornar-se instável. O primeiro envolve a colisão e coalescência de gotas de água e pode ser importante em qualquer nuvem. O segundo mecanismo envolve as interações entre gotas de água e cristais de gelo e está restrito àquelas nuvens cujos que se desenvolvem em níveis mais frios que 0°C (ROGERS, 1979).

Com a diferenciação em tamanhos há também a diferenciação em velocidades terminais. Assim, uma pequena gota caindo através de uma nuvem formada por gotículas irá colidir rapidamente com as que estão em seu caminho até que tenha um raio menor que cerca de $20\ \mu\text{m}$. Entretanto, é esperado que nuvens que contenham um número pequeno de gotas maiores de cerca de $20\ \mu\text{m}$ de raio sejam estáveis com respeito ao crescimento por colisão/coalescência. Quanto maior é o raio da gota, mais eficiente é o processo de coleta. Assim, é necessário que algumas gotículas cresçam mais para que tenha início o processo de colisão e coalescência (ROGERS, 1979).

As partículas de interesse em física de nuvem apresentam uma ampla escala de tamanho, concentração e velocidade de queda. A Figura 2.2, adaptada de McDonald (1958), compara essas propriedades para algumas partículas envolvidas nos processos de condensação e precipitação. Observa-se que há uma grande diferença de tamanho entre um CCN típico e uma gota de nuvem, e entre uma gota de nuvem e uma gota de chuva.

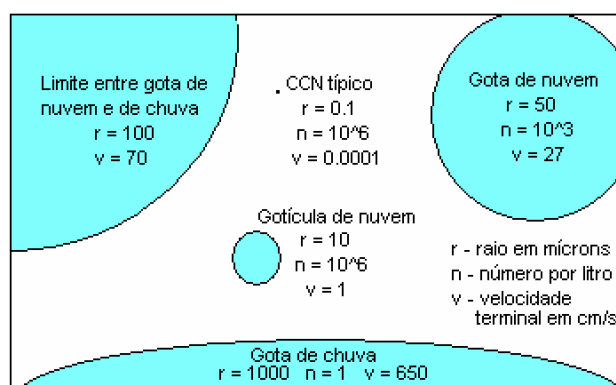


Figura 2.2 – Comparação entre tamanho, concentração e velocidade terminal de algumas partículas envolvidas em processos de formação de nuvens e precipitação. Fonte: Adaptada de

McDonald (1958).

Uma vez que o topo da nuvem atinge temperaturas menores que 0°C , pode haver formação de cristais de gelo, que neste caso crescerá rapidamente por difusão devido à diferença entre as pressões de vapor da água e do gelo, levando à evaporação de gotículas quando o ambiente está subsaturado em relação à água. A temperatura de nucleação homogênea do gelo é inversamente proporcional ao tamanho da gota, no caso de uma gotícula de $5\ \mu\text{m}$ o congelamento ocorre em temperaturas próximas a -40°C . Por outro lado, cristais de gelo formados por nucleação heterogênea surgem quando o topo da nuvem atinge temperaturas inferiores a -5°C . A ativação pelo núcleo de gelo (IN) pode ocorrer com diferentes processos. No processo de nucleação por deposição, a natureza química do IN permite que o vapor d'água se deposite diretamente sobre ele, formando o cristal de gelo. Alguns IN permitem a formação de gelo após estarem imersos numa gotícula d'água (processo de nucleação por condensação seguida por congelamento). Inicialmente há a formação da gotícula, e o IN atua como CCN, e logo depois como núcleo de congelamento. Outro processo, chamado de nucleação por contato, tem início quando um IN toca em uma gotícula super-resfriada e ocorre o congelamento. Já no processo de nucleação por imersão, o congelamento ocorre após o IN ser embebido por uma gota super-resfriada (PRUPPACHER e KLETT, 1985).

Quando um cristal de gelo está entre um grande número de gotas de água superresfriadas a situação torna-se imediatamente instável. A pressão de vapor de equilíbrio sobre o gelo é menor que sobre a água a mesma temperatura, logo, o cristal de gelo cresce por difusão de vapor e as gotas evaporam para compensar. O vapor transferido depende da diferença entre a pressão de vapor sobre a água e sobre o gelo e é mais eficiente a aproximadamente -12°C . Uma vez que o cristal de gelo apresenta uma taxa de crescimento maior que as gotas de água, começa então a cair e tornam-se possíveis colisões. O tipo de cristal de gelo resultante depende de diversos fatores físicos e químicos, como por exemplo, a composição química do IN, o processo de ativação, e as condições de supersaturação e corrente ascendente. A face de um cristal de gelo é predominantemente hexagonal e pode apresentar formas semelhantes a colunas, placas ou dendritos. As partículas de gelo conhecidas como “graupel” são partículas que crescem pelo processo de acreção (riming), isto é, quando gotículas super-resfriadas são capturadas por uma partícula de gelo e congelam instantaneamente. Se o congelamento não for imediato, há formação de uma estrutura mais densa podendo evoluir para o hidrometeoro conhecido como granizo. Já os flocos de neve são partículas formadas pelo processo de agregação, ou seja, pela

união de cristais de gelo e são encontrados com maiores dimensões próximo a 0°C (PRUPPACHER & KLETT, 1985). Uma vez que a partícula ultrapassa o nível de 0° C indo para temperaturas mais quentes, pode derreter e emergir da base da nuvem como uma gota de chuva indistinguível de outra que tenha sido formada por colisão/coalescência. Em condições de tempo com baixas temperaturas ou quando grandes pedras de gelo estão envolvidas, a partícula pode chegar à superfície ainda congelada.

2.2.2 Precipitação estratiforme e convectiva

Garcez e Alvarez (1988) definiram a precipitação como sendo o conjunto de águas originadas do vapor de água atmosférico que cai em estado líquido ou sólido, sobre a superfície da terra. Este conceito engloba, portanto, não somente a chuva, mas também a neve, granizo, neblina, orvalho ou geada. Para as condições climáticas do Brasil, a chuva é a mais significativa em termos de volume.

A extensão, a intensidade e o tempo de vida dos sistemas precipitantes estão sempre associados aos movimentos verticais do ar, e costuma-se classificar o tipo de precipitação de acordo com o mecanismo dominante responsável por tais movimentos. A precipitação do tipo convectiva está geralmente associada a sistemas com chuva intensa, localizada e embebida em ar instável. Já o tipo estratiforme caracteriza-se por chuva contínua associada com ascensão de larga escala produzida por levantamento frontal ou topográfico (ROGERS, 1979). Os dois tipos apresentam diferenças microfísicas que podem ser oriundas da magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens e da escala de tempo dos processos microfísicos formadores da precipitação. A precipitação estratiforme existe quando a velocidade vertical do vento w ($m \cdot s^{-1}$) é muito menor do que a velocidade terminal (v_t) das partículas de neve, que é de aproximadamente $1-3 m \cdot s^{-1}$ (HOUGHTON, 1968). Nestas condições as partículas de gelo nas regiões mais altas da nuvem devem precipitar, pois não podem ser sustentadas ou carregadas para cima pelos movimentos verticais para que possam crescer. Nos processos convectivos os movimentos verticais são da ordem de $1-10 m \cdot s^{-1}$ ou mais, igualando ou excedendo as velocidades terminais típicas dos cristais de gelo.

Toda precipitação estratiforme está relacionada com processos de formação de gelo com baixos conteúdos de água líquida, sendo que o processo de coalescência é pouco eficiente. Cada nível das nuvens estratiformes tem um papel importante nos processos de precipitação: os níveis altos e mais frios ($T \sim -20^\circ C$) fornecem cristais de gelo que servem como embriões para o

desenvolvimento de precipitação em níveis mais baixos; os níveis médios da nuvem ($T \sim -15^\circ \text{C}$) fornecem um ambiente propício para um rápido crescimento por difusão. A acreção e agregação ocorrem mais rapidamente nos níveis mais baixos da nuvem, em temperaturas entre -10°C e 0°C , sendo que a maior parte do crescimento da precipitação ocorre nestes níveis. Quando precipitam os hidrometeoros da região estratiforme passam pela camada de degelo (região em torno de 0°C), derretem e eventualmente há a quebra em gotas menores, logo nessa região também ocorre muita agregação. Essa camada de degelo é vista por um radar como uma região horizontal de altas refletividades, chamada de banda brilhante, e também é identificada por médias intensidades de precipitação (ROGERS, 1979).

Nas nuvens convectivas o tempo disponível para o aumento da precipitação é menor, mas como o conteúdo de água líquida é mais elevado do que nas nuvens estratiformes, o processo de coalescência é mais eficiente. Através da observação de que o tempo de vida típico de uma célula convectiva ($\sim 20 \text{ min}$) é também o tempo necessário para o crescimento da precipitação, Houghton (1968) concluiu que os processos de formação de precipitação devem começar mais rapidamente no desenvolvimento da nuvem e em baixos níveis. A precipitação pode ser iniciada por processos de coalescência ou queda de cristais de gelo, dependendo primeiramente da temperatura e do conteúdo de água líquida de nuvem, e a maior parte do aumento da precipitação se dá por acreção. O principal processo de crescimento de cristais de gelo em sistemas convectivos é a agregação, pois os cristais individuais não possuem peso suficiente para precipitar e sobreviver até a superfície, ou seja, necessitam colidir e se agregar. Outros processos como a nucleação, o crescimento por deposição e a acreção também produzem grandes concentrações de gelo. O processo de agregação é importante nas regiões de correntes ascendentes e geralmente ocorre antes que os cristais descendam a níveis mais quentes (-10°C).

A precipitação na região tropical é o elemento meteorológico de maior importância, pois é o que apresenta maior variação em termos de mudanças sazonais, e é o principal elemento meteorológico na utilização da subdivisão do clima numa região. A variabilidade de intensidade e, de uma forma geral, as características estruturais da precipitação são algumas das maiores dificuldades encontradas na padronização dos campos de chuva. Esses problemas são particularmente sentidos dentro dos modelos de circulação geral e previsão do tempo. O conhecimento mais detalhado, tendo como foco principal algumas características microfísicas da chuva, principalmente para uma região com grande escassez sobre esse assunto é de fundamental importância (MORAES et. al., 2003).

A precipitação é o principal elemento meteorológico de restabelecimento dos recursos

hídricos da superfície terrestre. A sua distribuição temporal e espacial constitui dos fatores que condicionam o clima e que estabelecem o tipo de vida de certa região. Contudo, para que se forme a precipitação é necessário que as gotas possuam diâmetros médios superiores a 20 μm . Porém, tais gotas formam-se com a existência de núcleos de condensação grandes e partículas higroscópicas, como sal marinho. O aumento da massa e volume destas facilita a sua queda que ao mesmo tempo aumenta a chance delas colidirem com outras e, conseqüentemente, aumentando seu tamanho. Deste modo, após aproximadamente um milhão de colisões as gotas atingem tamanhos suficientes para vencer as correntes verticais ascendentes e podem cair e atingir a superfície em forma de chuva sem poder evaporar durante o percurso. As gotas de chuva podem crescer até aproximadamente 6 mm de diâmetro, quando sua velocidade terminal é de 30 kmh^{-1} . Com esse tamanho e velocidade, a tensão superficial, que a mantém inteira, é superada pela resistência do ar, que acaba quebrando a gota (MORAES, 2003).

2.3 Características da precipitação pluviométrica

2.3.1 Intensidade da chuva (R)

O tamanho da gota está relacionado com a intensidade da chuva e com a velocidade terminal das gotas, existindo uma relação direta. A intensidade da chuva é o fluxo de precipitação pluvial através de uma superfície horizontal e é expressa em termos do volume de fluxo de água (MORAES, 2003). Conseqüentemente, a intensidade pode ser expressa em função da distribuição por tamanho, $N(D)$, pela equação (2.1).

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 u(D) dD \quad (2.1)$$

Onde:

R = intensidade da chuva [mm h^{-1}]

N = número de gotas medidas

D = diâmetro médio das gotas [mm]

$u(D)$ é a velocidade de queda de uma gota de diâmetro D .

Quando existe uma corrente vertical ascendente u o fluxo de precipitação pode ser escrito da seguinte maneira:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D)D^3(u - D)dD \quad (2.2)$$

Zhou et al. (2008) descreveu que estudos sobre a chuva têm sido realizados considerando quantidades acumuladas ou médias enquanto que outras características da precipitação como a frequência e intensidade têm sido foco de estudo nos últimos anos. Ela é uma ferramenta na compreensão do comportamento temporal e espacial dos recursos hídricos, em termos de disponibilidade e impactos dos eventos extremos. Este elemento meteorológico é o principal contribuinte hidrológico de uma bacia hidrográfica. No entanto, chuva de intensidade forte pode causar vários problemas como, por exemplo, inundações e suas consequências para a vida humana e não só (PIZARRO et al., 2012). Conhecer a intensidade da chuva é importante para vários aspectos, como são os casos de modelagem da erosão dos solos e/ou dimensionamento do sistema de drenagem. Por outro lado, é também importante para perceber a taxa de carga do lençol freático e estimar o escoamento subterrâneo (KUMAR et al., 2007).

Raimundo (2011) analisou a probabilidade de ocorrência de extremos de precipitação e tendência de classes desta, para a região metropolitana de São Paulo, tendo concluído que eventos extremos de precipitação são responsáveis por distúrbios sociais e problemas econômicos, principalmente em grandes centros urbanos. Áreas densamente povoadas sofrem deslizamentos de terra, inundações e destruição de construções, que causam mortes e doenças em larga escala tais como a malária, dengue e leptospirose. Por esses e outros motivos estudos de valores dessa natureza podem ser usados como forma de prevenção (planejamento) pelos órgãos competentes, na tentativa de minimizar os efeitos provocados pelas precipitações mais intensas.

Liu et al. (2005) analisaram as tendência das quantidades, frequência e intensidade da chuva, que ocorreram na China, de 1960 a 2000, com objetivo de perceber a característica da variação. Dentre várias conclusões destacam que o aumento da proporção deste elemento meteorológico (chuva), devido os eventos intensos e a tendência decrescente da precipitação, tem implicações potencialmente graves no controle de enchentes e produção vegetal, especialmente nas áreas de cultivo de sequeiro, nas zonas áridas e semi-áridas daquele país.

2.3.2. Diâmetro da gota (D)

Existe uma diferença de tamanho das gotas presentes numa nuvem em relação às que

constituem um evento de chuva. Uma gota de chuva tem o tamanho de 100 vezes maior que uma gota de nuvem em formação. Fontes diferentes aproximam o intervalo de medição dos diâmetros de gotas da chuva. No entanto, em média, uma gota de chuva tem diâmetro entre 0,1 e 5 mm. As gotas de chuva, com até 2 mm de diâmetro, são esféricas enquanto que as maiores têm seu formato afetado devido à gravidade. As gotas com diâmetros maiores que 3 mm têm a parte inferior achatada pela resistência do ar. Esse formato será cada vez mais deformado à medida que a gota de chuva for aumentando o seu tamanho e ao mesmo tempo ela vai sendo mais susceptível a se quebrar (BELCULFINÉ, 1977).

Os diâmetros das gotas além de variarem em função do ambiente, marinho ou continental, em que a nuvem se encontra elas variam segundo o tipo de nuvem que as concentra, nuvem quente ou nuvem fria. As nuvens marinhas são constituídas de gotas com diâmetros maiores do que as gotas que constituem as nuvens em ambiente continental. Segundo Belculfiné (1977) tal distinção é devido ao conteúdo de núcleos das duas massas de ar envolvidas.

Em nuvens quentes as gotas de chuva são, geralmente, de diâmetros menores que as encontradas em nuvens frias e, dificilmente, gotas de chuva existentes em nuvens quentes passam de 2 mm de diâmetro. Esse fato pode ser explicado pela combinação do processo de Bergeron e colisão-coalescência (em nuvens frias) produz gotas maiores que o processo de colisão-coalescência sozinho (em nuvens quentes). Para fins científicos, agricultura, defesa civil, entre outros, o conhecimento de diâmetro de gotas de chuva que atinge determinada região são importantes para que possamos entender as características dos tipos de chuva, assim como, a contribuição de cada tipo de chuva na região de interesse (BELCULFINÉ, 1977).

Horsmtmeyer (2008) classificou os diâmetros do tamanho da gota de chuva conforme suas intensidades dos eventos de chuva, tabela 2.1, podendo ser concluído que as menores gotas são comuns em chuvas fracas, e os maiores tamanhos ocorrem em chuvas tipo tempestade.

Tabela 2.1 - Diâmetros típicos de gotas com diferentes intensidade de chuva.

Tamanhos de gota típicos	
Tipo de Chuva	Diâmetro (mm)
Chuva fraca	
Gotas menores	0.5
Gotas maiores	2.0
Chuva Moderada	
Gotas menores	1.0
Gotas maiores	2.6
Chuva forte (tempestade)	
Gotas menores	1.2
Gotas maiores	4.0
A maior gota possível	5.0
Granizo	10
	40

Fonte: Adaptado de HORSMTMEYER, 2008.

2.4 Distribuição do tamanho de gota e sua aplicação

O domínio do espectro do tamanho de gota de chuva é essencial para a formulação do algoritmo que ajuda no conhecimento dos padrões da chuva, utilizando técnicas de radar meteorológico (SIMPSON et al., 1988). A distribuição do tamanho de gota de chuva possibilita o cálculo ou computação de propriedades do volume de chuva tais como, o conteúdo de água, intensidade da chuva e energia cinética. É também o descritor básico na parametrização e modelagem numérica da microfísica da chuva e seus impactos (TOKAY e SHORT, 1996; JAYAWARDEN e REZAUR, 2000). Essa distribuição varia de lugar para lugar, dependendo de condições meteorológicas e variam também de uma tempestade para outra assim como, dentro de um sistema de tempestade (TOKAY et al., 2002; BRINGI et al., 2003; JASSAL et al., 2011).

Estudar ou analisar a distribuição do tamanho de gotas é, no entanto, vital para várias áreas de aplicação tais como satélite meteorológico, comunicação e erosão de solos. Segundo Owolawi (2011) e Adetan e Afullo (2013) as vantagens oferecidas pelas micro-ondas e ondas

milimétricas tem atraído interesse dos acadêmicos e da indústria de comunicação. Tornando, cada vez mais importante conhecer as características dessas ondas em zonas com determinado tipo de chuvas. A propagação da onda eletromagnética através de uma região contendo gotas de chuva sofre dois efeitos de atenuação, a saber: 1° absorção, através do qual parte dessa energia é absorvida pelas gotas de chuva e transformada em calor e 2° é o espalhamento da energia em todas as direções. O cálculo desses dois mecanismos de atenuação é baseado no conhecimento das características das gotas de chuva.

Ochou et. al., (2007) analisaram a parametrização da distribuição do tamanho da gota de chuva com a sua taxa, na região Oeste de África e verificaram outra importância do conhecimento dessa distribuição que tem sido alvo de muitos estudos técnicos e científicos, no que diz respeito a ciências ambientais: a remoção de poluentes na atmosfera que depende da chuva.

Para Ulbrich (1983) a evolução das medições da distribuição do tamanho de gotas de chuva revela que as análises de dados de precipitação, no passado, foram feitas considerando que a distribuição do tamanho de gotas de chuva obedecia a uma forma exponencial, equação (2.4). Porém, demonstrou que uma melhoria, medição mais precisa, poderia ser feita se a distribuição do tamanho das gotas fosse assumida como uma distribuição Gama, equação (2.5). As equações 2.4 e 2.5 são originais de Marshall e Palmer (1948).

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (2.3)$$

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D), \quad (0 \leq D \leq D_{max}) \quad (2.4)$$

Onde: $N(D)$ é distribuição do número de gota em função do diâmetro, N_0 é o número de gota, λ e D é a inclinação da distribuição e diâmetro da gota, respectivamente.

Nzeukou et al., (2004) determinaram a relação entre a taxa de chuva (R) e a refletividade do radar (Z) em eventos de chuva convectiva e estratiforme, analisando as distribuições de tamanhos de gotas de chuva em Cabo Verde, Senegal e em Dakar, ao longo da costa Oeste africana. Utilizaram 48 eventos de chuva colhidos por um Disdrômetro "Joss and Woldvolgel (JW)" durante o período de 1997 a 2000. Ajustaram as distribuições de tamanho de gota em

três modelos analíticos: O exponencial, de Marshal e Palmer (1948) na equação (2.4), Gama modificada por Ulbrich (1983) a equação (2.5) e o Lognormal por Feingold e Levin (1986) e Sauvageot (1994) na equação (2.6).

$$N(D) = \frac{N_T}{(2\pi)^{0.5}(\ln\sigma)D} \exp\left[\frac{-\ln^2(D/D_g)}{2\ln^2\sigma}\right] \quad (2.5)$$

Onde: N_T = número total de gotas.

D = diâmetro da gota.

D_g = diâmetro médio geométrico.

σ = desvio padrão.

A representação da distribuição de tamanho de gotas de chuva pode ser feita considerando diferentes formas. Para a região tropical a função exponencial proposta por Marshall e Palmer (1948) não se adéqua para o estudo dessa distribuição, pois para taxa média de precipitação (chuva) superior a 10-20 mmh⁻¹ e diâmetros maiores que o valor modal (1 – 2 mm), o declive (declinação da distribuição do tamanho de gotas de chuva) torna-se quase constante enquanto que na distribuição de Marshall e Palmer (1948) assume-se que ela diminui com o aumento da taxa de precipitação. Por outro lado, o número de gotas pequenas, com diâmetro $D < 1- 2$ mm é menor que o correspondente a forma exponencial considerando a mesma taxa de precipitação (OCHOU et al., 2007).

Estudando a característica das gotas de chuvas de diferentes ciclones tropicais, particularmente no regime convectivo onde as chuvas são mais abundantes, para fins de modelação e representação de processos microfísicos em modelos de meso escala, Tokay et al., (2008) analisaram dados de medições feitas por disdrômetro “JW” em sete Ciclones Tropicais durante a estação ciclônica do atlântico entre 2004 a 2006 e concluíram que as inundações durante a ocorrência de ciclones tropicais são, geralmente, causadas por chuvas constituída de gotas de dimensões menores a médias, que raras vezes passa de 4 mm. A concentração, relativamente alta, de gotas grandes em ciclones extratropicais assemelha-se a distribuição de tamanhos de gotas em tempestades do continente e os parâmetros integrados da concentração de gotas de chuva, conteúdo de água líquida e taxa de precipitação a uma refletividade, 40 dBZ, são mais baixos em ciclones extratropicais que em ciclones tropicais.

Owolawi (2011) estudando a distribuição do tamanho de gota de chuva da região de Durban, África do Sul, colhidos pelo disdrômetro JW RD-80 para identificar os tipos de gotas

frequentes em eventos de chuva estratiforme e convectiva, como forma de contribuir na estimativa da atenuação específica da chuva, usou a função da probabilidade de densidade e concluiu que, de uma forma geral, as gotas que caem em Durban têm diâmetros que variam de 0.3 a 4 mm. A maior parte, 67% da chuva de intensidades $R < 20 \text{ mmh}^{-1}$, é constituída de gotas com diâmetros que variam de 0.5 a 0.9 mm. Nesse intervalo há mais gotas de diâmetros 0.5 a 0.7 mm. No regime $R \geq 20 \text{ mmh}^{-1}$, 45% das gotas de chuva que caem têm diâmetros que variam de 0.5 a 0.8 mm e que 20 % dessas tem diâmetros variando de 0.9 a 2 mm.

Antônio (2000) comparou dados de distribuição de tamanhos de gotas de chuva, obtidos de dois disdrômetros “JW” implantados nas cidades de Botucatu e Garça no estado de São Paulo, com as refletividades de radar do sistema de Bauru, que foram determinantes para a obtenção da relação representativa da taxa de precipitação (R) e a refletividade (Z) de referência que além de facilitar a calibração de radar seria aplicada para converter dados de radar em chuva.

Segundo Moraes (2003) foi através de relações empíricas e dados obtidos através de Disdrômetro que Seliga et al. (1986) estimaram a velocidade de queda da chuva, quantidade de água líquida e fator de refletividade do radar, para a região de Illinois central, nos estados unidos, em outubro de 1982. As comparações com os parâmetros que compõem a distribuição foram feitas através de modelos exponenciais e gama. As simulações da estimativa da relação Z - R e a velocidade de queda de chuva que são comparadas com valores estatísticos obtidos pelo Disdrômetro-JW. O resultado mostrou um ajuste excelente entre os parâmetros derivados do disdrômetro e das relações empíricas.

Tokay et al. (2002) analisaram observações simultâneas de dois disdrômetros, óptico e JW, e dois pluviômetros a sudoeste da bacia amazônica, dos quais observaram gotas de diâmetros superiores a 5,0 mm e concluíram que no lugar da relação $Z = 300R^{1.4}$ que tem sido aplicada, em vários radares meteorológicos da rede, podia ser aplicada a relação $Z = 250R^{1.2}$ para eventos de chuvas intensas de natureza tropical. Nesse estudo foram aplicadas as funções gama e exponencial.

Tenório et al., (2010) determinaram a taxa de precipitação (R), o conteúdo de água líquida em um volume (W), refletividade do radar (Z) assim como, determinaram a relação Z - R representativa e o modelo que se ajusta melhor a distribuição das gotas de chuva na costa leste do nordeste Brasileiro. Para tal, foram aplicadas as formas analíticas exponencial, Marshal e Palmer (1948) e Lognormal, Feingold e Levin (1986) à 238 eventos de precipitação colhidos de dezembro de 2001 a setembro de 2002, medidos pelo disdrômetro JW RD-69 instalado no Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas. Para a mesma região

Moraes (2011) analisou distribuição de gotas de chuva com origem marinha e continental, das quais obteve diversas relações $Z-R$ para os dois ambientes.

Para Malinga e Owolawi (2013) a atenuação das micro-ondas e ondas milimétricas depende consideravelmente da taxa de precipitação R e da distribuição de gotas de chuva. Sob o ponto de vista da complexidade do sistema de comunicação desejado para atender a demanda de usuários, o conhecimento adequado das características da chuva nessas bandas é necessário a fim de compensar adequadamente a perda do sinal. A propagação da atenuação, nessas bandas de alta frequência, devido a fatores ambientais é acentuada, principalmente devido à gota de chuva que tem tamanho aproximadamente igual ao do comprimento de onda de rádio em alta frequência, podendo causar dispersão do sinal de rádio.

Devido aos sistemas de comunicação modernos e sofisticados torna-se necessário estudar ou caracterizar a distribuição de tamanho de gotas de chuva considerando os diferentes tipos de chuva. Neste sentido, Adimula e Ajay (1996) analisaram dados de três disdrômetros “JW” implantados em Calabar, Zaria e Ile-Ife, na Nigéria, e caracterizaram as chuvas tropicais (com os dados de Zaria) e chuvas marítimas ou do sul (com os dados de Calabar e Ile-Ife). Identificaram o(s) modelo(s) que melhor caracteriza(m) as distribuições de gotas de chuva tropical e marítima para caracterizar a atenuação específica das micro-ondas e ondas milimétricas devido à precipitação. As distribuições ajustaram-se melhor aos modelos exponencial e lognormal.

A atenuação pela chuva é um fator limitante para frequências superiores a 10 GHz, para ser usada em rádio comunicação. A variabilidade da precipitação é um fator muito preocupante, especialmente para a região tropical que tem uma enorme diversidade de condições climáticas. Na ausência de dados de atenuação medidos, medições da distribuição de gotas de chuva podem fornecer informação útil sobre a variação da atenuação pela chuva (DAS, et al., 2010).

Vários investigadores consideram a taxa de precipitação na classificação da distribuição do tamanho de gota em diferentes tipos ou regimes de precipitação. Para cada tipo de precipitação são determinadas as respectivas atenuações. A atenuação específica da chuva aumenta com a frequência e seus valores mais pronunciados ocorrem em tempestades enquanto que o menor valor da atenuação verifica-se durante a chuva do tipo chuvisco (OWOLAWI, 2011). Resultados semelhantes foram obtidos na Índia, onde as diferenças de atenuação em vários locais revelaram-se significativas para frequências maiores de 40 GHz. Mínima para intensidade de precipitação 10mmh^{-1} e máxima para 100mmh^{-1} indicando que a atenuação da chuva se torna mais sensível às variações da distribuição do tamanho de gotas de chuva em

taxas de precipitação mais elevadas. Comparações feitas entre as distribuições obtidas em cinco regiões com o resultado do modelo ITU-R (*International Telecommunication Union*) revelaram que ITU-R demonstrou comportamentos diferentes e não satisfatórios de atenuação específica, clarificando a necessidade de calcular a atenuação específica para cada região (DAS et al., 2010).

2.5. Refletividade efetiva do radar

Para Sauvageot (1992) a média de energia retro difundida por uma população de partículas distribuídas de forma homogênea em um volume elementar é proporcional à sua refletividade do radar. A refletividade do radar é uma quantidade característica do alvo. Geralmente, em comprimentos de onda padrões dos radares meteorológicos, as condições da aproximação do feixe de luz com relação a retro difusão nas nuvens e precipitação (exceto granizo) são satisfeitas.

A quantidade de energia retornada pelas gotas de chuva é representada pelo fator de refletividade de radar Z , fator de refletividade do precipitante. Este valor é obtido matematicamente pelo radar. O fator de refletividade dependente do número e tamanho das gotas de chuva por unidade de volume tem unidade de mm^6m^{-3} e é expresso em dBZ (SAUVAGEOT, 1992; MASSAMBANI, 1998; MORAES, 2011; TAYOB, 2014).

2.6 Relação (Z-R)

A interpretação da observação ou dados de radar meteorológico requer a aplicação da equação que relaciona a refletividade do Radar e a chuva estimada pelo Radar. Essa relação, largamente conhecida por relação $Z-R$, pode ser derivada de observações das distribuições dos tamanhos de gotas de chuva usando Disdrômetros, Pluviômetros e medições do Radar (TAYOB, 2014).

A relação $Z-R$, além de permitir a avaliação da quantidade de chuva que cai em uma determinada região ou área de uma maneira mais precisa ela é importante e indispensável para a calibração do radar meteorológico. Um dos grandes problemas que tem sido encontrado na medição da quantidade de chuva usando radar é a variabilidade da relação entre o fator refletividade do radar (Z) e a taxa ou intensidade de chuva (R). Relações na forma $Z = aR^b$ tem sido adotadas com frequência, mas o problema reside na escolha dos coeficientes a e b , porque esses valores variam consideravelmente de caso para caso assim como, durante um mesmo

evento (MASSAMBANI e RODRIGUES, 1998).

Basicamente existem dois métodos aplicados para determinar os coeficientes a e b , o meteorológico e o estatístico. O método meteorológico consiste em calcular a taxa de precipitação pluvial (R) e a refletividade (Z) diretamente da distribuição do tamanho de gotas de chuva e posteriormente determinar os valores dos coeficientes. São considerados dados do radar e de pelo menos um pluviômetro da área coberta pelo radar (MOREIRA, 2005).

Os coeficientes a e b da relação $Z-R$ variam à medida que são consideradas várias e diferentes amostras para a sua determinação. Esses coeficientes apresentam comportamentos diferentes, em relação a sua variação, com a tendendo a aumentar e o b a diminuir com o aumento da intensidade da convecção durante a chuva (QUINTÃO, 2004).

Sauvageot (1992) destaca dois grupos de fatores responsáveis pela variação dos coeficientes da relação $Z-R$. O 1º é o Local (geografia e climatologia) - altura da troposfera, orografia, efeitos de regiões litorâneas, latitude, umidade e vários outros fatores cuja ação varia com a época do ano, dinâmica, termodinâmica e processos da microfísica da nuvem que possa alterar a concentração de gotas por unidade de volume. O 2º é a estrutura das nuvens - a concentração de gotas por unidade de volume varia consideravelmente em uma nuvem ou tempestade, e para Hess et al., (1998) essa concentração muda de acordo com o local de formação da nuvem ou localização da nuvem assim como, o tipo de nuvem.

A importância da aplicação da tecnologia de Radar meteorológico para medição da chuva consiste, principalmente, no refinamento dado às informações da chuva ocorrida em certa área, onde as medidas são feitas com alta resolução espacial e temporal e em tempo real.

Há muito tempo, investigadores vem se debatendo com a análise e interpretação de dados de radar (EMIDIO e LANDIM, 2008).

Marshall e Palmer (1947) estudaram a relação entre a precipitação e a refletividade do radar, para diferentes locais e tipos de chuva, tendo obtido para coeficientes $a=190$ e $b=1,72$. Desde então vários investigadores, de diferentes partes do mundo, dedicam-se a analisar os comportamentos ou relações da refletividade de radar e intensidade ou taxa de chuva para diferentes latitudes, como forma de suprir a dificuldade de estimar a quantidade da precipitação pluvial de uma forma mais precisa e continua.

As relações $Z-R$ são dependentes do tipo de chuva (convectiva, frente fria, mista), da estação do ano (verão, inverno), localização geográfica (trópicos, continentes, oceanos, médias latitudes), tipo de nuvem, etc (DOMENICO e SCHWARTZ, 1990). Nzeukou et al., (2004) consideraram o critério de 10 mmh^{-1} para diferenciar eventos de chuva estratiforme e

convectivas como uma forma mais adequada para analisar a relação entre a refletividade (Z) e a taxa de chuva (R). Em relação ao comportamento da relação $Z-R$ para os eventos separados em estratiformes e convectivos foram obtidos $a = 162$ e $b = 1,48$ para chuva convectiva e $a = 371$ e $b = 1,24$ para chuva estratiforme. No mesmo estudo obtiveram $a = 368$ e $b = 1,24$ para a relação $Z-R$ geral.

Tenório et al., (2010) além de diferenciarem os eventos de chuva considerando o critério 10 mmh^{-1} adotaram um critério considerando a duração temporal $t \geq 20$ minutos e chuva acumulada $R_{ac} \geq 10 \text{ mm}$ para obter relações $Z-R$ de eventos especiais. Foram obtidas relações $Z = 167,8R^{1,26}$; [$r^2 = 0,70$] para eventos de chuva estratiforme e $Z = 65,46 R^{1,69}$; [$r^2 = 0,84$] para eventos de chuva convectiva. A relação $Z-R$ geral para a costa leste do nordeste brasileiro obtida foi $Z = 176,5 R^{1,29}$; [$r^2 = 0,83$].

Moraes (2011) analisou a distribuição de tamanhos de gotas de chuva, de 2003 a 2006, da costa leste do NEB. Auxiliada de imagens de Radar obtidas na mesma fonte que as medidas do Disdrômetro, SIRMAL, separou as medições de chuva segundo sua origem, marinha e continental. Com objetivo de estabelecer equações que relacionem a refletividade do Radar e intensidade de chuva em eventos estratiformes e convectivos dos dois ambientes, calculou os coeficientes a e b para as relações $Z-R$ dos tipos de chuva, pelo método de regressão linear simples.

Em um trabalho que objetivou analisar a precipitação e determinar a relação $Z-R$ no o Litoral alagoano, Tayob (2014) aplicou análises de regressão linear, função densidade de probabilidade, função de frequências e ocorrências, que permitiram identificar as intensidades de chuva predominante, os horários de maior frequência e a expressão que relaciona a intensidade da chuva e a refletividade efetiva do radar meteorológico. A equação geral a relação $Z-R$ encontrada foi $Z = 123,3 R^{1,27}$ ($r^2 = 0,91$), valores do coeficiente a foram mais baixos e b apresentou grande semelhança aos encontrados por Moraes (2003). No período estudado, as chuvas tiveram sua maior frequência durante a madrugada e início da manhã (00-10h), o autor justificou que foi devido à intensificação dos sistemas meteorológicos que chegam à costa de Alagoas, pela circulação de brisa terrestre que ocorrem próximas à costa no período da noite. Em todo período estudado, as chuvas ocorrem com maior frequência no período noturno e nas primeiras horas da manhã, das 00h00min às 10h00min, associada à influência da circulação de brisa terrestre nos sistemas produtores de chuva que atingem a região (TAYOB, 2014).

2.7 Relação (KDP-R)

O parâmetro polarimétrico K_{DP} (fase diferencial específica) é a derivada espacial da fase diferencial, ou seja, uma comparação da diferença de fase entre os impulsos polarizados horizontal e verticalmente, a duas distâncias diferentes. A fase diferencial (Φ_{DP}) resulta da diferença de fase entre a onda com polarização horizontal e a onda com polarização vertical; aparece com valor não nulo se o conjunto de partículas existente no volume da atmosfera tiver uma orientação predominante. Como os impulsos horizontais e verticais propagam através de um meio (ou seja, chuva, granizo, etc.) os dois pulsos tendem a atenuarem (ou diminuir) fazendo com que cada uma de suas fases de mude. A maioria dos alvos não têm deslocamento de fase igual na horizontal e vertical, devido à forma do alvo e da concentração. Esta diferença entre os desvios de fase horizontal e vertical é referido como o deslocamento de fase diferencial. Logo, a equação é uma simples subtração, tal que a mudança de fase positiva diferencial quando ocorre deslocamento de fase horizontal é maior do que a vertical (CLARK PAYNE, 2013). Onde, temos:

$$\Phi_{DP} = \Phi_H - \Phi_V \quad (2.6)$$

$$K_{DP} = \frac{\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (2.7)$$

Onde,

Φ_{DP} - Diferencial de fase [$^\circ$]

Φ_H - Pulso polarizado horizontal [dB]

Φ_V - Pulso polarizado vertical [dB]

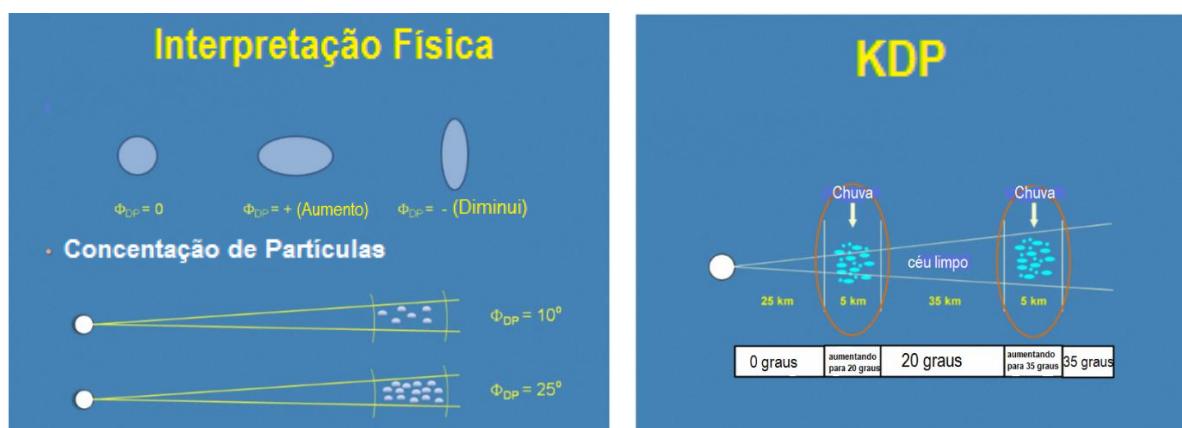
K_{DP} - Diferencial de fase específica [$^\circ/\text{km}$]

r - Distância [km]

Bem como a reflectividade diferencial, a forma do alvo afecta o deslocamento de fase diferencial. Alvos orientados horizontalmente podem produzir um aumento (mudança Φ_{DP} positivo). Alvos orientados verticalmente podem produzir uma diminuição (mudança Φ_{DP} negativo). E, alvos esféricos produzem perto de zero o deslocamento Φ_{DP} . Além disso, ao contrário Z_{DR} , a mudança Φ_{DP} é dependente da concentração de partículas. Quanto maior a concentração de partículas existente em um volume do pulso, maior é a ocorrência do

deslocamento Φ_{DP} (FIGURA 2.3 a). Por exemplo, os alvos mais orientados horizontalmente existem dentro de um volume do pulso, quanto maior o deslocamento de fase positiva diferencial (CLARK PAYNE, 2013).

Então, qual é a razão para K_{DP} ? Com os pulsos ao passar pelo primeiro eixo de chuva, o pulso horizontal desacelera mais rápido do que o impulso vertical resultando em uma mudança positiva de fase diferencial. Vamos dizer que é 20 graus. Depois de sair do eixo de chuva, os pulsos ao entrar no céu claro, a mudança de fase diferencial adicional é zero. No entanto, essas lixeiras de céu limpo mostrarão uma mudança de fase diferencial de 20 graus porque a mudança de fase diferencial não pode reiniciar-se ao longo de uma radial (FIGURA 2.3 b). No segundo eixo de chuva, a mudança de fase diferencial aumentará de novo, e vamos dizer que aumenta em 15 graus. Nestas caixas e qualquer bin com variação para baixo e para cima, a mudança de fase diferencial será de 35 graus. Como você pode ver na figura 2.3 a, a mudança de fase diferencial é cumulativa e o valor absoluto não diz nada sobre o que está acontecendo em bin particular, mas sim tudo o que aconteceu ao longo da radial até esse ponto (CLARK PAYNE, 2013).



a)

b)

Figura 2.3 - Interpretação física de Parâmetros polarimétrico de (a) fase diferencial (Φ_{DP}) e (b) fase diferencial específica (K_{DP}). Fonte: Adaptada de Clark Payne (2013)

2.8 Relação (ZDR-R)

Reflectividade diferencial é uma medida do logaritmo da razão entre o pulso horizontal para a energia retorna do pulso vertical em um volume, que podem também ser pensado como o logaritmo da razão entre a reflectividade horizontal para a reflectividade vertical nas unidades lineares. O produto é capaz de determinar valores de -7,9 a +7,9 dB, no entanto, quando os

valores descem abaixo -3,956 dB, o cursor de leitura não mostra o valor real do produto, ele pode mostrar a $\sim -3,956$. Isso provavelmente não vai inibir a interpretação física como a maioria dos valores meteorológicos muito raramente se tornam amplamente negativo (CLARK PAYNE, 2013). Durante todo período de estudo a precipitação predominante que ocorreu foi de chuvisco e chuva, os produtos aferidos foram de 0,1890 a 1,5118 dBs mínimo e máximo respectivamente, não houve cristais de gelo nem granizo durante o período de estudo. Onde ZDR é dada pela equação 2.8.

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right) \quad (2.8)$$

A figura 2.4, resume a interpretação física da refletividade diferencial (Z_{DR}). Para hidrometeoros esféricos tais como gotas de chuvisco, a refletividade para ambas as dimensões horizontal e vertical dos hidrometeoros são aproximadamente iguais. Isto leva a uma razão de horizontal para refletividades verticais de aproximadamente 1, e o registo dessa razão é, por conseguinte, de aproximadamente zero, o que significa Z_{DR} é de aproximadamente 0 dB. A mesma lógica pode ser aplicada para os casos de hidrometeoros orientadas horizontalmente e verticalmente. Hidrometeoros orientado na horizontal, tais como as gotas de chuva terá Z_{DR} s positivos, e Z_{DR} aumenta quanto maior for o tamanho do hidrometeoro. Hidrometeoros orientados verticalmente, como cristais de gelo orientados verticalmente em um campo elétrico de alta tem Z_{DR} s negativos (CLARK PAYNE, 2013).


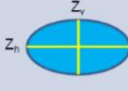

Interpretação Física		
Esférica <small>Chuvisco, granizo pequeno, etc.</small>	Orientada horizontalmente <small>(chuva, granizo derretendo, etc.)</small>	Orientada verticalmente <small>i.e. cristais de gelo orientada verticalmente</small>
		
$Z_h \sim Z_v$	$Z_h > Z_v$	$Z_h < Z_v$
$10 \log_{10} \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right) \sim 0$	$10 \log_{10} \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right) > 0$	$10 \log_{10} \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right) < 0$
ZDR = 0 dB	ZDR > 0 dB	ZDR < 0 dB

Figura 2.4 - Interpretação física do Parâmetro polarimétrico da refletividade diferencial (Z_{DR}).

Fonte: Adaptada de Clark Payne (2013)

Muitos estudos sobre a diversidade de polarização têm se concentrado principalmente na frequência não atenuante (radar de banda S). Desde o estudo inicial de Seliga e Bringi (1976) e posteriormente o trabalho de Bringi e Chandrasekar (2002) e Brandes et al. (2003), as investigações mostraram que as observações de radar multi-parâmetro de banda S pode ser utilizado para obter os parâmetros de distribuição de tamanho de gota da chuva e, assim, estimar a taxa de precipitação. A maioria dos estudos, no entanto, têm sido baseado com baixa energia do radar relacionamentos parâmetro de chuva derivados através de espectros de gotas de chuva simulado ou observados (por exemplo Ryzhkov e Zrníc, 1995;). De uma maneira geral para ser desenhada a partir desses vários estudos é que, as técnicas de estimativa baseadas em K_{DP} fornece as estimativas mais precisas de taxas elevadas de chuva ($>50 \text{ mm h}^{-1}$), enquanto que para moderadas e taxas baixas de chuva as medições de precipitação é possível através de faixas médias e combinandas com outros parâmetros de medição do radar (por exemplo, Z_{DR}). Outras vantagens de estimadores com base em K_{DP} é que eles não são afetados por erros de calibração do radar ou oclusão do feixe parcial e são menos suscetíveis aos efeitos de montanhas (Vivekanandan et al 1999; Zrníc e Ryzhkov, 1996). Tal como indicado nesses estudos, a mudança de fase diferencial em radar de banda S é caracterizada por relativa baixa sensibilidade à taxa de precipitação, que impacta na resolução de produtos derivados de chuva por estimadores K_{DP} . Por exemplo, Blackman e Illingworth (1997) têm mostrado que, para obter uma taxa de precipitação de 8 mm h^{-1} a partir do K_{DP} em radar de banda S, exigiria da Δr de pelo menos 5 km a 25 km do alcance do radar.

Um estudo experimental feito por Matrosov et al. (1999), embora valioso do ponto de vista do desenvolvimento da técnica polarimétrica, não forneceu uma análise quantitativa adequada dos estimadores. Em outro estudo, no entanto, Matrosov et al. (2002) forneceram uma análise quantitativa de erro dos diferentes estimadores de chuva com base em dados de campo. Eles concluíram que um algoritmo multiparamétrico consistindo de Z_H , Z_{DR} e medições K_{DP} fornece o menor erro padrão em comparação com outros estimadores de parâmetro único. De acordo com os autores, o algoritmo de parâmetro polarimétrica combinada intrinsecamente representa a variabilidade em relação ao equilíbrio da gota e a forma de tamanho, oferecendo assim um estimador mais estável.

3. CONCLUSÕES

Neste capítulo abordado, foi possível concluir que são vários os mecanismos que geram precipitação na costa leste do nordeste do Brasil, mas que os valores de precipitação mais altos ocorrem, em muitos casos, quando dois ou mais mecanismos se associam ou ocorrem simultaneamente. As nuvens, por mais semelhantes que sejam a quantidade de água dentro delas difere considerando os ambientes em que elas se encontram. Os diâmetros das gotas diferem significativamente entre nuvens de um mesmo ambiente assim como, entre nuvens de ambientes diferentes. Por outro lado, os mecanismos responsáveis pela formação e crescimento de gotas em nuvens frias e quentes são os responsáveis pelo crescimento diferenciado das gotas formadas. Nos últimos anos o cálculo da distribuição de tamanho da gota da chuva têm constituído uma ferramenta chave em vários estudos ambientais, tais como, remoção de poluentes, características da precipitação, erosão dos solos, diminuição da perda de sinal nos sistemas ou meios de comunicação, entre outros. Durante o período de estudo houve ocorrência predominantemente de chuvisco a chuva fraca e moderada, com DTGs variando nas classes médias de 0,312 a 1,187 mm de diâmetros. Isso se deve ao episódio de El Niño de intensidade forte ocasionando diminuição significativa de precipitação, que causou um declínio das chuvas na estação chuvosa no litoral nordeste brasileiro. Este evento provocou a descida do ar e se aqueceu por compressão adiabática. Essa subsidência criou uma inversão psicotérmica, que impediu mecanismo dinâmico que provoque movimentos ascendentes e venha vencer a inversão psicotérmica predominante, sendo assim, o subitem 2.1.4 foi o principal mecanismo provocante de chuva durante o período estudado

Uma relação $Z-R$ determinada de amostras de precipitação de um determinado local onde está instalado o radar é a ideal para sua calibração, porque as características das precipitações variam de lugar pra lugar. Bem como, a refletividade diferencial (Z_{DR}) é uma medida do diâmetro do tamanho de gota média dentro de um volume do pulso do radar. Releva-se ainda que Z_{DR} pode ser usado em operações para ajudar a tomar decisões, e em que situações a qualidade de Z_{DR} é degradada. Destaca-se ainda que o diferencial de fase específica (K_{DP}) é a derivada do alcance do deslocamento de fase diferencial (Φ_{DP}) ao longo de uma radial. Operacionalmente, são grandes produtos a serem usado para análise da taxa de chuva, no entanto, requer uma boa qualidade de dados para ser útil. Dessa maneira ficam garantidas medições eficientes, a natureza das gotas de chuva pelo radar.

CAPÍTULO 4

4. METODOLOGIA

4.1. LOCAL EXPERIMENTAL, INSTRUMENTAÇÃO E MÉTODOS DE ANÁLISES

4.1.1. Área de estudo e coleta de dados.

A Costa Leste do nordeste do Brasil (NEB), engloba a parte oriental dos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco e o centro-leste de Sergipe e Alagoas, e a parte sul a Bahia. Os Estados que pertencem ao o leste do nordeste, o da Paraíba apresenta a menor faixa litorânea, com 117 km, já o Estado de Alagoas apresenta um litoral com 229 km de extensão (DA SILVA, 2002). No Nordeste, o clima predominante é do tipo tropical quente e úmido ao longo da zona costeira, tornando-se seco nas regiões do interior. O tempo é geralmente seco, durante o verão, e chuvoso no inverno com chuvas mais abundantes na faixa costeira (FIGURA 4.1).

Este estudo foi desenvolvido em Maceió, no Campus A. C. Simões, da Universidade federal de Alagoas na área experimental do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas – SIRMAL pertecente ao CEMADEN, em um raio de de abrangência de 50 km como primeira fase e, em um raio de 150 km para segunda fase e 1.5⁰ de elevação para ambas as fases (FIGURA 4.2).

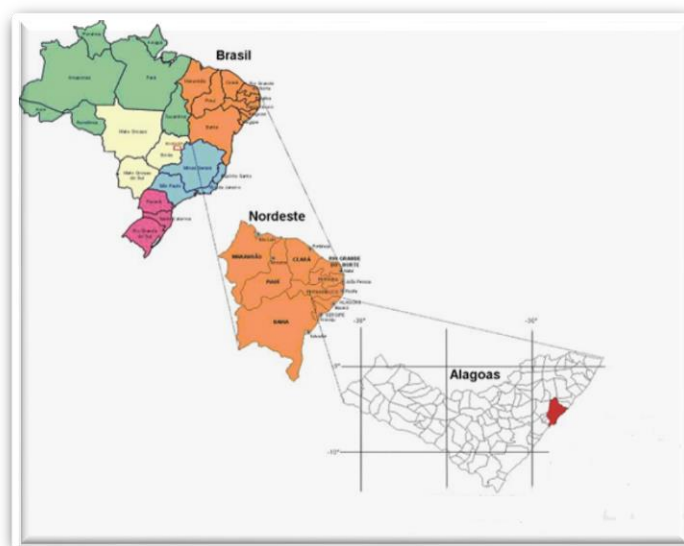


Figura 4.1 Mapa geográfico brasileiro, localização do Nordeste e do Estado de Alagoas e da cidade de Maceió onde se encontra o radar meteorológico S-POL do CEMADEN. Fonte: Adaptado de Tayob (2014).

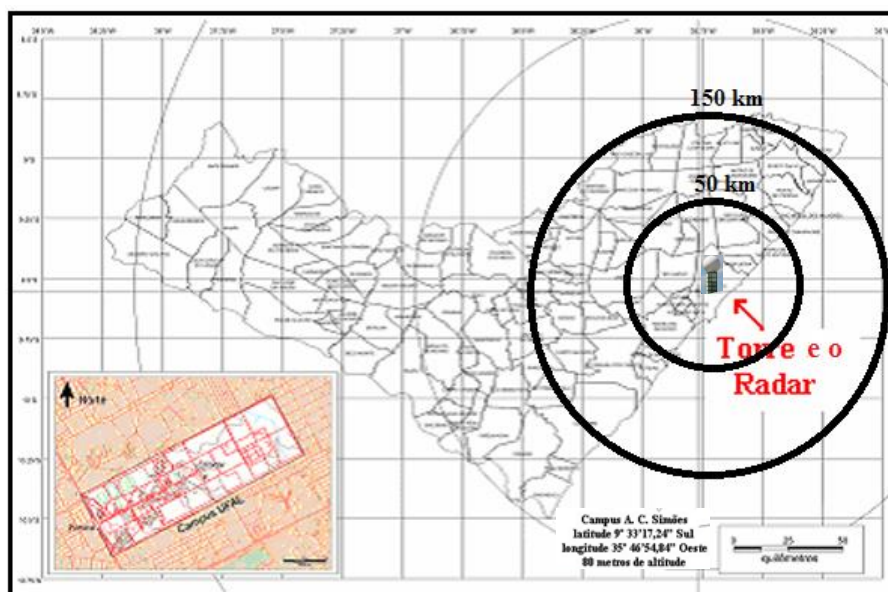


Figura 4.2 Raios de alcance do radar (círculos preto) e a localização do radar meteorológico do CEMADEN no Campus A. C. Simões. Fonte: Adaptado de Moraes et al. (2004).

Os dados usados estão divididos em duas fases. A primeira fase envolve dados do disdrômetro e do radar, a segunda fase, a de calibração, abarcam dados dos pluviômetros e do radar. A Tabela 4.1 apresenta a lista dos 5 eventos de chuva envolvidos na primeira fase de estudo no raio de 50 km, com 493 minutos de dados no total para os 5 eventos de chuva. Dos 493 minutos de dados, apenas 20 amostras foram envolvidas no estudo. Com número de gotas de chuva superior a 30.000 (de 20, amostras de um minuto). A seleção de amostras de chuva foram dependentes da disponibilidade dos dados do radar, que foram limitados. Um evento de chuva refere-se ao início da precipitação, até ao final. A gênese dos 5 eventos de chuva estudados foram todos de estratiforme (nuvens quentes).

Tabela 4.1 Eventos de chuva selecionados a partir dos dados do disdrômetro para os 2 meses de estudo (Julho e Agosto) do ano 2015 para geração das relações polarimétricas (KDP-R e ZDR-R) e relação tradicional Z-R.

Evento de chuva	Data do evento	Hora Local	Números de amostras	Máximo de precipitação (mm h ⁻¹)
1	22/07/2015	1436-1440	35	7,24
2	23/07/2015	0913-0114	222	23,15
3	01/08/2015	0312-2216	66	15,99
4	20/08/2015	0040-2359	131	27,52
5	21/08/2015	0010-2120	39	7,93

A

Tabela 4.2

expõe os valores acumulados a cada 10 minutos selecionados dos dados dos pluviômetros, totalizando com 400 minutos de dados para a calibração da taxa de chuva gerada pelas relações polarimétricas. Devido a inconsistência dos dados (tanto do radar como dos pluviômetros) impossibilitou no cálculo de acumulado de 24 horas. Juntou-se os dados dos pluviômetros dos três locais que coincidem com os dados do radar e considerou-se como um todo, com isso, se fez o cálculo com os dados instantâneo e usou-se os mesmos para a calibração.

Tabela 4.2 Volume pluviométrico acumulado a cada 10 minutos selecionados dos dados dos pluviômetros a partir de 2 meses (Outubro e Novembro) de 2015 para a calibração da taxa de chuva.

Locais	Coordenadas Geográficas		Dados acumulados a cada 10 minutos	Distância (km) em relação ao radar
	Latitude	Longitude		
Branquinha	-9.248	-36.014	130	43
Quebrangulo	-9.318	-36.471	170	81
Santana do Mandaú	-9.170	-36.217	100	65

4.1.2. Disdrômetro OTT Parsivel

Os dados utilizados nas análises feitas, foram medidos pelos disdrômetros ópticos a laser, OTT Parsivel², desenvolvido para medição abrangente de todos os tipos de precipitação. Esse instrumento, Figura 4.3, está instalado na área experimental do Sistema de Radar Meteorológico de Alagoas - SIRMAL a 80 metros do nível médio do mar.

Segundo o manual de instruções operacionais do “Present weather sensor OTT Parsivel²”, esse instrumento mede o tamanho e a velocidade de queda dos hidrometeoros sobre

um feixe de laser e um processador de sinal que classifica o tipo de precipitação, bem como, a quantidade e intensidade. O Disdrômetro OTT Parsivel² mede precipitação líquida e sólida e suas respectivas velocidades. A faixa de medição dos tamanhos de gotas de precipitação líquida varia de 0,2 a 5 mm. Para partículas precipitantes na forma sólida, seus diâmetros variam de 0,2 a 25 mm, (TAYOB, 2014). As velocidades das gotas de chuva variam de 0,2 a 20 m/s. O sensor PARSIVEL detecta 8 tipos de hidrometeoros:

- garoa, mistura de garoa, mistura de garoa/chuva, chuva, mistura de chuva/neve, neve, grãos de neve, chuva congelada e granizo.

Foi calculado a DTGs através do diâmetro (D) equivalente ao volume e da velocidade (V) das partículas em função da subdivisão apropriada da classe média das partículas, em que existem 32 classes (D e V diferentes), em uma matriz de 32x32 de modo que há um total de 1024 classes. A escala de intervalo dessa classificação é de menor para partículas pequenas, mais lentas do que para partículas grandes e rápidas (de acordo com o manual Operating instructions Present Weather Sensor Parsivel).



Figura 4.3 Disdrômetro OTT Parsivel² localizado na área externa do sistema de radar meteorológico de Alagoas. Fonte: Adaptado de Tayob (2014).

Tabela 4.3 Descrição das características eletrônicas do disdrômetro OTT Parsivel.

Sensor ótico	Diodo laser
Comprimento de onda	780 nm
Área de medição	54 cm ²
Tamanho do feixe	180 x 30 mm
Precisão na medição da precipitação	± 1 classes de diâmetro 0,2 a 2 mm
	± 0,5 classes de diâmetros maior que 2 mm
Precisão na medição da quantidade da precipitação	± 5% precipitação líquida
	± 20 % precipitação sólida
Condições ambientais	-40 a + 70°C
	0 a 100% Ur
Refletividade do radar	9,9 a 99 dbz ± 20 %
Dimensões	670 x 600 x 114 mm
Visibilidade	100 a 5000 ± 10 %

Fonte: Tayob, 2014.

4.1.2.1 Princípio de funcionamento do Disdrômetro OTT Parsivel²

O OTT Parsivel² é um sensor laser que produz uma faixa horizontal de luz. O emissor e o receptor estão integrados em uma caixa de proteção individual.

Se não há partículas no feixe de laser, Figura 4.4, a tensão de saída máxima é totalmente direcionada para o receptor. Partículas de precipitação que passam através do feixe de laser bloqueiam uma parte do feixe correspondente ao seu diâmetro, reduzindo assim a tensão de saída. Desta forma determina-se o tamanho da partícula.

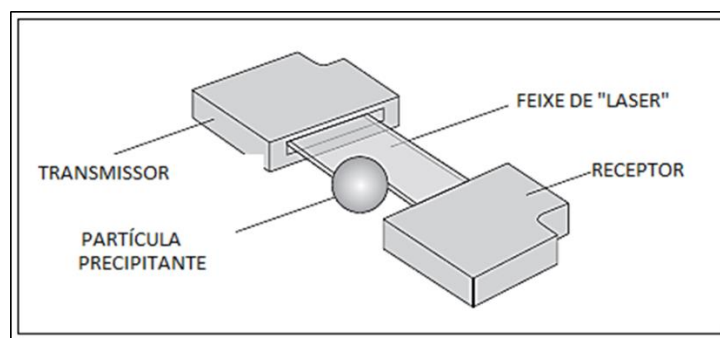


Figura 4.4 Princípio de funcionamento de OTT Parsivel2. Fonte: Manual de instruções operacionais do “Present weather sensor OTT Parsivel. Fonte: Adaptada de Tatob (2014).

Para determinar a velocidade da partícula precipitante mede-se a duração do sinal. Um sinal começa assim que uma partícula de precipitação entra na faixa de luz e termina quando ela sai totalmente da faixa de luz laser, Figura 4.3. O espectro dos tamanhos, tipo de precipitação, energia cinética, intensidade de precipitação, refletividade do radar e visibilidade horizontal são parâmetros derivados das medições de velocidade e tamanho das partículas. Depois que são determinados os diâmetros dos volumes equivalentes (D) e as velocidades das partículas (V), o OTT Parsivel² subdivide as partículas em classes apropriadas. As partículas medidas são subdivididas em 32 classes de diâmetro (D) e 32 classes de velocidade (V), Tabela 4.4.

Tabela 4.4 Classificação de acordo com diâmetro e velocidade das partículas.

Classe	Classe de diâmetros (mm)		Classe de velocidades (m s ⁻¹)	
	Diâmetro médio	Largura da classe	Velocidade média	Largura da classe
1	0,062	0,125	0,050	0,100
2	0,187	0,125	0,150	0,100
3	0,312	0,125	0,250	0,100
4	0,437	0,125	0,350	0,100
5	0,562	0,125	0,450	0,100
6	0,687	0,125	0,550	0,100
7	0,812	0,125	0,650	0,100
8	0,937	0,125	0,750	0,100
9	1,062	0,125	0,850	0,100
10	1,187	0,125	0,950	0,100
11	1,375	0,250	1,100	0,200
12	1,625	0,250	1,300	0,200
13	1,875	0,250	1,500	0,200
14	2,125	0,250	1,700	0,200
15	2,375	0,250	1,900	0,200
16	2,750	0,500	2,200	0,400
17	3,250	0,500	2,600	0,400
18	3,750	0,500	3,000	0,400
19	4,250	0,500	3,400	0,400
20	4,750	0,500	3,800	0,400
21	5,500	1,000	4,400	0,800
22	6,500	1,000	5,200	0,800
23	7,500	1,000	6,000	0,800
24	8,500	1,000	6,800	0,800
25	9,500	1,000	7,600	0,800
26	11,000	2,000	8,800	1,600
27	13,000	2,000	10,400	1,600
28	15,000	2,000	12,000	1,600
29	17,000	2,000	13,600	1,600
30	19,000	2,000	15,200	1,600
31	21,500	3,000	17,600	3,200
32	24,500	3,000	20,800	3,200

Fonte: Tayob, 2014.

Os pluviômetros, Figura 4.5, são instrumentos meteorológicos usados para recolher e medir, em milímetros, a quantidade de chuva precipitada durante um determinado tempo e

local. Neste trabalho, os dados usados são dos pluviômetros pertencente ao CEMADEN que enviam os dados de forma automática e não necessitam de energia elétrica para funcionar. Como a função do equipamento é coletar e medir a chuva, estão devidamente instalados em locais descobertos onde não haja obstáculos (árvores, prédios altos, etc.) que possam interferir na quantidade de chuva captada (recomendação da OMM).



Figura 4.5 Ilustração de pluviômetros automáticos.

4.1.3. Radar S-POL

Neste estudo foram utilizados os dados do radar meteorológico S-Pol (Figura 4.6), pertencente ao CEMADEN (Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais). Alguns os dados técnicos do radar S-POL podem ser encontrados na Tabela 4.4. Um radar é contituido por subsistemas: Antena, Refletor, Mecanismo de mudança de polarização, Guia de onda, Transmissor, Modulador, Relógio Mestre, Processador de sinal, Receptor e Display.



Figura 4.6 Conjunto pedestal, refletor e antena (com a proteção de uma cúpula) do radar S-POL SIRMAL do CEMADEN. Estrutura metálica (dentro da cúpula) contém os transmissor, receptor e demais subsistemas.

- Transmissor

O transmissor emite radiação eletromagnética, gera-se um sinal de alta frequência que deixa a antena do radar em direção a atmosfera. Existem vários transmissores usados nos radares atualmente, cada um com suas vantagens e desvantagens. Os dois tipos mais utilizados são o Magnetron (BUDERI, 1996) e (LUTZ et al., 1995).

- Modulador

A função do modulador é de ligar e desligar o transmissor para permitir o formato de onda desejado no pulso transmitido, isto é, o modulador comanda quando e quanto tempo o transmissor deve transmitir a onda. A taxa com que um radar transmite um pulso é chamada de frequência de repetição de pulso (PRF). A PRF é medida em pulsos ou ciclos por segundo. O Radar S-POL opera até 1300 Hz (LUTZ et al., 1995). O modulador também tem a função de armazenar energia entre os pulsos transmitidos, para que quando o pulso for transmitido, haja energia armazenada disponível para o uso (RINEHART, 1997).

- Relógio Mestre / Computado

Nos radares antigos a comunicação entre o operador e o radar era feita pelo relógio mestre do mesmo. O relógio mestre gerava todos os sinais e enviava para os componentes apropriados do radar. Nas últimas duas décadas os computadores controlam a maior parte dos radares modernos (RINEHART, 1997).

- Guia de onda

Radares que utilizam um cabo coaxial para transmitir as ondas eletromagnéticas perdem muita energia. Para evitar isso, criou-se o guia de onda (Figura 4.7) que é um condutor que tem a eficiência máxima para conduzir as ondas eletromagnéticas do radar. Normalmente, o guia de onda é composto por um metal condutor, retangular e oco cujas dimensões interiores são proporcionais ao comprimento de onda do sinal emitido pelo radar (SELIGA e BRINGI, 1976).

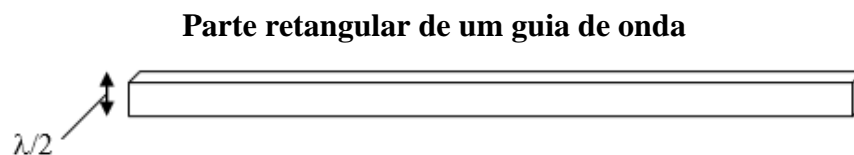


Figura 4.7 Ilustração de um guia de onda com espessura igual à metade do comprimento de onda utilizado no radar. Fonte: Adaptada de Seliga e Bringi (1976).

- Antena

A maioria dos radares modernos possui antenas direcionais, isto é, que concentram a energia numa direção específica, que permite localizar alvos na atmosfera. Os radares meteorológicos são normalmente compostos por uma antena e um refletor. A antena é o elemento que transmite o sinal do radar para a atmosfera em direção ao refletor que reflete e direciona o sinal.

O ganho da antena é definido como a razão entre a potência recebida num ponto específico do espaço, onde a potência é máxima, pela potência recebida no mesmo ponto se a antena fosse isotrópica. O ganho é dado por (SELIGA e BRINGI, 1978):

$$g = \frac{p_1}{p_2} \quad (4.1)$$

p_1 = potência do feixe da antena numa dada direção;

p_2 = potência do feixe se a antena fosse isotrópica na mesma direção de p_1 .

ou,

$$G = 10 \log_{10} \left(\frac{p_1}{p_2} \right) \quad (4.2)$$

G é dado em dB.

O radar S-POL possui um ganho de 44,5 dB (LUTZ et al., 1995) se a antena fosse isotrópica o ganho seria de 0 dB ($p_1=p_2$). Um outro parâmetro importante da antena é a largura do feixe, que é definido como o comprimento angular do feixe da antena medido à partir do ponto onde a potência é a metade da potência máxima. O ganho da antena e a largura do feixe estão relacionados pela seguinte equação (BATTAN, 1973):

$$g = \frac{\mu^2 k^2}{\theta_\phi} \quad (4.3)$$

Onde Θ e \emptyset são a largura horizontal e vertical do feixe da antena respectivamente, em radianos. k^2 depende da forma da antena, para uma antena circular $k=1$. Para refletores circulares, as larguras do feixe circular e horizontal seriam iguais:

$$g = \frac{\mu^2}{\emptyset^2} \quad (4.4)$$

- Mecanismo de mudança de polarização

O mecanismo de mudança de polarização como o próprio nome diz é um mecanismo capaz de mudar a polarização do radar rapidamente, da horizontal para a vertical e vice-versa. Se um radar transmite a um PRF de 1000 Hz o mecanismo deve mudar a polarização a esta mesma taxa (RINEHART, 1997).

- Receptor

O receptor tem a função de detectar e ampliar os sinais detectados pela antena. A maior parte dos receptores misturam o sinal recebido com um sinal de referência, que é diferente da frequência transmitida. Misturando o sinal recebido com um sinal de referência, converte-se o sinal para uma frequência mais baixa entre de 30 e 60 MHz, que são facilmente processadas. Esta frequência é chamada de frequência intermediária (IF), que é ampliada para ser exibida ou gravada (RINEHART, 1997).

- Display

Os radares modernos usam os computadores para mostrar os dados do radar para o operador. Normalmente, a informação do radar é exibida como um Plan Position Indicator (PPI), que mostra os dados do radar num mapa centrado no mesmo. Devido à curvatura da Terra e do deslocamento do feixe do radar, quando mais distante do centro o alvo detectado pelo radar estará numa altitude maior (Figura 4.8).

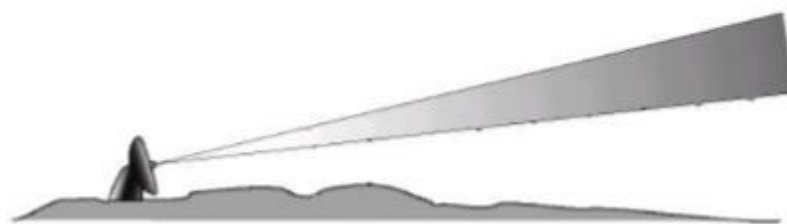


Figura 4.8 Ilustração da curvatura de um feixe de radar na atmosfera.

O PPI (Plan Position Indicator) é o produto gerado de uma varredura em azimute. O produto representa a projeção, no plano horizontal, dos dados dos ecos recebidos ao longo das radiais do radar. É utilizado para vigilância a grandes distâncias, por exemplo, num raio de 400 km (Figura 4.9).

Normalmente, o ângulo de elevação é pequeno, $< 5^\circ$, em relação ao horizonte, sendo que o ângulo de elevação usado neste trabalho é 1.5° .

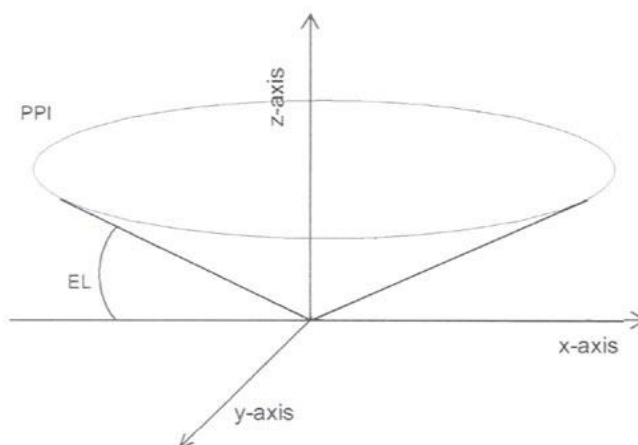


Figura 4.9 Ilustração de varredura em azimute.

- Doppler

Quando um sinal do radar é transmitido com uma fase inicial (ϕ_0), a fase do sinal que é recebida é dada por (RINEHART, 1997):

$$\phi = \phi_0 + \frac{4\pi r}{\lambda} \quad (4.5)$$

Onde λ é o comprimento de onda do radar (m) e r é a distância do objeto detectado pelo radar (m). A mudança de fase com o tempo entre um pulso e outro é dado por:

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt} \quad (4.6)$$

onde d/dt é a derivada temporal. A velocidade de um objeto é dada por:

$$V = \frac{dr}{dt} \quad (4.7)$$

A frequência angular Ω é a taxa de mudança angular (ou fase), e é definida por:

$$\Omega = \frac{d\phi}{dt} = 2\pi f \quad (4.8)$$

Onde f é a mudança de frequência em Hz (ou ciclos por segundo). Combinado as equações 4.6, 4.7 e 4.8 obtêm-se a mudança de frequência de um objeto em movimento;

$$f = \frac{2V}{\lambda} \quad (4.9)$$

A Equação 4.9 mostra a mudança de frequência causada por um objeto em movimento com relação ao radar. Nota-se que é linearmente proporcional à velocidade e inversamente proporcional ao comprimento de onda. No radar o comprimento de onda é constante, então a mudança de frequência é dependente apenas da velocidade do alvo. Assim o princípio do radar Doppler é o de detectar a mudança de um determinado alvo para obter sua velocidade radial (RINEHART, 1997).

4.1.3 Técnicas de análise de dados

O radar meteorológico mede a chuva de maneira indireta, através da estimativa da energia eletromagnética de microondas a ele retornada, refletida pela chuva, representada pelo fator de refletividade do radar - Z -, que depende da distribuição das gotas de chuva dentro do volume de precipitação amostrado pelo radar. Essa mesma distribuição de gotas, também é medida pelo

disdrômetro na superfície, de modo que as medidas de mesma grandeza na precipitação, efetuadas pelos dois equipamentos, foram comparadas.

Os dados do disdrômetro analisados no presente estudo, usou-se cálculo da DTGs com programa *Software IDL* (vide in apêndice A). Foram criteriosamente analisados, por forma a evitar a presença de registros de valores impróprios a esse tipo de series.

Para os dados do radar em formato VOL (Rainbow) da primeira fase, gerou-se imagens de chuva num raio de 50 km, na segunda fase, as imagens geradas foram num raio de 150 km, ambas as fases com PPIs de 1.5° de elevação (ver a figura 4.2). Gerou-se imagens de refletividade Z , Z_{DR} e K_{DP} através do *Software Rainbow*^{®5}. Converteu-se as imagens em dados (valores médios) através da integração de 5 pontos mais próximos da cordenada, no qual utilizou-se a linguagem de programação em *Fortran* no sistema operacional *Linux* (vide in apêndice B).

Para determinar a expressão que relaciona a refletividade do radar à intensidade da precipitação do disdrômetro foram considerados valores de intensidade de precipitação $0,1 \text{ mm h}^{-1} \leq R \leq 80 \text{ mm h}^{-1}$ e de refletividade $9,8 \leq Z \leq 35 \text{ dbz}$.

4.1.4 Produtos hidrológicos

4.1.5.1 Estimativa da taxa de precipitação com a metodologia do Manual do Software Rainbow

As medições polarimétricos são usados para cálculo de precipitação automaticamente, dependendo do comprimento de onda do radar, sendo para os radares banda S que foi usado neste trabalho, o algoritmo protótipo utilizado por Ryzhkov et al. (2005):

$$R = \frac{R(K_{dp})}{0.4 + 5.0|Z_{dr} - 1|^{1.3}} \quad \text{para } R(Z) < 6 \text{ mm/h} \quad (4.10a)$$

$$R = \frac{R(K_{dp})}{0.4 + 3.5|Z_{dr} - 1|^{1.7}} \quad \text{para } 6 < R(Z) < 50 \text{ mm/h} \quad (4.10b)$$

$$R = R(K_{dp}) \quad \text{para } R(Z) > 50\text{mm/h} \quad (4.10c)$$

Porém, durante o período estudado houve registro de precipitação inferior a 30 mm h^{-1} , no entanto, usou-se somente os parâmetros das Equações (4.10a e 4.10b).

4.1.6 Calibração da taxa de chuva gerada pela relação polarimétrica ZDR-R com os dados dos pluviômetros.

A partir dos dados de estudo, os valores dos coeficientes a e b da relação polarimétrica ZDR-R obtida da equação 4.11, foi gerada taxa de chuva estantânea estimada e comparada com os valores da taxa de chuva instantâneas dos pluviômetros através da Equação 4.12.

Sendo que,

$$ZDR = aR^b \quad (4.11)$$

Então,

$$R (\text{mm. h}^{-1}) = \frac{ZDR^{\frac{1}{b}}}{a} \quad (4.12)$$

$a = 0.4111$, $b = 0.1972$ são os parâmetros da relação polarimétrica ZDR-R da definição do produto gerado.

4.1.6.1 Conversão dos volumes pluviométricos em taxa de chuva estantânea para a comparação com a taxa gerada de chuva do radar

Os dados de chuva dos pluviômetros estão registrados a cada 10 minutos em volume pluviométricos, dada pela Equação 4.13 convertido em taxa de chuva instantânea em milímetros por hora.

$$R (\text{mm. h}^{-1}) = \frac{\psi}{t} \quad (4.13)$$

Onde,

R é a taxa de chuva (mm.h^{-1})

ψ é o valor de chuva acumulado (em mm) a cada 10 minutos do pluviômetro.

t é o tempo correspondente a 10 minutos, ou seja, 0,166 horas.

4.1.6.2 Cálculo da raiz quadrática média (RMS)

Para se verificar a boa calibração utilizou-se a Equação 4.14 que é a raiz quadrada da somatório dos quadrados dos valores das taxas de chuva do radar e dos pluviômetros.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_{RADAR}^2 - R_{PLUVIÔMETRO}^2)} \quad (4.14)$$

Onde,

N - Número do total de valores somados

R - Taxa de chuva (mm.h^{-1}) do radar e do pluviômetro

CAPÍTULO 5

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Distribuição de tamanho das gotas (DTGs)

Os diâmetros das gotas além de variarem em função do ambiente, marinho ou continental, em que a nuvem se encontra elas variam segundo o tipo de nuvem que as concentra, nuvem quente ou nuvem fria. As nuvens marinhas são constituídas de gotas com diâmetros maiores do que as gotas que constituem as nuvens em ambiente continental. Segundo Belculfiné (1977) tal distinção é devido ao conteúdo de núcleos das duas massas de ar envolvidas.

Em nuvens quentes as gotas de chuva são, geralmente, de diâmetros menores que as encontradas em nuvens frias e, dificilmente, gotas de chuva existentes em nuvens quentes passam de 2 mm de diâmetro. Esse facto pode ser explicado pela combinação do processo de Bergeron mais colisão-coalescência (em nuvens frias) produz gotas maiores que o processo de colisão-coalescência sozinho [em nuvens quentes] (BELCULFINÉ, 1977).

Na Figura 5.1, apresenta a distribuição de tamanho de gotas (DTGs) obtidos pelo disdrômetro Parsivel durante todo período de estudo .

Observa-se que há maior número de gotas concentrado nas classes médias de 0,312 e 0,427 mm com 36% e 29%, respectivamente (FIGURA 5.1). Nota-se que as gotas com diâmetros suaperior a 1 mm, representou somente 1% nas classes 1,062 e 1,187 mm, totalizando 2% de concentração. Portanto, conclui-se que durante o período de estudo houve ocorrência de chuva fraca e moderada proveniente de nuvens quentes em que as gotas de chuva são, geralmente, de diâmetros menores que dificilmente passam de 2 mm.

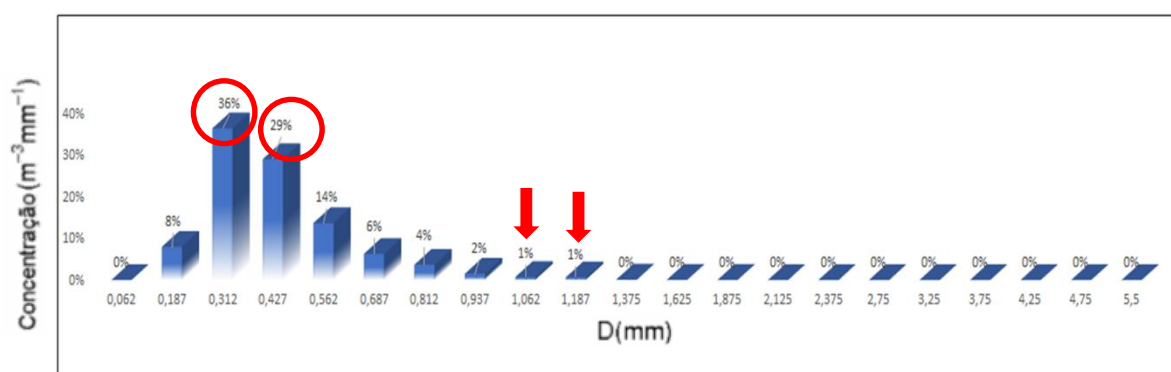


Figura 5.1 – Resultados de cálculo da distribuição de tamanho de gotas, medidos pelo disdrômetro Parsivel do SIRMAL durante os meses de Julho e Agosto, período de estudo.

5.2 Relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) para todo período de estudo

Desde o estudo inicial de Seliga e Bringi (1976) até o mais recente trabalho de Bringi et al. (2002) e Brandes et al. (2003), as investigações mostraram que as observações de radar multi-parâmetro de banda S pode ser utilizado para obter os parâmetros de distribuição de tamanho de gota da chuva e, assim, estimar a taxa de precipitação. No entanto, as técnicas de estimativas baseadas em K_{DP} fornece as estimativas mais precisas de taxas elevadas de chuva ($R > 50 \text{ mm h}^{-1}$), enquanto que para moderadas e taxas baixas de chuva as medições de precipitação é possível através de faixas médias e combinandas com outro parâmetro de medição do radar, baseada em Z_{DR} . Essas duas técnicas (Z_{DR} e K_{DP}).

As incertezas de um estimador de taxa de precipitação por radar são resultado de três causas: erro instrumental, o mais conhecido sendo o erro de calibração do radar; erro estatístico, em relação às posições aleatórias e velocidades das gotas de chuva no interior do volume de dispersão (DOVIAK e ZRNIC, 1984); erro físico, relacionado com o "físico" 'variabilidade' da DTG (ULBRICH, 1983).

Na técnica clássica (Z-R), a incerteza estatística do estimador é moderada, mas o impacto do estimador da variabilidade física das características médias (DTGs) e no erro de calibração de radar é grande. Por outro lado, na técnica de diversidade de polarização (KDP-R e ZDR-R), as incertezas físicas são reduzidos e a sensibilidade ao erro de calibração de radar é suprimida (para a técnica de K_{DP}), mas a incerteza estatística é maior. Isso leva à idéia de um algoritmo "combinado", o que acumula as vantagens da técnica clássica (incerteza estatística moderada) e a técnica de diversidade de polarização (sensibilidade reduzida para a variabilidade da DTGs).

Durante todo período estudado não houve taxas de chuva elevadas ($> 30 \text{ mm h}^{-1}$), todavia, descartou-se a técnica de estimativa baseada em K_{DP} . Contudo, utilizou-se a técnica de estimativa baseada em Z_{DR} . Para melhor análise dos dados utilizou-se a técnica de interpolação (de agregação linear).

Figura de dispersão das refletividades Z ($\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$) e Z_{DR} (dBs) versus taxa de chuva R (mm.h^{-1}), nas Figuras 2a, b respectivamente. O conteúdo da refletividade diferencial (Z_{DR}) e a taxa de Precipitação (R) em função da DTGs, relacionou-se estas grandezas com as medidas feitas pelo radar meteorológico. O que se pode verificar há uma maior dispersão na Figura 2a (relação Z-R, técnica tradicional), em que os coeficientes foram $a = 15,505$ e $b = 0.1534$, com $R^2 = 0.1108$; e menor dispersão de refletividade ZDR-R, com coeficientes $a = 0.4111$ e $b =$

0.1972, com $R^2 = 0.8293$. Durante todo período ocorreu chuva de pouca intensidade (de origem nuvens quentes) e a dispersão de refletividade ZDR-R, para além de quantificar a intensidade (FIGURA 5.3), revela também as características microfísica das gotas de chuva com tamanho que varia de 0,28 a 0,83 mm de diâmetro que está dentro do intervalo da DTGs descrito na Figura 5.1, característicos de nuvens quentes. Nota-se uma divisão nas taxas de chuva entre 0 a 2 mm h⁻¹, 2 a 6 mm h⁻¹ e entre 6 a 30 mm h⁻¹, (FUGURA 2b).

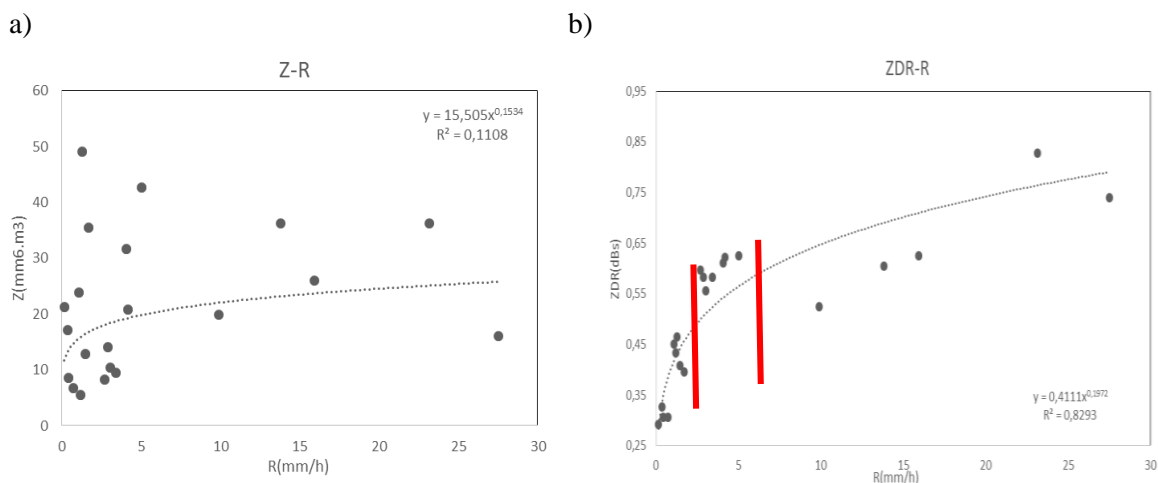


Figura 5.2 Diagrama (5.2 a,b) de dispersão das refletividade ZDR (dBs) versus taxa de chuva R (mm.h⁻¹) do período estudado.

Observa-se na Figura 5.3 em que a refletividade ZDR (linha verde) representou bem a taxa de precipitação R (linha azul), gotas maiores corresponderam a taxas maiores de precipitação e gotas menores para menores taxas de chuva. Verifica-se que a refletividade ZDR acompanhou o comportamento da taxa de chuva em todo período.

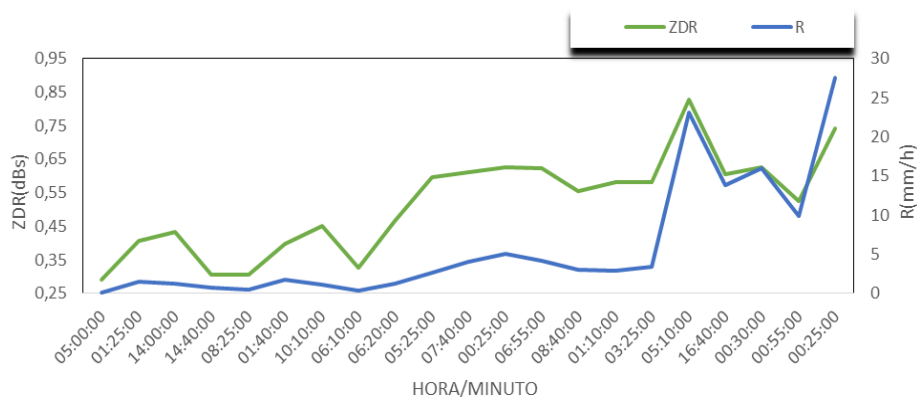


Figura 5.3 Variação temporal da refletividade ZDR e da taxa de chuva do período estudado.

5.2.1 Relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) para taxa de chuva superior a 6 mm h⁻¹

Com clara divisão que se verificou nos dados dos diagramas de dispersão na Figura 5.2b, objetivou-se por se fazer estratificação entre taxas de chuva de 0 a 2 mm h⁻¹ e 2 a 6 mm h⁻¹ e entre 6 a 30 mm h⁻¹.

A Figura 5.4 a,b ilustra diagrama de dispersão das refletividade Z_{DR} (dB) versus taxa de chuva R > 6 mm h⁻¹ (para 15 minutos de amostras). Nota-se variabilidade entre 0.42 a 0.85 dBs e que em toda amostra Z_{DR} > 0 dB e com taxas de chuva que varia de 9.5 a 27,5 mm.h⁻¹, verifica-se factivelmente que há uma correlação linear (FIGURA 5.4b). Verifica-se que todas as gotas são de formato quase oblato (por apresentarem Z_{DR} > 0.5 dBs), que pressupõe gotas maiores e pesadas do que as outras.

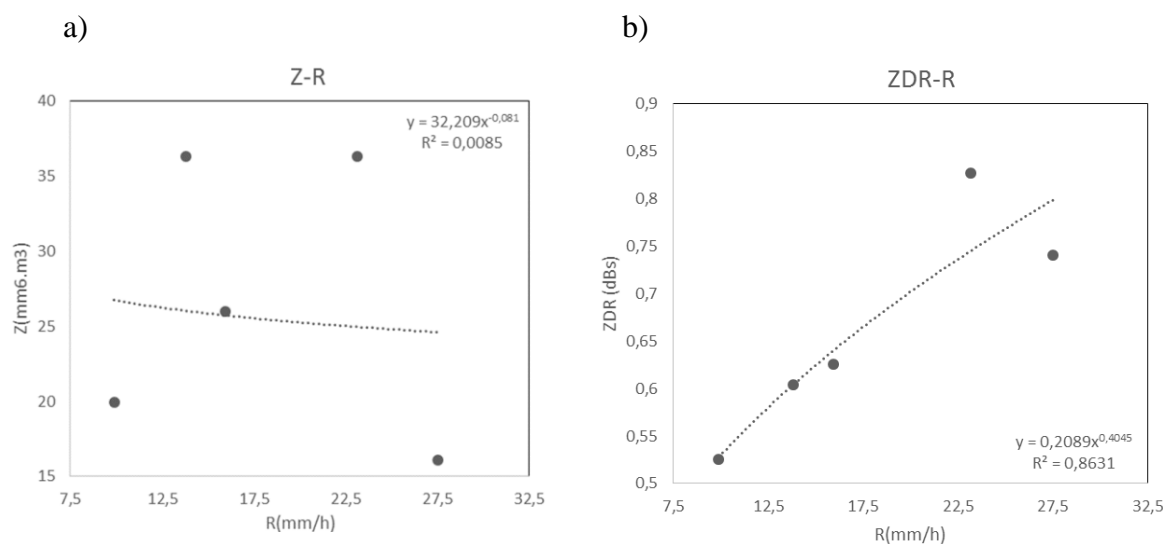


Figura 5.4 Diagrama (5.4 a,b) de dispersão das refletividade Z_{DR} (dBs) versus taxa de chuva R > 6 mm h⁻¹ (no intervalo de 15 minutos de amostras).

Para uma abordagem mais clara, na variação temporal, observa-se na Figura 5.5 em que a refletividade Z_{DR} e a taxa de precipitação (R) tiveram o mesmo comportamento em todo período, observa-se que a refletividade Z_{DR} (linha de cor laranja) acompanhou o comportamento da taxa de chuva (linha de cor azul) em todo período. Em geral, o comportamento de maiores refletividades (Z_{DR} em dB) deu-se à taxas de chuva elevada.

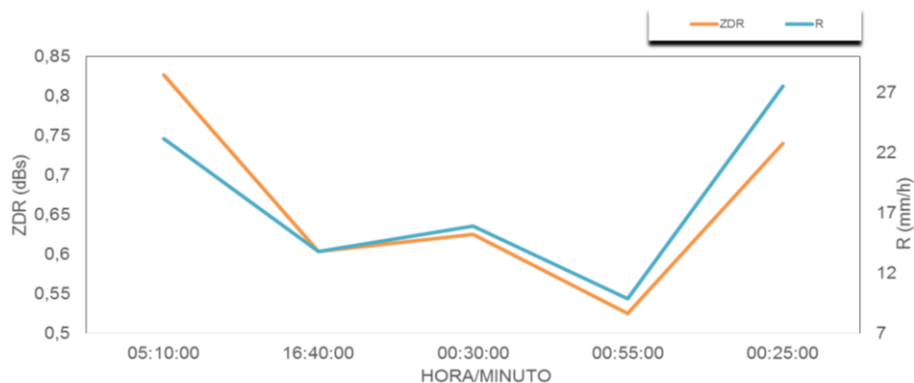


Figura 5.5 Variação temporal da refletividade Z_{DR} e da precipitação superior a 6 mm h^{-1} .

5.2.1.1 Distribuição de tamanho das gotas (DTGs) para taxa de chuva superior a 6 mm h^{-1}

Para uma visão mais nítida do que se descreveu nas Figuras 5.4 e 5.5, é apresentada como exemplo, na Figura 5.6, a concentração da DTGs calculadas para taxa de chuva superior a 6 mm.h^{-1} em função dos espectros de gotas medidos via disdrômetro. Nos intervalos de 5 minutos de dados, observa-se distribuição que varia de $0,187 - 2,375 \text{ mm}$, com maior frequência de concentração das gotas na classe de $0,427$ (diâmetro em mm) com 34.224 gotas e com variabilidade nas classes de $0,312$ a $0,937$ (dentro de retângulo vermelho). Observa-se também variabilidade nas classes $1,187 - 2,125 \text{ mm}$, com total de 1949 gotas, entende-se que são gotas maiores e pesadas de formato quase oblata que valida os resultados da Figura 5.4.

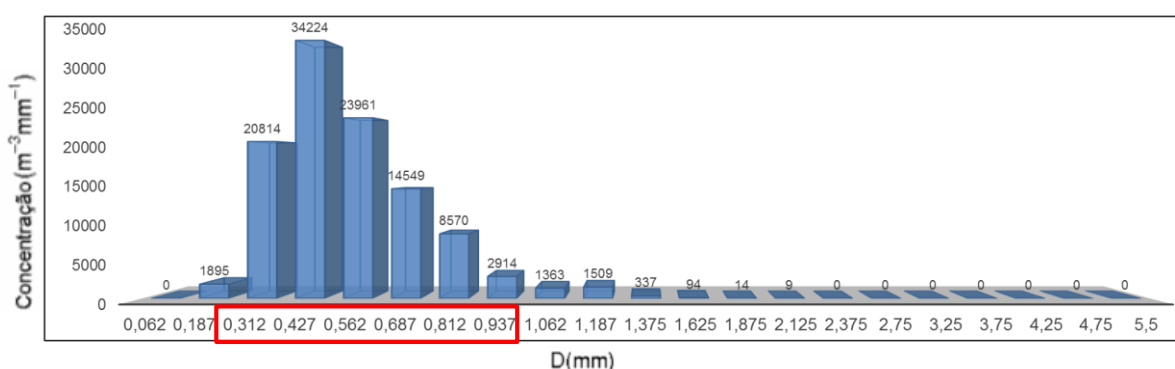


Figura 5.6 Concentração da DTGs calculadas em relação ao espectros de gotas medidos via disdrômetro para precipitações $> 6 \text{ mm h}^{-1}$, nos intervalos de 5 minutos de dados .

5.2.2 Relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) para taxa de chuva inferior a 2 mm h⁻¹

A interpretação física da refletividade diferencial (ZDR), para hidrometeoros esféricos tais como gotas de chuva. Neste, a refletividade para ambas as dimensões horizontal e vertical das gotas, significa que ZDR é de aproximadamente 0 dB.

O que pode se verificar na Figura 5.7, para a taxa de chuva entre 0 a 2 mm h⁻¹ já estratificada, menor dispersão da refletividade ZDR, em que o valor máximo é de 0.46 dBs, isso se deve às gotas menores de chuva.

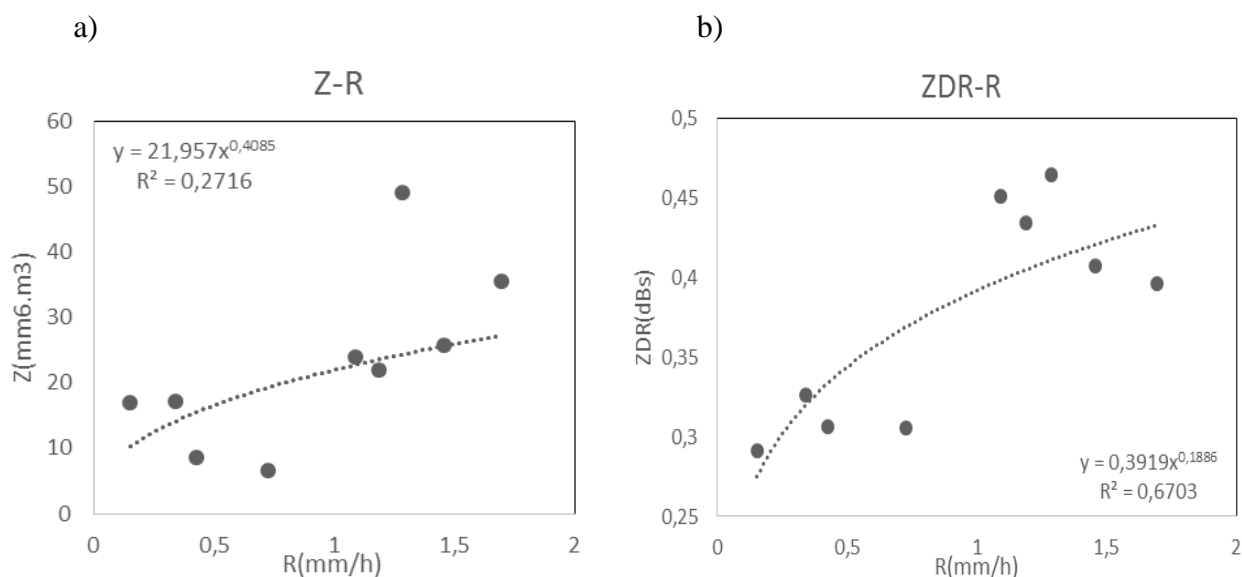


Figura 5.7 Diagrama (5.7 a,b) de dispersão das refletividade Z_{DR} (dBs) versus taxa de chuva R < 2 mm h⁻¹ (para 15 minutos de amostras).

Na variação temporal da refletividade e da precipitação inferior a 2 mm h⁻¹ (figura 5.8), observa-se que a refletividade diferencial (ZDR) está mais próximo de 0 dB, que as gotas de chuva tendem a forma esféricas, pressupõe que as gotas são pequenas, em que a refletividade para ambas as dimensões horizontal e vertical das gotas tendem a ser iguais.

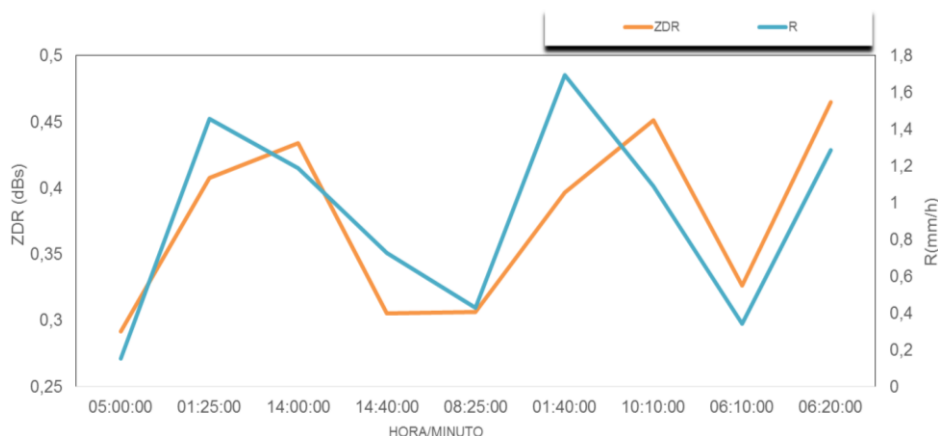


Figura 5.8 Variação temporal da refletividade e da precipitação inferior a 2 mm h⁻¹.

5.2.2.1 Distribuição de tamanho das gotas (DTGs) para taxa de chuva inferior a 2 mm h⁻¹

1

Nos intervalos de 9 minutos de precipitação inferior a 2 mm h⁻¹, observa-se no histograma da concentração da DTGs em função dos espectros de gotas que a concentração varia de 0,187 – 0,937 mm (dentro de retângulo vermelho) com maior frequência de concentração de gotas na classe de 0,312 de diâmetro com 83.812 gotas (FIGURA 5.9). Também, observa-se que há somente concentração de 13 gotas na classe 0,937 mm de diâmetro e que não há mais seguintes classes, nota-se que são gotas com diâmetros menores de formato quase esféricas que presumi-se ser precipitação de pouca intensidade e que corrobora com os resultados nas Figuras 5.7 e 5.8.

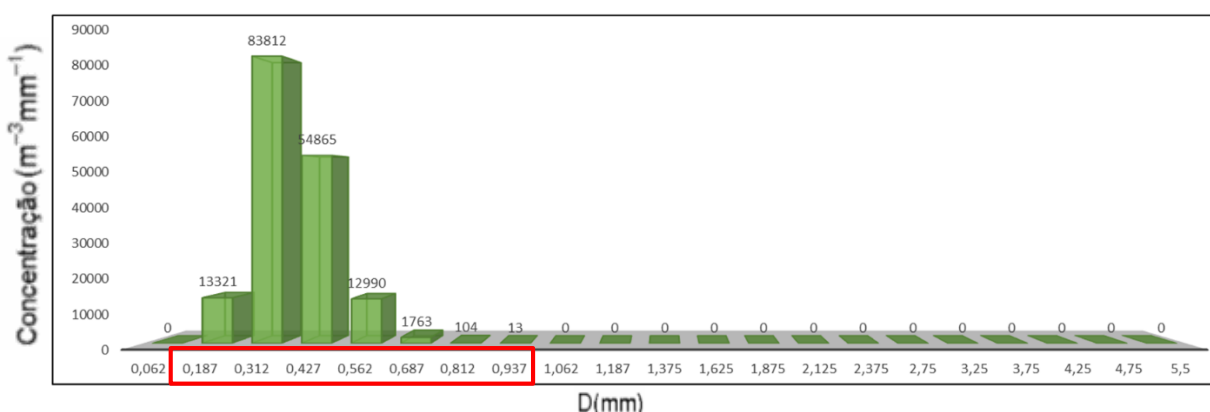


Figura 5.9 Concentração da DTGs calculadas em função do espectros de gotas medidos via disdrômetro para taxa de chuva inferior de 2 mm h⁻¹.

5.2.3 Relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) para taxa de chuva 2 a 6 mm h⁻¹

Para o caso da precipitação entre 2 a 6 mm h⁻¹, o Z_{DR} variou entre 0,55 a 0,62 dBs, afastando-se mais ainda de 0 dB (FIGURA 5.10b). As gotas contidas nessa precipitação têm orientação proporcionalmente horizontal, verificando-se maior atenuação do pulso horizontal que o pulso vertical. Quando isso ocorre, a diferença entre os dois pulsos horizontal e vertical é positivo. No entanto, as gotas de chuva têm Z_{DRs} positivos e que Z_{DR} aumentará quanto maiores for as gotas.

Observa-se na Figura 5.10a,b que as relações Z-R (técnica tradicional) e ZDR-R (técnica polarimétrica) apresentaram pouca dispersão.

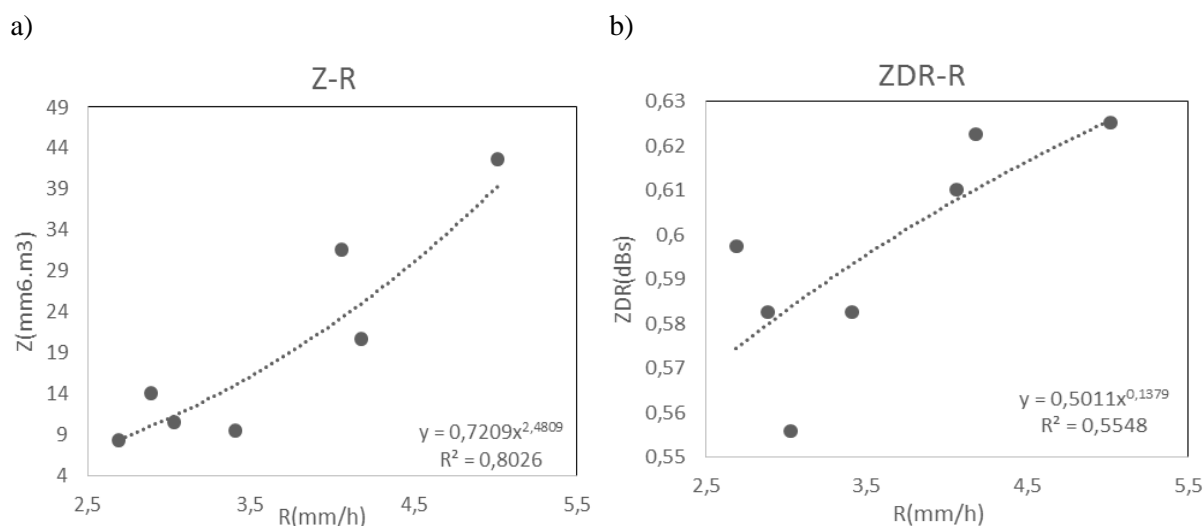


Figura 5.10 a,b Diagrama de dispersão das refletividade Z_{DR} (dBs) versus taxa de chuva entre 2 a 6 mm h⁻¹ (no intervalo de 7 minutos de amostras).

Observa-se na Figura 5.11 a variação temporal da refletividade ZDR e da precipitação. A refletividade Z_{DR} (linha verde) tem quase as mesmas oscilações em relação à taxa de chuva (linha azul), com exceção no horário 08:40 minutos que ZDR teve pico baixo que o pico da taxa de chuva. No geral, o Z_{DR} oscilou entre 0,55 – 0,63 dBs representando a taxa de chuva entre 2,5 - 5,5 mm h⁻¹.

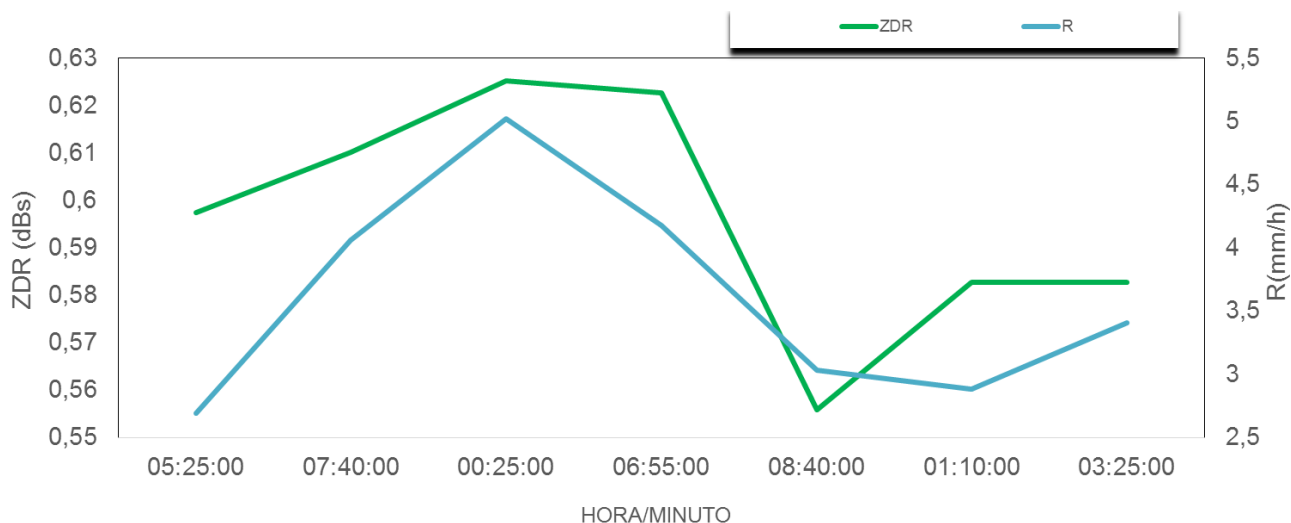


Figura 5.11 Variação temporal da refletividade e da precipitação entre 2 a 6 mm h⁻¹.

5.2.3.1 Distribuição de tamanho das gotas (DTGs) para taxa de chuva inferior a 2 mm h⁻¹

Para se verificar o que se descreveu nas Figuras 5.10 e 5.11, no intervalo dos 7 minutos de precipitação superior a 2 mm.h⁻¹ e inferior a 6 mm.h⁻¹, a concentração da DTGs em função dos espectros das gotas que contêm gotas com diâmetros superior a 1 mm, totalizando 126 gotas (dentro do retângulo vermelho), inferi-se que tem número significativo de gotas superior a 1 mm de diâmetro, que são relativamente maiores e pesadas com formatos quase oblatos (FIGURA 5.12).

A concentração variou de 0,187 – 1,375 mm de diâmetro com maior frequência de concentração das gotas na classe de 0,427 mm de diâmetro com 79.785 gotas (dentro do círculo vermelho).

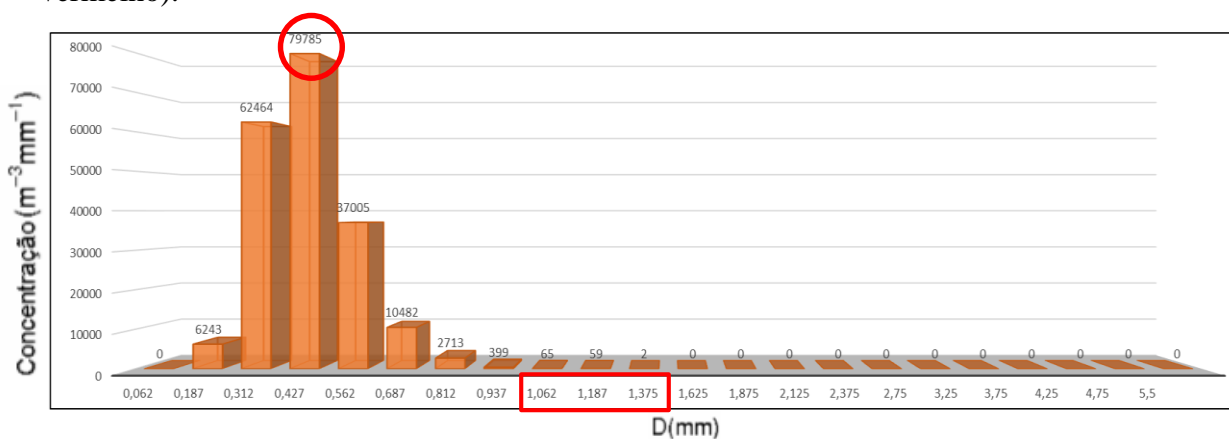


Figura 5.12 Concentração da DTGs calculadas em função do espectros de gotas medidos via disdrômetro para a taxa de chuva entre 2 a 6 mm h⁻¹.

5.2.4 Comparação das Concentrações da DTGs da taxa de chuva inferior a 2 mm.h⁻¹, taxa de chuva entre 2 mm h⁻¹ a 6 mm h⁻¹ e taxa de chuva entre 6 mm h⁻¹ a 30 mm h⁻¹.

Para uma discussão mais ampla das concentrações da DTGs calculadas em função do espectros de gotas medidos fez-se a comparação dos três conjuntos de taxas de chuva distintas (cor azul para taxa de chuva inferior a 2 mm h⁻¹, cor laranja para taxa de chuva entre 2 mm h⁻¹ a 6 mm h⁻¹ e taxa de chuva entre 6 mm h⁻¹ a 30 mm h⁻¹) [FIGURA 5.13].

A distribuição de maiores frequências de concentração das gotas estão ordenadas em classes diferentes. Para taxa de chuva inferior a 2 mm h⁻¹, a classe com maior concentração foi de 0,312 mm de diâmetro com 83.812 gotas; já para taxas de chuvas entre 2 mm h⁻¹ a 6 mm h⁻¹, a concentração maior observou-se na classe 0,427 com 79.785 gotas concentradas. Diferentemente das outras, para taxa de chuva entre 6 mm h⁻¹ a 30 mm h⁻¹, a maior concentração de 34.224 gotas, por conseguinte, observou-se na classe 0,562 mm.

À vista disso, as taxas de chuvas entre 6 mm h⁻¹ a 30 mm h⁻¹ têm concentrações de gotas nas maiores classes, até 2.125 mm, como pode-se ver nitidamente na Figura 5.13. Foi única e exclusiva a essas taxas de chuva que há gotas na classe 2.125 mm, com total de 9 gotas. Como se observa, são nessas taxas de chuva que há maior números de gotas nas classes 1,062 a 1,875 com total de 3.312 gotas, em quanto que para taxa de chuva entre 2 mm h⁻¹ a 6 mm h⁻¹, o total são de 126 gotas. Entretanto, para taxa de chuva inferior a 2 mm h⁻¹ não se verifica concentrações de gotas nas classes superior a 1.062 mm, que limitou-se apenas na classe 0.937 com total de 13 gotas.

Do ponto de vista geral, há uma distribuição padrão da concetração das gotas para os três conjuntos distintos. Integrando as concetrações de todas as classes, para as taxas de chuva inferior 2 mm h⁻¹, entre 2 mm h⁻¹ a 6 mm h⁻¹ e entre 6 mm h⁻¹ a 30 mm h⁻¹ possui total de 18.2868, 19.8715 e 11.0253, respectivamente.

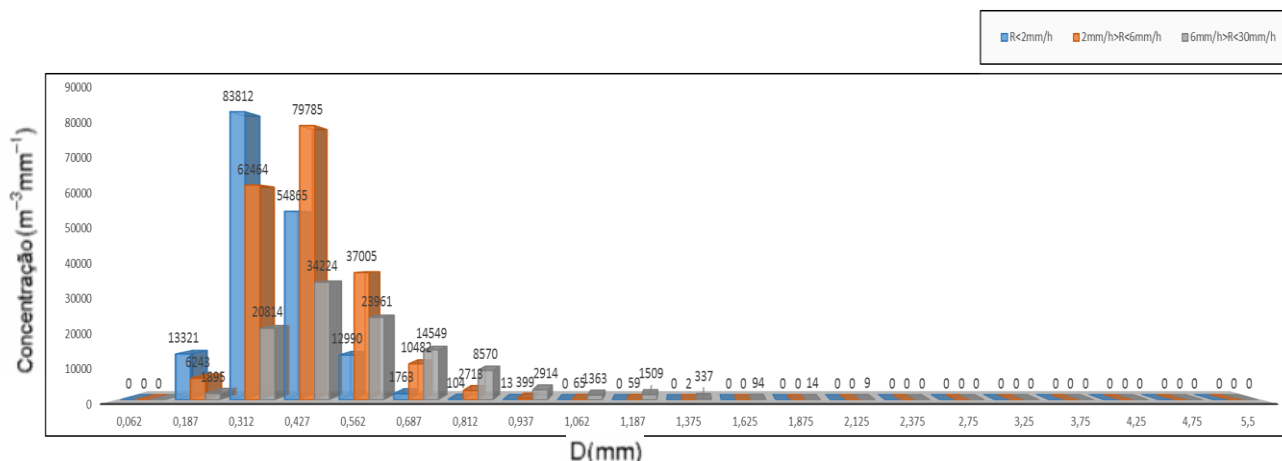


Figura 5.13 Comparação das Concentrações da DTGs calculadas em função do espectros de gotas medidos via disdrômetro para os três conjuntos de taxas de chuva distintas (cor azul para taxa de chuva inferior a 2 mm.h⁻¹, cor laranja para taxa de chuva entre 2 mm.h⁻¹ a 6 mm.h⁻¹ e taxa de chuva entre 6 mm.h⁻¹ a 30 mm.h⁻¹).

5.3 Refetividade de Radar e do Distrometero

A Figura 5.14 mostra a refletividade do radar (linha verde) e da refletividade do disdrômetro (linha azul) em dBZs, ambos no campo universitário (no SIRMAL). Observa-se boa qualitativa de concordância da refletividade derivado do disdrômetro e do radar. Apesar da refletividade derivada do radar ser menor em quase todo período do que da refletividade do distrometero, acompanhou a mesma oscilação da refletividade do disdrômetro.

A diferença entre os dois valores de refletividades são originados de três causas. Primeira causa, o disdrômetro não está a uma distância considerável do radar, está a 2 mestros de distância (no ponto cego do radar). Segunda causa, os dados do radar usados são provenientes de três pontos distintos (cordenadas diferentes) que são: Marechal Deodoro a 23 km de distância do radar, Ipioca a 18 Km de distância do radar e Trapiche da Barra a 16 Km de distância do radar. Agrupou-se os dados do radar dos três pontos distintos e considerou-se como um só (somente dados do disdrômetro que coincidiram com os dados do radar, a cada 10 minutos, foram usados). Procedeu-se desta maneira, por inconsistência de dados do radar em um único ponto. Terceira causa, consiste na diferença espacial e temporal do volume de amostragem entre os dados de radar e os dados do disdrômetro. O radar mede indiretamente a cada 10 minutos a chuva no espaço e o disdrômetro mede e registra a chuva em superfície a cada minuto.

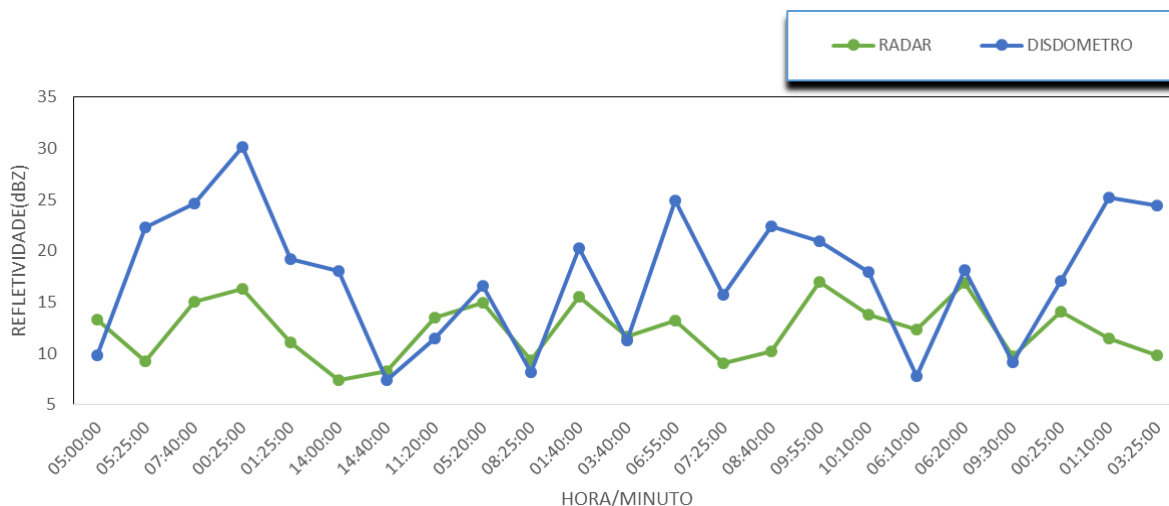


Figura 5.14 Comparação de séries temporais da refletividades do radar e do disdrometro em dBZs para todo período estudado.

5.4 Calibração da taxa estantânea de chuva gerada pela relação polarimétrica ZDR-R com as taxas de chuva estantânea dos pluviômetros.

O ano de 2015 ocorreu o episódio do El Niño forte que, na maioria da vezes, influiu no declínio da chuva na estação chuvosa no Nordeste brasileiro, por consequência da diminuição da precipitação os dados do radar foram inconsistentes e insuficientes, que impossibilitou no cálculo do acumulado de 24 horas para se verificar a eficácia da calibração, sendo que, o acúmulo de 24 horas (o mais aceite) se obteria resultados significativos na estimativa de chuva.

Contudo, optou-se por se usar os dados instantâneas (de a cada 10 minutos). Na Figura 5.15 dispõe a dispersão das estimativas de taxas instantâneas de chuva do radar e taxas instantâneas observadas dos pluviômetros. Durante quase todo período o radar superestimou a taxa de chuva, onde dois casos (indicados pelas setas pretas) foram exceção, em que o radar subestimou a taxa de chuva. No entanto, apresentou grau de dispersão considerável, se verificou boa estimativa através do parâmetro polarimétrico ZDR-R, através da raiz média quadrática (RMS) que foi de 1.0050.

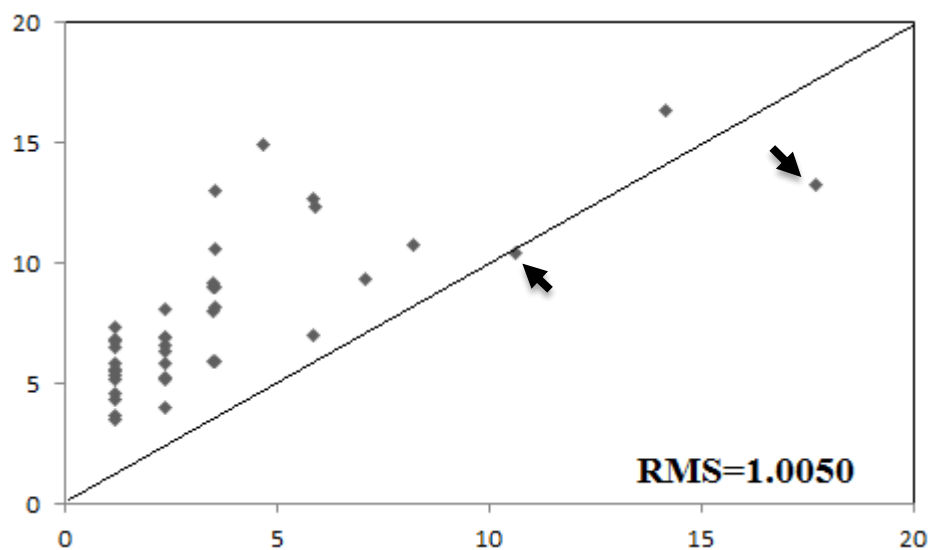


Figura 5.15 Quarenta minutos de calibração das taxas instantâneas de chuva estimada (do algoritmo polarimétrico ZDR) versus taxas instantâneas de chuva observadas dos pluviômetros.

Para uma percepção mais clara do que se descreveu na Figura 5.15 da eficácia do algoritmo polarimétrico ZDR na estimativa de chuva instantânea e a natureza das gotas de chuva, na Figura 5.16 faz a comparação da variação temporal da taxa de chuva instantânea do radar com a variação instantânea da taxa de chuva dos pluviômetros. Não obstante o radar ter superestimado em quase todo período, nota-se um padrão com mesmo comportamento em todo período.

Verifica-se também que o radar subestimou em dois momentos a taxa instantânea de chuva (indicadas por setas pretas), isso implica uma correção fácil do algoritmo polarimétrico ZDR para boa estimativa de taxa de chuva.

A supertimativa (Fig. 5.16) e a maior dispersão (fig. 5.15) justifica-se por se fazer comparações com dados de taxa instantânea de chuva. Pois, se com os dados instantâneos há uma eficácia na estimativa da chuva, com os dados acumulados de 24 horas melhoraria na estimativa.

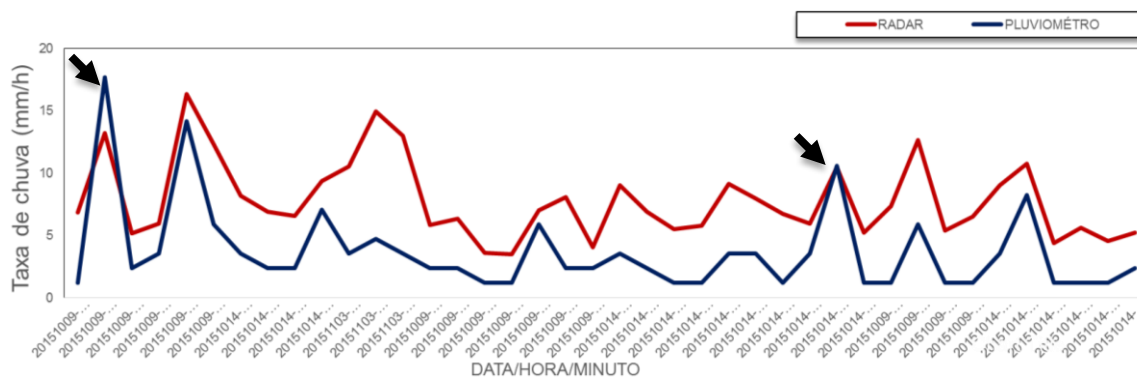


Figura 5.16 Comparação da variação temporal da taxa instantânea de chuva do algoritmo polarimétrico ZDR de radar (linha vermelha) com a taxa instantânea de chuva dos pluviômetros (linha azul).

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES

Este trabalho, conforme a proposta, seria para ser desenhada a partir de duas técnicas polarimétrica para estimativa baseadas em KDP que forneceria estimativas mais precisas de taxas elevadas de chuva (superior a 50 mm h^{-1}). Para taxas de chuva moderadas e baixas, as medições de precipitação foi possível através de outro parâmetro polarimétrico, baseado em ZDR. As duas técnicas juntas (Z_{DR} e K_{DP}) seriam de bom aproveitamento no que se refere à análise da classificação das gotas de chuva. Porém, por não ocorrer chuva superior a 50 mm h^{-1} e falta de dados consistentes devido ao episódio do El Niño forte, não se alcançou alguns objectivos, que são: estimar a natureza microfísica das gotas de chuva e intensidade da taxa de chuva superior a 50 mm h^{-1} e calibrar a taxa de chuva com acumulado de 24 horas.

No entanto, não comprometeu a finalização do trabalho porque os resultados obtidos com a estimativa polarimétrica ZDR e calibração com taxas instantâneas de chuva, foram de expressiva relevância científica, uma vez que foi possível estabelecer critérios inovadores para a quantificação da precipitação para a região litoral do nordeste.

- A classificação das características microfísicas gotas de chuva apresentou resultados bem condizente com o que se observou nas relações polarimétricas ZDR-R e da DTGs nas taxas de chuva inferior 2 mm h^{-1} , taxa de chuva entre 2 mm h^{-1} a 6 mm h^{-1} e entre 6 mm h^{-1} a 30 mm h^{-1} proveniente do tipo de nuvens quentes de origem do sistema de mesoscala (brisas marinhas e terrestres e Ventos Alísios).
- As relações polarimétricas ZDR-R na correlação apresentaram poucas dispersões.
- As relações tradicionais Z-R apresentaram dispersões maiores do que as relações polarimétricas ZDR-R.
- Na calibração da taxa instantânea de chuva, a polarimetria ZDR (relação ZDR-R) estimou com relevância a taxa instantânea, com RMS de 1.0050.
- O radar superestimou a taxa instantânea em quase todo período com viés máximo de 10.2357 e mínimo de -0.1465.

As sugestões para os próximos passos é a obtenção de dados de chuva superior a 50 mm h^{-1} e consistentes para a estimativa de chuva com a relação polarimétrica KDP-R de forma a proporcionar bons estudos do comportamento microfísico das nuvens e estimar com acumulado de 24 horas de taxas de chuva.

Também, pretende-se estudar as características microfísicas, dinâmicas e termodinâmicas de sistemas precipitantes convectivos e estratiformes em diferentes regiões do Brasil, a partir de medidas polarimétricas da rede de radares meteorológicos (S-POL) do CEMADEN. Visando contribuir para o aperfeiçoamento do conhecimento acerca de sistemas convectivos e estratiformes em ambientes oceânicos, continentais, urbanos e rurais. Uma vez que em um dado instante, o céu de determinado local pode conter os mais variados tipos de nuvens ao mesmo tempo, sendo assim de extrema importância que o conjunto de interações dos processos microfísicos, dinâmicos e termodinâmicos das nuvens estejam muito bem representados nas parametrizações de modelos numéricos, na busca por melhores resultados nas análises e previsões.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADETAN, O.; AFULLO, T. J. O.: The Critical Diameter for Rainfall Attenuation in Southern Africa”, School of Electrical, Electronic Computer Engineering, University of KwaZulu-Natal, Durban 4041, South Africa., **Progress In Electromagnetics Research B**, 2013. Vol. 46, pp275-297.

ADIMULA, I. A.; AJAY, G. O.: Variations In Raindrop Size Distribution and Specific Attenuation due to Rain in Nigeria. **ANN. TÉLÉCOMIN.** 1996. 51, nº1-2.

ANTÓNIO, M. de A.: Medidas de Chuva com Radar e Disdrômetro. In: Congresso de Meteorologia, 11, 2000, Rio de Janeiro. **ANAIS**, São Paulo, SBMET.

BATTAN, L. J.; ISAAC, G. A.: **Radar Observation of the Atmosphere**. University of Chicago Press, 1973, 323 pag.

BELCULFINE, U.: **Física das nuvens**. 2ª Edição. 1977. CTA. IAE. São José dos Campos-SP.

BLACKMAN, T. M.; ILLINGWORTH, A. J.: Examining the lower limit of KDP rain-rate estimation including a case study at Sband. 1997. Preprints, 28th **Int. Conf. on Radar Meteorology**, Austin, TX, Amer. Meteor. Soc., 117–118.

BRANDES, E. A.; ZHANG, G.; VIVEKANANDAN, J.: An evaluation of a drop distribution-based polarimetric radar rainfall estimator. 2003. **J. Appl. Meteor.**, 42, 652–660.

BRINGI, V. N.; CHANDRASEKAR, V.: Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications. **Cambridge University Press**, 636 pp. 2002.

BRINGI, V. N. et al.: Raindrop Size Distribution in Different Climatic Regimes from Disdrometer and Dual-Polarized Radar Analysis. **Journal of the atmospheric sciences**. 2003. Vol.60, **American Meteorological Society**. pp354-365.

BUDERI; ROBERT: **The Invention That Changed the World**. Simon and Schuster, 1996. Nova Iorque, 575 pp.

CLARK PAYNE: National Weather Service - Warning Decision Training Division: Dual-Polarization Radar Training for NWS Partners. 2013. Disponível em:

<<http://www.wdtb.noaa.gov/courses/dualpol/Outreach/>> acesso em: 03/04/2015.

COELHO, S. C. B.: **Caraterísticas da Precipitação Pluviométrica do Nordeste Brasileiro e Seus Padrões de Acoplamento com as TSM do Pacífico Equatorial e do Atlântico Sul.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia apresentada à UFAL/ICAT para obtenção do título de Mestre em Meteorologia. 2010. p5-12.

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M.A F.; NOBRE, C.A.: Aspectos climatológicos das linhas de instabilidades da Amazônia. 1989. **Climanálise**, 4(11), p. 34-39.

DA SILVA, A. B. P.: **Estudo de Dois Casos Extremos de Precipitação sobre a Costa Leste do Nordeste do Brasil.** 2002. Dissertação Apresentada ao Departamento de Meteorologia/CCEN/UFAL, para obtenção do título de Mestre em Meteorologia-Área de Concentração em processos de Superfície.

DOMENICO; SCHWARTZ. 1990. Precipitação, disponível em: <ftp.feg.unesp.br/Pos_Graduacao/Energia/.../Aula3_Precipitacao.ppt> acesso em: 01/03/2015.

DOVIAK, R. J.; ZRNIC, D. S.: Doppler Radar and Weather Observations. **Academic Press**, 1984. 458 pp.

DUARTE, B. M.; **Caracterização microfísica de sistemas meteorológicos de mesoescala utilizando dados do cloudsat.** 2012. Dissertação de Mestrado apresentada ao PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

EMÍDIO, Z. P. de O.; LANDIM, P. M. B.: **Análise de Superfície de Tendência Aplicada à Chuva, medida por Radar Meteorológico nas Regiões de Assis e Piracicaba.** São Paulo, Unesp, Geociências, 2008.V.27, n°4, pp439-449, SP.

FEINGOLD, G.; LEVIN, Z.: The Lognormal fit to Raindrop Spectra From Frontal Convective Clouds in Israel. **J. Climate Appl. Meteor.**1986. 25, p1346-1363.

FOX, N. I: Technical note: The Representation of Rainfall Drop-size Distribution and Kinetic Energy. 2004. **Hydrology and Earth System Sciences.**

GARCEZ, L. N.; ALVAREZ, G. A.: **Hidrologia**. 2ª Ed. 1988. Revista e atualizada. São Paulo.

GOMES FILHO, M. F.: Um estudo sobre a influência do albedo diferencial e da orografia na circulação atmosférica: Uma aplicação para o Nordeste Brasileiro. 1979. **INPE-1640-TDL/015**, INPE, São José dos Campos (SP).

HARIKUMAR, R. S.; SAMPATH, V. S.: An Empirical Model for the Variation of Raindrop Size Distribution With Rain Rate at a Few Locations in Southern India. **Advances in Space Research**, 2009. Vol. 43, 837-844.

HASSAN, K. F. Application Of Rainfall Intensity-Kinetic Energy TRelationship For Soil Loss Prediction. **Mesopotamia J. of Agri. (ISSN815-316x)**. 2011.Vol.(39) N°(2).

HESS, M.; KOEPKE, P.; SCHULT, I.: Optical Properties of Aerosols and Clouds. **Bull. Amer. Meteor. Soc.** **79**. 1998. 831-44.

HORSMTMEYER, S. L. 2008. Disponível em: <<http://www.shorstmeyer.com/wxfaqs/float/rhtable.html>> acesso em: 28/02/2015.

HOUGHTON, H. G.: On Precipitation Mechanisms and their Artificial Modification. **J. Appl. Meteorol.** 1968. 7, 857-859.

HUDSON, N. W.: Iowa State University Press, Iowa. **Soil Conservation**. 1995, pp55-68.

JASSAL, B. S. at al.: Modelling of Rain Drop Size Distribution for a Tropic Hot Semi-arid Site in India. **Indian Journal of radio and space physics**, 2011.Vol.40, pp330-339.

JAYAWARDENA, A. W.; REZAUR,R. B.: Drop size distribution and kinetic energy load of rainstorms in Hong Kong. **Hydrol. Process**. 2000. 14, pp1069-1082.

KOUSKY, E. V. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, 1980, v. 108, p.488-498.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, 1979, v.107, p. 1140-1153.

LIU, B.; XU, M.; HENDERSON, M. QI, YE.: Observed Trends Of Precipitation Amount, Frequency, and Intensity in China, 1960-2000. **Journar of Geophysical Research**,vol.110. D08103, doi:10.1029/2004JD004864, 2005.

LUTZ, J. et al.: NCAR's S-Pol: Portable Polarimetric S-band Radar. 1995. **9th Conf. on Meteorological Observations and Instrumentation, Charlotte, NC.**

MALINGA, S. J.; OWOLAWI, P.: Obtaining Raindrop Size Model Using Method of Moment and its Applications for South Africa Radio System. **Progress In Electromagnetics Research B**, 2013. Vol.46,119-138.

MARSHALL, J.S.; PALMER, W. McK.: Short contribution: The distribution of raindrops with Size. In: **T Meteor. journals.ametsoc**, 1948. 5, (4), p.165-166.

MASSAMBANI, O.; RODRIGUES, C. A. M.: Evolução Temporal da Relação Z-R. **Anais, Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Edição V-Rio de Janeiro. VII.53. 1998. Disponível em <www.cbmet.com> acesso em: 02/03/2015.

MATROSOV, S. Y. et al.: Prospects for measuring rainfall using propagation differential phase in X- and Ka-radar bands. **J. Appl. Meteor.**, 38, 766-776. 1999.

MATRUCCI, G.; O'DOWD, C.D. Ground-Based Retrieval of Continental and Marine Warm Cloud Microphysics. **Atmos.Meas.Tech.** 2011, 4, 2749-2765.

MCDONALD, J. E. The Physics of Cloud Modification. **Adv. in Geophysics**, 5, 223-303. 1958.

MOLION, L.C.B.; BERNARDO, S.O.: Uma revisão da dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2002. V.17, n.1, p. 1-10.

MORAES, M. C. da S. **Distribuição de Gotas de Chuva e a Relação Z-R Para Radar Na Costa Leste do Nordeste do Brasil**. 2003. Dissertação apresentada à Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia- DMET/UFAL.

MORAES, M. C. da S. **Parâmetros de Radar e Distribuição de Gotas de Chuva em Sistemas de Precipitação Continental ou Marinha no Leste do Nordeste do Brasil: Sua influencia na Estimativa de Vazão na Bacia do Rio Mundaú**. 2011. Tese apresentada ao Programa de Pós Graduação em Meteorologia na UFCG em cumprimento as exigências para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

MORAES, M. C. da S.; TENÓRIO, R. S.; ARAÚJO, A. A.: Utilização de radar meteorológico como instrumento básico para a mitigação de catástrofes naturais causadas por fortes chuvas na região metropolitana de Maceió-Alagoas. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/14-cf6eabec21fd226d0b93c1d8070ce4b1.pdf>> Acesso em: 24/05/2015.

MORAES, M.C.DA SILVA.; TENÓRIO, R. S.; CERQUEIRA, R. DE C. M. Análise de Eventos de Chuva na Região Leste do Nordeste do Brasil durante Janeiro de 2004 Utilizando dados Disdrométricos e Informações de Radar e Satélite. Disponível em <www.cbmet.com/cbm-files/22-e8efbeaee8da2ff72b487f9b7c006901.doc> Acesso em: 27/03/2015.

MOREIRA, I. A. **Modelagem Hidrológica Chuva-Vazão com Dados de Radar e Pluviômetro**. 2005. Dissertação apresentada como requisito à obtenção do grau de Mestre em Engenharia Hidrológica pelo programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Pará.

NZEUKOU, A. et al.: Raindrop Size Distribution and Radar Parameters at Cape Verde. **American Meteorological Society**. 2004. Vol.43, 90-104.

OCHOU, A. D.; NZEKOU, A.; SAUVAGEUT, H.: Parametrization of Drop Size Distribution With Rain Rate. **Atmospheric Research**. 2007. 84 (2007) 58-66.

OWOLAWI, P.: Raindrop Size Distribution Model for the Prediction of Rain Attenuation in Durban. **Piers Online**. 2011. Vol.7, n°6, 516-523.

PIZARRO, R. et al.: Latitudinal Analysis of Rainfall Intensity and annual Precipitation in Chile. 2012. **Chilean Journal of Agricultural Research** 72(2).

PRUPPACHER, H. R. M.; KLETT, J. D.: Clouds and Precipitation. **D. Reidel, Noerwell, Mass., USA**, 1985.

QUINTÃO, D. de A.: **Calibração de Sistemas de Radar Meteorológico através de Dados Disdrométricos Dos Campos de Chuva no Nordeste Leste Brasileiro**. 2004. Dissertação apresentada à Coordenação de Pós-Graduação em Meteorologia- DMET/UFAL como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Meteorologia –área de concentração Processos de superfície Terrestre.. P68.

RAIMUNDO, C. Do C. **Análise da Probabilidade de Ocorrência de Extremos de Precipitação e Estudo da Tendência de Classes de Precipitação na Região Metropolitana de São Paulo**. 2011. Dissertação de Mestrado apresentada ao ICAT da UFAL como requisito para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

RINEHART, R. E.: Radar for Meteorologists. **Rinehart Publications**, Grand Forks, EUA, 428 pag. 1997.

ROGERS, R. R.: A Short Course in Cloud Physics. Pergamon Press, Second Edition. 1979. **South America. Amer. Meteorol. Soc.**, 119-139.

RYZHKOV, A. V.; Zrnic D. S.: Comparison of dual-polarization radar estimators of rain. 1995. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, 12, 249–256.

RYZHKOV, A., S. E. et al: Rainfall estimation with a polarimetric prototype of WSR-88D, 2005, **J Appl. Meteor**, **44**, pp 502-515.

SAUVAGEOT, H.: The Probability Density of Rain Rate and the Estimation of Rainfall by Area Integrals. **J. Appl. Meteor.**, 1994. Vol. **33**, 1255–1262.

SAUVAGEOT, H.: Radar Meteorology. **Artech House** – EUA, 1992. 366p.

SELIGA, T. A.; BRINGI, V. N.: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. **J. Appl. Meteor.**, 1976. 15, 69–75.

SELIGA, T. A.; BRINGI, V. N.; AL KHATIB, H. H.: A preliminary study of comparative measurements of rainfall rate using the differential reflectivity radar technique and a rain gauge network. **J. Appl. Meteor.**, 1981. 20, 1362–1368.

SELIGA, T.A.; AYDIN, K.; Direskeneli, H.: Disdrometr Measurements During Intense Rainfall Event in Central Illinois: implications for differential reflectivity radar observations. **J. Climate Appl. Meteor**, 1986. 25, p835-846.

SIMPSON, J.; ADLER, R. F.; NORTH, G. R.: A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. **Bull. Amer. Meteor. Soc.** 1988. 69, 278-295.

STRAKA, J. M.; ZRNIC, D.S.; RYZHKOV, A. V.: Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. **J. Appl. Meteor.**, 2000. 39, 1341-1372.

TAYOB, Lelo, Jaime, Domingos. **Determinação da relação entre a intensidade da chuva e refletividade do radar na costa do estado de Alagoas usando disdrômetro ott parsivel²**. 2014. Dissertação de Mestrado em Meteorologia apresentada à UFAL/ICAT para obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

TENÓRIO, R. S.; MORAES, M. C DA SILVA; SAUVAGEOT, H.: Raindrop Size Distribution and Radar Parameters in Coastal Tropical Rain Systems of Northeastern Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, 2012. v. 51, p. 1960-1970

TENÓRIO, R. S.; MORAES, M. C DA SILVA.; KWON, B. H.: Distribuição de Tamanho de Gota de Chuva na Costa Leste do Nordeste do Brasil Usando Dados de Disdrômetro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 2010. V.25, n.4, 415 – 426.

TESTUD, J. et al.: The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. **J. Appl. Meteor.**, 1999. 17, 332 – 356.

TOKAY, A.; SHORT, D. A.: Evidence From Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain From Stratiform Versus Convective Clouds. **J. Appl. Meteor.** 1996, 35, 355–371.

TOKAY, A. et al.: Measurements of Drop Size Distribution in the Southwestern Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**, 2002. VOL. 107, NO. D20, 8052, doi: 10.1029/2001JD000355.

TOKAY, A. et al.: Raindrop Size Distribution Measurements in Tropical Cyclones. **American Meteorological Society, Monthly weather review**. 2008, VOL. 136, 1669-1685.

TUBILIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L.: **Meteorologia Descritiva: fundamentos e aplicações brasileiras**. São Paulo. 1983. P198.

ULBRICH, C.W.: Natural Variation in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. **Journal of climate and applied meteorology**. 1983. Vol. 22 pp1764-1775.

VAN DIJK, A. I. J. M.; BRUIJNZEEL, L. A.; ROSEWELL, C. J.: Rainfall Intensity-Kinetic Energy Relationships: A Critical Literature Appraisal. **Journal of Hydrology**. 2002 261(2002)1-23.

VIVEKANANDAN, J.; YATES, D. N.; Brandes, E. A.: The influence of terrain on rainfall estimates from radar reflectivity and specific propagation phase observations. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, 1999. 16, 837–845.

WALLCE, J. M.; HOBBS, P.V.: Atmospheric Science: An Introductory Survey (2nd ed.). **U.K. Elsevier Inc**. 2006.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V.B.: Tropical cloudiness over South Atlantic ocean, **Jour. Met. Soc. Japan**, 1977. 55(2), p. 205207.

ZHOU. T. et al.: Summer Precipitation Frequency, Intensity and Diurnal Cycle Over China: A Comparison of Satellite data with Raingage Observations. **A. M. S.** 3997-4010. 2008. Vol.1.

ZRNIC, D. S.; RYZHKOV, A. V.: Advantages of rain measurements using specific differential phase. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, 1996. 13, 454–464.

pro le_parsivel_v3

```
; este program lê as linhas, com exemplo 2015 0408 1435 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
.....
```

```
caminho = '/home/local.cemaden/isidro.ihadua/Documentos/extracao/'
```

```
;Cria a lista de arquivos
```

```
spawn, 'ls ' + caminho + 'OUTPUT_2015-04-OTT.txt' ,arquivos
narg = N_ELEMENTS(arquivos)
```

```
openw, 2, strmid(arquivos(0),0,72) + '_DSD.txt'
openw, 7, strmid(arquivos(0),0,72) + '_dbz_rr.txt'
```

```
template = ASCII_TEMPLATE(arquivos(0))
SAVE, template, FILENAME = caminho + 'Template_OTT.sav'
restore, caminho + 'Template_OTT.sav'
```

```
data = READ_ASCII(arquivos,TEMPLATE=template,count=nlin)
```

```
;date = strmid(data.(0),6,4) + strmid(data.(0),3,2) + strmid(data.(0),0,2)
```

```
ano = strmid(data.(0),6,4)
mes_dia = strmid(data.(0),3,2) + strmid(data.(0),0,2)
hora = strmid(data.(1),0,2) + strmid(data.(1),3,2)
rr = data.(2)
dbz = data.(3)
dsd = intarr(1024,nlin)
```

```
total_arq = strarr(1027,nlin)
```

```
total_arq(0,*) = ano
total_arq(1,*) = mes_dia
total_arq(2,*) = hora
```

```
for i=0,1023 do begin
    dsd(i,*) = data.(i+8)
endfor
```

```
total_arq(3:1026,*) = dsd
```

```
printf,2,total_arq, format='(A4, 2x, A4, 2x, A4, 1024I4)'
close,2
```

```
total_dbz_rr = strarr(4,nlin)
total_dbz_rr(0,*) = ano
total_dbz_rr(1,*) = mes_dia
total_dbz_rr(2,*) = hora
total_dbz_rr(3,*) = dbz
total_dbz_rr(4,*) = rr
```

```
printf,7,total_dbz_rr, format='(A4, 2x, A4, 2x, A4, 2F12.4)'
close, 7
```

```
stop
```

end

```
;Este programa le os arquivos do parsivel e calcula a concentracao (m-3.mm-
1). 2015 0408 1251 0.0000 55.7367 0.0000 0.0000
0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 ...
```

```
;Variaveis
```

```
deltaDi =
[0.125,0.125,0.125,0.125,0.125,0.125,0.125,0.125,0.125,0.125,0.250,0.250,0.
250,0.250,0.250,0.500,0.500,0.500,0.500,0.500,0.500,1.000,1.000,1.000,1.000,1.000
,2.000,2.000,2.000,2.000,2.000,3.000,3.000]
class =
[0.062,0.187,0.312,0.437,0.562,0.687,0.812,0.937,1.062,1.187,1.375,1.625,1.
875,2.125,2.375,2.750,3.250,3.750,4.250,4.750,5.500,6.500,7.500,8.500,9.500
,11.000,13.000,15.000,17.000,19.000,21.500,24.500]
;vDi =
[0.050,0.150,0.250,0.350,0.450,0.550,0.650,0.750,0.850,0.950,1.100,1.300,1.
500,1.700,1.900,2.200,2.600,3.000,3.400,3.800,4.400,5.200,6.000,6.800,7.600
,8.800,10.400,12.000,13.600,15.200,17.600,20.800]
```

```
;Velocidade determinada a partir da equacao V(D)=9.65-10.3exp(-0.6 D)
vDi =
[0.273,0.443,1.108,1.725,2.298,2.829,3.322,3.779,4.203,4.597,5.136,5.764,6.
306,6.771,7.172,7.671,8.184,8.564,8.845,9.054,9.270,9.441,9.535,9.587,9.615
,9.635,9.645,9.648,9.649,9.649,9.649,9.649]
```

```
;Lendo os arquivos
```

```
;goto, jump
caminho = '/home/local.cemaden/isidro.ihadua/Documentos/extracao/'
```

```
spawn, 'ls ' + caminho + 'OUTPUT_2015-04-OTT_DSD.txt*',lista
```

```
narq = N_ELEMENTS(lista)
```

```
for n=0,narq-1 do begin
```

```
file = lista(n)
```

```
;comp_pars = read_ascii(file,count=nlin)
;comp_pars = fltarr(1029,nlin)
;year_pars = intarr(1,nlin)
;month_pars = intarr(1,nlin)
;day_pars = intarr(1,nlin)
;hour_pars = intarr(1,nlin)
;minute_pars = intarr(1,nlin)
;dsd_pars = fltarr(1024,nlin)
```

```
comp_pars = read_ascii(file,count=nlin)
comp_pars = fltarr(1027,nlin)
year_pars = strarr(1,nlin)
md_pars = strarr(1,nlin)
;day_pars = intarr(1,nlin)
hour_pars = strarr(1,nlin)
;minute_pars = intarr(1,nlin)
dsd_pars = fltarr(1024,nlin)
```

```
;openr,1,file
```

```
; ; readf,1,comp_pars,format='(I4,2I02,2x,2I02,1024F15.5)'
```

```

;   readf,1,comp_pars,format='(I4, 2x, A4, 2x, A4, 1024I4)'
;close,1

template = ASCII_TEMPLATE(file)
SAVE, template, FILENAME = caminho + 'Template_conc.sav'
restore,caminho + 'Template_conc.sav'

data = READ_ASCII(file,TEMPLATE=template,count=nlin)

year_pars(*,*) = data.(0)
md_pars(*,*) = data.(1)
;day_pars(*,*) = comp_pars(2,*)
hour_pars(*,*) = data.(2)
;minute_pars(*,*)= comp_pars(4,*)
;dsd_pars(*,*) = data(3:1026)
for i=0,1023 do begin
    dsd_pars(i,*) = data.(i+3)
endfor

openw,2,caminho + 'Conc_RR_Parsivel_IEAv_OUTPUT.txt'
openw,3,caminho + 'Conc_Parsivel_IEAv_OUTPUT.txt'
openw,4,caminho + 'RR_Parsivel_IEAv_OUTPUT.txt'

soma_gotas = fltarr(32)
conc = fltarr(32)
rr_par = fltarr(32,32)
for i=01,nlin-1 do begin
    dsd_matrix = dsd_pars(*,i)
    Result = REFORM(dsd_matrix,32,32)
    for col=0,31 do begin
        soma_gotas(col) = TOTAL(Result(col,*))
        conc(col) = (soma_gotas(col)/(0.0054*60*vDi(col)*deltaDi(col)))
        rr_par(col,*)=(Result(col,*)*(class(col)^3))/(180*(30-
(class(col)/2))*0.000001)*60)
        ;stop
    endfor
    Soma = 6*pi*(0.0001)*total(rr_par)

    printf,2,year_pars(0,i),
md_pars(0,i),hour_pars(0,i),conc,Soma,format='(A4, 2x, A4, 2x, A4,
33F12.4) '
    printf,3,year_pars(0,i), md_pars(0,i),hour_pars(0,i),conc,format='(A4,
2x, A4, 2x, A4, 32F12.4) '
    printf,4,year_pars(0,i), md_pars(0,i),hour_pars(0,i),Soma,format='(A4,
2x, A4, 2x, A4, 32F12.4) '
endfor
close,2
close,3
close,4
;stop
endfor
stop

```

APÊNDICE B

Scripts da conversão das imagens de radar em dados pluviométricos

```
program pega_ponto
```

```
! este programa lê as variáveis polarimétricas a partir da saída do CAPPI de
! 1 km, independente do tamanho da matriz, compara com limiares, separa os
! dados e calcula a média.
!
! Jojhy Sakuragi
```

```
implicit none
```

```
character (len=50) :: arq_nome      ! caminho + nome do arquivo dBZ
character (len=27) :: arq_pre      ! cinh0 + prefixo do nome
character (len=13) :: arq_dia      ! data do arquivo
character (len=50) :: arq_in       ! nome do arquivo a ser lido
real  :: val_dbz(9)                ! valores de dBZ em torno do ponto
real  :: val_zdr(9)                ! valores de ZDR
real  :: val_kdp(9)                ! valores de KDP
real  :: val_rho(9)                ! valores de RhoHV
integer :: l
real  :: m_dbz, m_zdr, m_kdp       ! media de pelo menos 5 pixels

open(10,file='lista.txt',status='old')      ! lista dos arquivos

do l = 1, 10000

  read(10,'(a)',end=10) arq_nome      ! le uma linha do lista.txt
  arq_pre = arq_nome(1:27)            ! separa o prefixo
  arq_dia = arq_nome(12:19) // '-' // arq_nome(20:23) ! separa a data

  if (l == 1) then
    open(15,file=arq_nome(12:19)//'.pto',status='unknown') ! arquivo de saida
    open(16,file=arq_nome(12:19)//'.all',status='unknown') ! arquivo de saida
  endif

! chama a subrotina le_dados para ler a matriz de cada variável

  arq_in = arq_pre // 'dBZ.ppi.ascii' ! arquivo dBZ
  print*,'lendo ==> ',arq_in
```

```

call le_dados(arq_in,val_dbz)

arq_in = arq_pre // 'ZDR.ppi.ascii'      ! arquivo ZDR
print*,'lendo ==> ',arq_in
call le_dados(arq_in,val_zdr)

arq_in = arq_pre // 'KDP.ppi.ascii'      ! arquivo KDP
print*,'lendo ==> ',arq_in
call le_dados(arq_in,val_kdp)

arq_in = arq_pre // 'RhoHV.ppi.ascii'    ! arquivo RhoHV
print*,'lendo ==> ',arq_in
call le_dados(arq_in,val_rho)

print*,'analizando...'
call analise(val_dbz,val_zdr,val_kdp,val_rho,m_dbz,m_zdr,m_kdp)

! escreve na tela e nos arquivos de saida

if (m_dbz /= 0.0) then
  write(*,20) arq_dia, m_dbz, m_zdr, m_kdp
20  format(a15,4f10.4)
  write(15,20) arq_dia, m_dbz, m_zdr, m_kdp
endif

write(16,30) arq_dia, val_dbz, val_zdr, val_kdp, val_rho
30  format(a15,4(9f10.4))

print*

enddo
10 close(10)
close(15)
close(16)

!----- fim do programa principal

!=====
=====

contains

!-----
!----- inicio da subrotina le_dados

```

```
subroutine le_dados(arq_in,val)
```

```
! esta subrotina le_dados carrega as matrizes das variáveis polarimétricas
! e pega os dados dos pixels em torno do disdrômetro
```

```
implicit none
```

```
character (len=50) :: arq_in          ! arquivo de entrada
character (len=100) :: linha         ! leitura da linha
character (len=10), dimension(:,,:), allocatable :: mat    ! matriz
character (len=10) :: sval(9)       ! valores em caracteres
integer :: i, j, k, i1, i2, j1, j2
integer :: nx, ny                    ! número de pontos da matriz
integer :: np_x, np_y               ! lon,lat em coordenadas de pontos
real :: lon_min, lon_max            ! longitude mínima e máxima
real :: lat_min, lat_max            ! latitude mínima e máxima
real :: del_x, del_y                ! razão de variação em lon e lat
real :: val(9)                      ! valores em torno do ponto em real
real :: raio = 1                    ! raio de procura em torno do ponto
real, parameter :: mlon=-35.894     ! longitude do disdrômetro
real, parameter :: mlat=-9.717      ! latitude do disdrômetro
```

```
! abre o arquivo para a leitura
```

```
open(1,file=arq_in,status='old')
```

```
do i = 1, 1000
```

```
    read(1,'(a100)') linha          ! le uma linha por vez
```

```
! pega os parâmetros a partir da linha lida
```

```
    if (linha(1:20) == ' lonUL') read(linha(22:32),*) lon_min
    if (linha(1:20) == ' latUL') read(linha(22:32),*) lat_max
    if (linha(1:20) == ' lonLR') read(linha(22:32),*) lon_max
    if (linha(1:20) == ' latLR') read(linha(22:32),*) lat_min
    if (linha(1:20) == ' sizeX') read(linha(22:25),*) nx
    if (linha(1:20) == ' sizeY') read(linha(22:25),*) ny
```

```
    if (linha(1:25) == ' begin( data )') then
```

```
        allocate(mat(1:nx,1:ny))    ! define o tamanho da matriz
```

! leitura da matriz de dados

```
do j=1,ny
  read(1,*) (mat(k,j),k=1,nx)
enddo
```

```
endif
```

! verifica final de dados para sair do looping

```
if (linha(1:23) == '      end( data )') exit
```

```
enddo
```

```
close(1)
```

! calcula a razão de variação da longitude e da latitude

```
del_x = (lon_max-lon_min)/(nx-1)
```

```
del_y = (lat_max-lat_min)/(ny-1)
```

! calcula o ponto na matriz correspondente ao local do disdrômetro

```
np_x = nint(1+(mlon-lon_min)/del_x)
```

```
np_y = nint(1+(mlat-lat_min)/del_y)
```

! estabelece raio varredura em torno da coordenada do disdrômetro

```
i1 = np_x - raio; i2 = np_x + raio
```

```
j1 = np_y - raio; j2 = np_y + raio
```

! verifica se não tem dados e converte caractere para real

```
k=1
```

```
do j = j1, j2; do i = i1, i2
```

```
  if (mat(i,j) == 'nd') then
```

```
    sval(k) = '-999.9'
```

```
    read(sval(k),*) val(k)
```

```
  else
```

```
    sval(k) = mat(i,j)
```

```
    read(sval(k),*) val(k)
```

```
  endif
```

```
  k = k + 1
```

```
enddo; enddo
```


! libera a memória relativo a matriz

```
deallocate(mat)
```

```
end subroutine le_dados
```

```
!-----
```

```
!----- inicio da subrotina analise
```

```
subroutine analise(val_dbz,val_zdr,val_kdp,val_rho,m_dbz,m_zdr,m_kdp)
```

```
! esta subrotina analise verifica os dados em torno do ponto, separa os que
! satisfazem as condições e faz uma média de um conjunto de pelo menos
! 5 pixels ou mais
```

```
implicit none
```

```
real, dimension(9) :: val_dbz, val_zdr, val_kdp, val_rho
```

```
integer :: i, cont
```

```
real :: soma_dbz, soma_zdr, soma_kdp
```

```
real :: m_dbz, m_zdr, m_kdp
```

```
cont = 0
```

```
soma_dbz = 0.; soma_zdr = 0.; soma_kdp = 0.
```

```
m_dbz = 0.; m_zdr = 0.; m_kdp = 0.
```

```
do i = 1, 9
```

```
  if (val_rho(i) > 0.95) then
```

```
    if (val_zdr(i) > 0.1) then
```

```
      if (val_kdp(i) > 0.0) then
```

```
        if (val_dbz(i) > 5) then
```

```
          soma_dbz = soma_dbz + val_dbz(i)
```

```
          soma_zdr = soma_zdr + val_zdr(i)
```

```
          soma_kdp = soma_kdp + val_kdp(i)
```

```
          cont = cont + 1
```

```
        endif; endif; endif; endif
```

```
  enddo
```

```
if (cont > 4) then
```

```
  m_dbz = soma_dbz / cont
```

```
  m_zdr = soma_zdr / cont
```

```
  m_kdp = soma_kdp / cont
```

```
endif
```

```
end subroutine analise
```

```
!-----
```

```
end program pega_ponto
```

```
outro scripts
```

```
-----
```

```
# remove a lista com o nome dos arquivos dBZ  
rm lista.txt
```

```
# alterar o nome da pasta se for o caso  
ls 2015-08-26/*dBZ.* > lista.txt
```

```
# compila o programa com o gfortran  
gfortran pega_ponto.f95 -o pega_ponto.exe
```

```
# executa o programa compilado  
./pega_ponto.exe
```