

Alexandre Manenti Britto Pereira dos Santos

**Estrutura Cinemática e Microfísica da Chuva
Observada Durante os Experimentos de Campo
do Projeto CHUVA**

São Paulo, São Paulo

2016

Alexandre Manenti Britto Pereira dos Santos

Estrutura Cinemática e Microfísica da Chuva Observada Durante os Experimentos de Campo do Projeto CHUVA

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção de título de Mestrado em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geociências e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez

São Paulo, São Paulo
2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo da Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da
Universidade de São Paulo

Santos, Alexandre Manenti Britto Pereira dos

Estrutura cinemática e microfísica da chuva observada durante os experimentos de campo do Projeto CHUVA / Alexandre Manenti Britto Pereira dos Santos; orientador Carlos Augusto Morales Rodriguez. – São Paulo, 2016.

101 f. : il.

Dissertação (Mestrado) – Universidade de São Paulo, 2016.

1. Chuva. 2. Radar. 3. Meteorologia com radar. I. Rodriguez, Carlos Augusto Morales Rodriguez. II. Título.

CDD 551.577

ALEXANDRE MANENTI BRITTO PEREIRA DOS SANTOS
**Estrutura Cinemática e Microfísica da Chuva Observada
Durante os Experimentos de Campo do Projeto CHUVA**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção de título de Mestrado em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Trabalho aprovado. São Paulo, São Paulo, 2016:

Prof. Dr. Carlos Augusto Morales
Rodriguez
IAG USP

Prof(a). Dr(a).:
Instituição:

Prof(a). Dr(a).:
Instituição:

São Paulo, São Paulo
2016

Agradecimentos

Ao CNPq pelo auxílio financeiro concedido.

Ao Projeto CHUVA FAPESP 2009/15235-8 por disponibilizar os dados dos experimentos de campos do Projeto CHUVA em Fortaleza, Belém, Vale do Paraíba e Manaus.

Resumo

Este projeto de pesquisa apresenta um detalhamento dos movimentos verticais e dos processos microfísicos atuantes em diversos sistemas precipitantes observados durante os experimentos de campo do Projeto temático CHUVA. Para tanto, este estudo utilizou um radar de apontamento vertical, MRR-2, que infere a distribuição de tamanho de gotas com a altura além de outras variáveis. Uma vez que o algoritmo do MRR-2 assume que os movimentos verticais são nulos, o que pode comprometer os parâmetros inferidos, este estudo selecionou medidas onde não apresentava “Alias” e tão pouco qualquer indicação de movimentos verticais que pudessem comprometer as observações. Baseado nas medidas da distribuição de tamanho de gotas (DSD), número total de gotas (N_t), fator refletividade do radar (Z), taxa de precipitação (R), velocidade terminal média da chuva (w), e parâmetros de ajuste e forma de distribuição de DSD, bem como da relação $Z - R$ foi possível avaliar como os processos de colisão seguido de coalescência ou quebra, derretimento e evaporação mudam a DSD na vertical. Pode-se destacar neste estudo que: os três fatores, Z , w e N_t , indicam a presença de processos microfísicos com a altura, como colisão seguida de coalescência (aumento de Z e w e diminuição de N_t), colisão seguida de quebra (aumento de Z e N_t e diminuição de w) e evaporação (diminuição de Z , w e N_t). Para cada um desses processos observa-se padrões distintos das formas assumidas pela DSD, que podem ser ajustadas a uma distribuição gamma, gerando três coeficientes (N_0 , λ e m) capazes de indicar se a distribuição é mais monodispersa (evaporação ou chuva fraca), exponencial (chuva regular) ou gamma/multimodal (muitas colisões ou chuva forte). Outro método de se fazer essa avaliação é o fator de forma, que indica a dispersão de uma distribuição de tamanho de gotas com somente um número. Os processos microfísicos e a DSD influem também no tipo de regime precipitante, sendo processos de colisão e distribuições menos suaves referentes a regimes convectivos, enquanto que o oposto se dá para regiões estratiformes. Adicionalmente utilizou-se os ajustes da relação $Z - R$ e as análises dos contornos de frequência acumulada com a altura (CFAD) de todas as variáveis para certificar os resultados encontrados. Como resultado, observa-se a grande eficiência do processo de coalescência na região mais convectiva da chuva de Outeiro, que chega a atingir mais de $10 \frac{\text{gotas}}{\text{m}^3 \text{mm}}$ com 5mm de diâmetro, criando uma grande variedade de gotas que mantém a DSD com um aspecto gamma. A alta incidência de gotas médias e grandes ($3 - 4\text{mm}$), tanto em superfícies como em altitudes medianas, do evento em Fortaleza, resultado da grande porção estratiforme da chuva que se apresenta nos momentos finais dessa precipitação. A chuva mais fraca em Manaus, causada pela maior quantia de gotículas super-resfriadas, que apresenta uma refletividade de 30dBZ em quase todos os momentos, evidenciando distribuições e gotas unimodais no início da chuva. Os diversos tamanhos de hidrometeoros sólidos da precipitação no Vale do Paraíba, que causaram

distintas regiões de chuva forte e fraca e o aparecimento de diversas velocidades terminais de queda, que variam de $1 - 8\frac{m}{s}$, abaixo da camada de derretimento.

Palavras-chave: Radar. MRR. Doppler. DSD. Distribuição de Tamanho de Gotas. CFAD. Fator de Forma.

Abstract

This research project presents a breakdown of vertical movements and microphysical processes acting in various precipitation systems observed during the thematic field experiments CHUVA project. Therefore, this study used a vertical pointing radar RRM-2, which implies a droplet size distribution with time and other variables. Once the MRR-2 algorithm assumes that the vertical movements are null, which can compromise the inferred parameters, this study selected measures free of Alias and with none indications of any vertical movements that could compromise the observations. Based on measurements of droplet size distribution (DSD), the total number of drops (N_t), the radar reflectivity factor (Z), precipitation rate (R), terminal average rain rate (w), adjusting parameters of a DSD distribution form, well as the $Z - R$ relation was possible to assess how the collision processes followed by coalescence or breakage, melting and evaporation change the DSD vertically. May be noted in this study: the three factors, Z , w and N_t indicate the presence of microphysical processes with height, as the collision/coalescence (increase of Z and w and decrease of N_t), collision/breakup (increase of Z and N_t and decrease of w) and evaporation (decrease of Z , w and N_t). For each of these processes is observed distinct patterns of the forms assumed by the DSD, which can be adjusted to a gamma distribution, generating three coefficients (N_0 , λ and m) capable of indicating whether the distribution is more monodisperse (evaporation or light rain), exponential (regular rain) or gamma / multimodal (many collisions or heavy rain). Another method of making such an assessment is the form factor, which indicates the dispersion of a droplet size distribution with only one number. The microphysical processes and DSD also influence the type of the precipitant system, as collision processes and sharp distribution are related to convective systems, whereas the opposite happens for stratiform regions. Additionally we used the settings of the $Z - R$ relationship and analysis of the Contoured Frequency by Altitude Diagrams (CFAD) of all variables to certify the results. As a result, there is the great efficiency of the coalescence process at the convective region of Outeiro rain, which reaches more than $10 \frac{\text{drops}}{\text{m}^3\text{mm}}$ with 5mm diameter, creating a great range of droplets that keeps DSD with a gamma shape. The high incidence of medium and large drops ($3 - 4\text{mm}$), on surfaces as at mid altitudes, in the Fortaleza event, reflex of a large stratiform portion of the rain that appears in the final moments of this precipitation. The weaker Manaus rain, caused by the larger amount of super-cooled droplets, keeping the radar reflectivity factor at 30dBZ almost all the times, showing unimodal drop size distributions at the beginning of the rain. The various solid hydrometeors sizes of precipitation in Vale do Paraíba, which caused different regions of heavy and light rain and the appearance of a large set of drops terminal fall velocities, ranging from $1 - 8 \frac{\text{m}}{\text{s}}$, below the melting layer.

Keywords: Radar. MRR. Doppler. DSD. Drop Size Distribution. CFAD. Form Factor.

Sumário

1	INTRODUÇÃO	10
2	RADARES	13
2.1	História do Radar	13
2.2	Espectro Eletromagnético	14
2.3	Ondas Eletromagnéticas	15
2.3.1	Equações de Maxwell	16
2.3.2	Equação de Helmholtz	17
2.4	Interação de Ondas Eletromagnéticas	18
2.4.1	Reflexão e Refração	18
2.4.2	Espalhamento	19
2.4.2.1	Espalhamentos Rayleigh e Mie	19
2.5	Funcionamento do radar	20
3	RADAR DOPPLER	25
3.1	Princípios de um Radar Doppler	25
3.1.1	Efeito Doppler	25
3.1.2	O Radar Doppler	25
3.1.3	Ambiguidades	26
3.1.3.1	Ambiguidade na distância	26
3.1.3.2	Velocidade Nyquist	27
3.2	Mini-Radar de Chuva (<i>MRR</i>)	28
3.2.1	Princípios do MRR	29
3.2.2	Cálculo dos Parâmetros	30
4	CINEMÁTICA E MICROFÍSICA DE TEMPESTADES	32
4.1	A DSD e seus Modificadores	32
4.1.1	Coalescência	33
4.1.2	Quebra	34
4.1.3	Quebra e Coalescência	35
4.1.4	Acreção	36
4.1.5	Evaporação	37
4.1.6	Movimentos Verticais	38
4.1.6.1	Corrente Ascendente	39
4.1.6.2	Corrente Descendente	40
4.2	Tipos de Precipitação	41

4.2.1	Chuvas Estratiformes	42
4.2.2	Chuvas Convectivas	43
4.3	Parâmetros que Descrevem a DSD	44
4.4	Relação $Z - R$ e a DSD	45
5	TRATAMENTO DE DADOS	48
5.1	O Método de Distorção na Velocidade	48
5.1.1	Observando as Distorções	48
5.1.2	Perfis Verticais de Velocidade Terminal	50
5.2	O Método de Descrição da Microfísica	52
6	ESTUDO DA MICROFÍSICA DE TEMPESTADES	53
6.1	O Caso de Outeiro	53
6.2	O Caso de Fortaleza	60
6.3	O Caso de Manaus	67
6.4	O Caso do Vale do Paraíba	75
7	DISCUSSÃO	83
7.1	Os Eventos Observados Pelo MRR	84
7.1.1	Outeiro	84
7.1.2	Fortaleza	85
7.1.3	Manaus	86
7.1.4	Vale do Paraíba	87
7.2	Considerações Finais	88
	APÊNDICE A – IMAGENS AUXILIARES	90
	Referências	99

1 Introdução

Quando falamos de um processo de precipitação, não é somente previsões de ocorrência e quantidade de água que são importantes. Processos internos que venham a alterar o comportamento da chuva ou que são decorrentes de alguma característica intrínseca do evento, também são de vital importância para um meteorologista.

A leitura desses processos nos permite avaliar o tipo de chuva observada, prevendo suas alterações e os hidrometeoros que podem se formar durante o evento. Desse modo as previsões podem ser mais específicas sobre a classificação da chuva esperada, evitando problemas como os causados por tempos severos.

O fato é que, grande parte das informações pertinentes para o estudo do desenvolvimento e evolução de processos precipitantes, como a presença de gelo, quantidade e tamanho dos hidrometeoros e a taxa de colisões entre partículas, está atrelado ao desenvolvimento vertical do mesmo. Isso ocorre pois, conforme as gotas precipitam, a possibilidade delas crescerem, evaporarem ou se partirem em diversas gotinhas varia de caso a caso. Portanto deve-se utilizar uma abordagem diferente da comum.

Os processos de escaneamento do radar em planos horizontais concêntricos, mais conhecido como PPI (Plan Position Indicator), são ótimos para observações de intensidade e detecção de chuvas, objetivos que são os mais desejados no dia a dia. Porém, escaneamentos que priorizam as distâncias em altura, conhecidos como RHI (Range Height Indicator), podem se mostrar de maior valia no aprofundamento do desenvolvimento de uma tempestade. Com isso em vista, a utilização de um radar de apontamento vertical pode se mostrar surpreendente, em termos de coleta de dados pertinentes a evolução vertical e microfísica da chuva.

A coerência e eficácia dos dados obtidos pelo MRR podem ser vistas no trabalho de Peters, Fischer e Andersson (2002), que compara estimativas simultâneas feitas por um radar meteorológico banda C e o mini-radar de chuva.

As gotas presentes dentro de um sistema precipitante formam um padrão particular para cada tipo de chuva. Esses padrões estão associados as quantidades que gotas de diferentes tamanhos apresentam dentro do sistema, sendo reflexos dos processos associados as precipitações. Esses padrões são as Distribuições de Tamanho de Gotas (DSD) e, no final, todas as características da precipitação se resumem nela, e como ela varia com o tempo e altura.

Por conveniência, o Mini-Radar de Chuva (MRR), que se destaca por seu apontamento vertical, apresenta um modo de medir essa informação. Utilizando-a, posteriormente, para aferir os dados observados. Essa é a chave para a observação dos processos internos de uma chuva.

O trabalho de Peters et al. (2005) expõem como a DSD varia em altura, mostrando a

importância de um estudo mais aprofundado nessa característica das chuvas. Além disso, o tipo de distribuição de tamanho de gotas esperado para alguns padrões específicos de cada precipitação, como a presença de uma Banda Brilhante, podem ser encontrados no trabalho de Konwar et al. (2012).

O projeto CHUVA visa caracterizar os sistemas preceptivos observados em diferentes regiões brasileiras, afim de obter um melhor entendimento dos processos de desenvolvimento de chuva quente e fria e como elas afetam a estimativa de precipitação via satélite. Esse tipo de informação ajuda a complementar trabalhos que tratam sobre a chuva no Brasil.

O trabalho de Martins, Machado e Costa (2010) se foca em observações feitas por um radar de apontamento vertical (VPR) e um disdrômetro Joss-Waldvogel (JWD) RD-69, para a região amazônica. Nele observa-se uma diferença entre os regimes precipitantes matutinos e vespertinos, tendo o primeiro maior incidência de chuva estratiforme que o segundo. Também se observa uma grande maioria de curvas de DSD com um único pico, centradas em sua maioria para diâmetros entre $0,5 - 1,0mm$, que podem ser descritas facilmente por uma distribuição gamma.

Uma visão mais ampla das demais regiões do Brasil podem ser observadas no trabalho de Calheiros e Machado (2014). Diversos instrumentos como Radiômetro de Micro-Ondas (MWR), disdrômetros PARSIVEL e JWD, radares de apontamento vertical VPR e MRR, um radar banda X XPOL e um LiDAR foram utilizados para obter os dados necessários. A partir desses dados, chuvas da região Norte, Nordeste e Sudeste são classificadas por seu Conteúdo Total de Água Líquida, retornando resultados sobre os tipos de precipitação. Observa-se então que, nuvens não precipitantes em regiões mais tropicais apresentam um maior Conteúdo de Água Líquida em comparação a região mais Sudeste. Já para nuvens precipitantes, diferenças aparecem principalmente para altas taxas de precipitação.

O estudo de Calheiros e Machado (2014) ainda caracteriza a região Norte como tendo altas taxas de precipitação convectivas e uma maior refletividade na camada de gelo ($-20^{\circ}C$ a $-40^{\circ}C$). O Sudeste do Brasil também apresenta taxas de precipitação convectivas, porém a alta refletividade é observada principalmente na camada de fase mista ($0^{\circ}C$ a $-20^{\circ}C$). Já o Nordeste, principalmente a região costeira, apresenta alta refletividade nas partes quentes da nuvem (temperatura acima de $0^{\circ}C$).

A DSD em nuvens diferentes foram similares nas regiões estudadas no trabalho de Calheiros e Machado (2014). No entanto, nuvens convectivas apresentam diferenças, principalmente para gotas de diâmetros acima de $4mm$.

Além de contribuir para o aprofundamento dos estudos das precipitações no Brasil, é inevitável o auxílio do entendimento da chuva nos trópicos que esse trabalho pode gerar.

Tokay e Short (1996) faz uma análise temporal da variação dos parâmetros de uma DSD gamma nos trópicos se utilizando de um disdrômetro RD-69. Os dados do experimento Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere indicam que fortes

mudanças no parâmetro N_0 sugerem uma transação da parte convectiva da chuva para a parte estratiforme.

Os dados analisados por Tokay e Short (1996) indicam a presença de processos microfísicos que geram maior número de gotas grandes do que gotas médias e pequenas, para chuvas estratiformes com a mesma taxa de precipitação que as convectivas. Também indica que a ocorrência de precipitação estratiforme cobre 74% dos casos, sendo que períodos muito convectivos são seguidos por longos intervalos de chuva fraca e estratiforme.

O trabalho de Tokay e Short (1996) evidencia que, nos trópicos, quase todas as chuvas com refletividade acima de $40dBZ$ são classificadas como convectivas. A relação $Z - R$ também mostra diferenças para os dois regimes, onde o expoente é menor e o coeficiente de intercepção maior para o caso estratiforme tropical.

Na região Tropical Ocidental do oceano Pacífico, Krishna et al. (2016) estudou a DSD para duas estações distintas, monções de inverno e verão. As distribuições de DSD apresentam os mesmos valores médios para gotas pequenas durante as duas estações, porém gotas grandes e médias apresentam um aumento durante o verão. Isso torna o diâmetro médio, de uma curva gamma, maior durante a mesma estação. Esse aumento do diâmetro médio também pode ser visto em regimes convectivos intensos, em contraste com chuvas estratiformes ou de baixa convecção, para ambas as estações.

Durante esse trabalho uma revisão sobre a história do radar, sua ligação com as ondas eletromagnéticas e os princípios que regem esses fenômenos físicos, é apresentada durante o segundo capítulo.

Uma descrição mais aprofundada de como medidas Doppler são feitas pelo radar, decorrem sobre a estrutura do capítulo três. Onde se introduz o mini-radar de chuva, seu funcionamento, sua capacidade e limitações devido ao seu algoritmo interno.

O capítulo quatro descreve os diversos processos internos que podem ocorrer em uma chuva. A alteração sofrida pelas curvas de DSD, devido aos processos microfísicos, também é abordada. Sendo finalizado com a caracterização dos tipos principais de precipitação.

As técnicas e metodologia utilizadas durante a análise dos dados é discutida durante o capítulo cinco. Um foco maior é dado em como selecionar os casos de modo a minimizar os erros provenientes das leituras do radar.

O sexto capítulo apresenta uma análise de quatro casos distintos, buscando de descrever e esclarecer os processos internos visualizados durante os eventos.

Uma breve discussão sobre os métodos utilizados e os resultados obtidos é feita durante o capítulo sete. Deixando nossas impressões sobre a funcionalidade dos mesmos.

2 Radares

A palavra radar vem do inglês "rádio Detection and Ranging", que significa a detecção por ondas de rádio em distâncias variáveis. Assim, os radares foram projetados para detectar objetos a longas distâncias através da emissão e recepção de ondas de rádio.

Suas aplicações são diversas, podendo variar entre a medição de velocidade de um veículo à observação de objetos astronômicos. Neste trabalho, porém, a utilização do radar se dá para a detecção de alvos meteorológicos, como gotas de chuva ou pedras de granizo. Esses alvos, no entanto, são objetos que estão na dependência de diversos parâmetros atmosféricos, tais como os movimentos verticais e horizontais. Então o estudo deles pode nos dar indícios de como esses parâmetros estão atuando.

2.1 História do Radar

O radar nasceu de um experimento que apresentou falhas em 1904. Durante um teste de comunicação entre as margens do Potomac, nos Estados Unidos, notou-se que o sinal que se recebia da outra margem ia sumindo até desaparecer, conforme uma embarcação atravessava o rio (RINEHART, 1990).

Essa nova tecnologia foi de grande interesse para os militares que, durante a segunda guerra mundial, investiram avidamente no desenvolvimento desse aparelho. Os primeiros radares pulsados foram então desenvolvidos para o melhoramento das defesas militares. Foram os Britânicos, sob os cuidados de Watson-Watt, os pioneiros na detecção de aeronaves alemãs, em 1935(DOVIK; ZRNIC, 1993).

De maneira simultânea, países como Itália, Japão, França, Alemanha e Estados Unidos, desenvolveram radares de similares, durante a década de 30(DOVIK; ZRNIC, 1993; MI, 1980). Esses esforços se mostraram frutíferos quando, em 1936, a detecção e medida da distância de uma aeronave puderam ser efetuadas, de maneira definitiva, pelos cientistas da *NRL* (Naval Research Laboratory). Os americanos conseguiram um feito similar meses depois, através de um trabalho independente(DOVIK; ZRNIC, 1993).

Foi somente com a invenção do Magnéton, por volta dos anos 40, que se tornou comum e viável a utilização das micro-ondas. Graças a esse avanço que os primeiros alvos meteorológicos puderam ser observados nos anos seguintes(DOVIK; ZRNIC, 1993; MI, 1980).

Ainda na década de 40, o radar Doppler surge como meio de detecção da movimentação de objetos militares. O primeiro radar Doppler, chamado de *MTI* (Moving Target Indication), não era capaz de calcular a velocidade de um alvo que se movia. Foi somente entre 1960 e 1970 que os radares Doppler pulsados, que podem calcular a velocidade de um alvo, puderam ser desenvolvidos. Isso pois a quantidade de dados que devia ser processado

para a estimativa de velocidade era muito grande para a tecnologia da época(DOVIAK; ZRNIC, 1993).

2.2 Espectro Eletromagnético

Detectar um alvo com um radar é similar a tentativa de identificar objetos ao bombardeá-los com bolas de borracha. Ao atirmos projeteis emborrachados contra um alvo que nos interessa, obteremos a resposta que o acertamos baseado se o projétil faz seu caminho de volta até nos ou não. Também podemos identificar angulações na superfície do alvo, dependendo da trajetória que nossa bola de borracha toma em seu retorno.

Os pequenos detalhes do nosso alvo podem ser observados, de maneira mais precisa, quanto menor o diâmetro da nossa bola. Ou seja, ao jogar uma bola de basquete contra uma cadeira, podemos deduzir sua forma geral pelo padrão das reflexões que a bola sofre. Porém, somente com uma bola de tênis de mesa os tornos e detalhes do entalhe dela podem ser observados.

Apesar de projeteis menores serem melhores para a resolução de detalhes do nosso alvo, a detecção de bolas grandes se dá de maneira muito mais fácil. Evitando assim que se perca informação ao não detectar a trajetória de reflexão da partícula. Deste modo deve-se tomar o cuidado de escolher os projeteis que forneçam o equilíbrio perfeito entre a resolução de detalhes e a observação da trajetória de reflexão.

As onda eletromagnéticas, assim como projeteis de borracha, também podem ter diversos comprimentos de onda, como observado na Fig 1. De modo similar ao exemplo acima, quanto menor o comprimento de onda de um pulso, menor são os objetos e detalhes que ele pode aferir. Porém, a atenuação e, conseqüentemente, a dificuldade de detecção da onda refletida, se tornam maiores. Por esse motivo os radares trabalham sempre perto das micro-ondas.

Devido ao desenvolvimento dos radares ter sido feito durante o período de grandes guerras, intervalos de frequências muito utilizados eram codificados em letras, representando uma largura de banda da qual as tropas inimigas não reconheceriam. Essa nomenclatura foi implementada mais tarde pela *ITU* (International Telecommunications Union), a fim de demarcar as bandas utilizadas em radares(SKOLNIK, 1970; DOVIAK; ZRNIC, 1993). A Tabela 1 mostra a nomenclatura das bandas e seus respectivos intervalos.

É notável a quantidade de frequências em que um radar pode atuar. Isso faz com que cada tipo de radar seja designado, prioritariamente, para uma determinada tarefa. No geral radares com grande comprimento de onda, ou seja, baixas frequências, são utilizados para observações de longo alcance, apresentando menor atenuação. Já os radares de alta frequência são responsáveis por medidas mais finas, evidenciando objetos menores. Isso acontece devido ao fato da facilidade de se conseguir grandes potencias para ondas de baixas frequências, que também sofrem pouca atenuação, e por pulsos de altas frequências

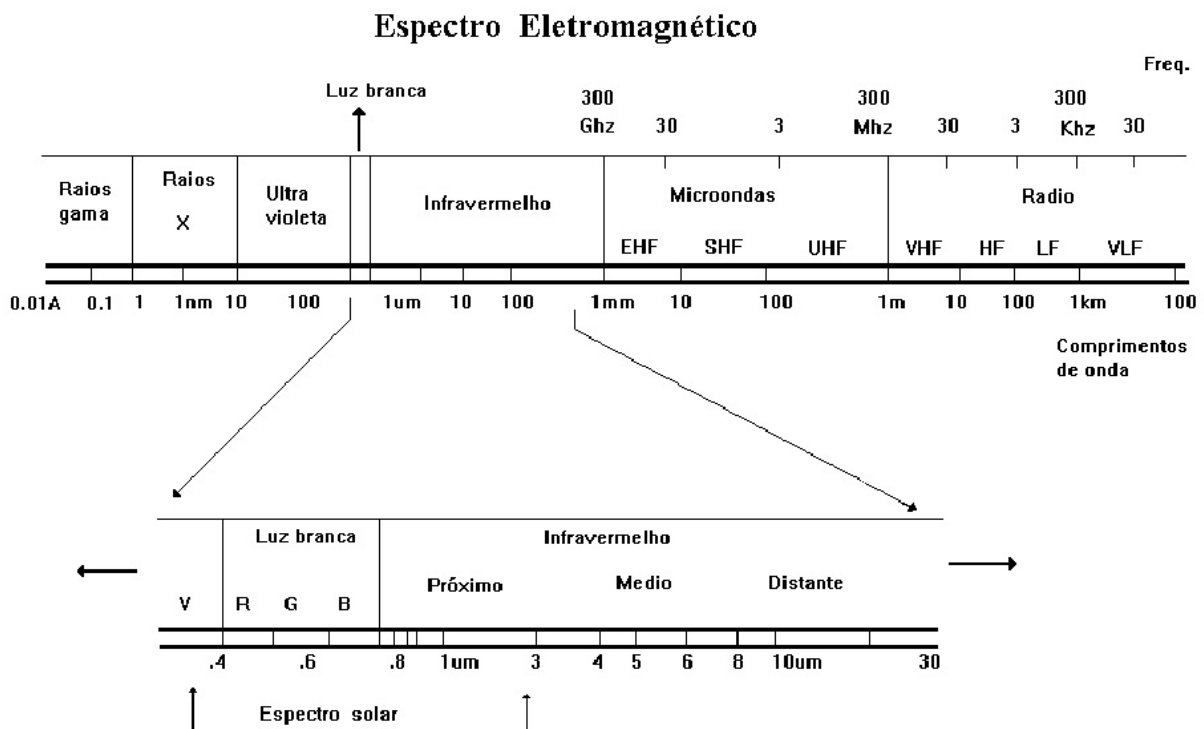


Figura 1 – Espectro eletromagnético. Fonte: disponível em www.vision.ime.usp.br

produzirem um feixe mais estreito(SKOLNIK, 1970).

2.3 Ondas Eletromagnéticas

Feixes de radar são, como já visto, ondas eletromagnéticas. Como tais suas características devem ser descritas pelas leis da física que regem a luz.

Qualquer tipo de onda, na visão da física, apresenta um movimento oscilatório periódico, que dita suas características básicas. A saber, a distância entre dois pontos consecutivos de amplitude máxima, ou mínima, é denominado comprimento de onda, e é representado pela letra grega λ . O tempo necessário para que uma onda saia e retorne para para a condição de amplitude máxima, ou mínima, é denominado período, e é representado pela letra T . Sendo o inverso do período, a frequência é representada pela letra f .

Todas as ondas se propagam com uma velocidade. A velocidade está associada única e exclusivamente com as propriedades de frequência e comprimento de ondas de um pulso. As ondas eletromagnéticas, no vaco, se propagam sempre na velocidade da luz c , podendo variar em meios com índice de refração distintos. Isso implica que suas frequências e comprimentos de onda devem variar proporcionalmente, a fim de manter a velocidade da luz constante.

$$c = \lambda f = 2.998 \times 10^8 \left\langle \frac{m}{s} \right\rangle. \tag{2.1}$$

Tabela 1 – Tabela de bandas de frequência para radares.

Nomenclatura	Intervalo de Frequência Nominal	Intervalo de Frequência Específico para Radares. Baseados nos Regulamentos da ITU
HF	3 MHz–30 MHz	
VHF	30–300 MHz	138–144 MHz 216–225 MHz
UHF	300–1000 MHz	420–450 MHz 890–942 MHz
L	1.0–2.0 GHz	1215–1400 MHz
S	2.0–4.0 GHz	2.3–2.5 GHz 2.7–3.7 GHz
C	4.0–8.0 GHz	4.2–4.4 GHz 5.25–5.925 GHz
X	8.0–12.0 GHz	8.5–10.68 GHz
K _u	12.0–18.0 GHz	13.4–14.0 GHz 15.7–17.7 GHz
K	18.0–27.0 GHz	24.05–24.25 GHz 24.65–24.75 GHz
K _a	27.0–40.0 GHz	33.4–36.0 GHz
V	40.0–75 GHz	59.0–64.0 GHz
W	75.0–110 GHz	76.0–81 GHz 92.0–100 GHz

Fonte: Adaptado de (SKOLNIK, 1970).

2.3.1 Equações de Maxwell

O modo mais completo de descrever as ondas eletromagnéticas no espaço é dado pelas equações de Maxwell, que representam a lei de Gauss para a densidade de fluxo elétrico e magnético, a lei de Faraday e a lei de Ampère-Maxwell (FUKAO; HAMAZU; DOVIK, 2014).

$$\begin{aligned}\nabla \times \mathbf{E} &= -\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{B} \left\langle \frac{V}{m^2} \right\rangle, \\ \nabla \times \mathbf{H} &= \frac{\partial}{\partial t} \mathbf{D} + \mathbf{J} \left\langle \frac{A}{m^2} \right\rangle, \\ \nabla \cdot \mathbf{D} &= \rho \left\langle \frac{C}{m^3} \right\rangle, \\ \nabla \cdot \mathbf{B} &= 0 \left\langle \frac{T}{m} \right\rangle.\end{aligned}$$

Onde \mathbf{E} representa o campo elétrico, \mathbf{B} o campo magnético, \mathbf{J} a densidade de corrente elétrica, \mathbf{D} o campo de deslocamento elétrico, \mathbf{H} o campo magnético auxiliar e ρ a densidade de carga elétrica. Esses vetores podem ser relacionados por

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E},$$

$$\begin{aligned}\mathbf{B} &= \mu\mathbf{H}, \\ \mathbf{J} &= \sigma\mathbf{E}.\end{aligned}$$

Sendo ε a permissividade do meio, μ a permeabilidade do meio e σ a condutividade elétrica.

As leis condensadas por Maxwell descrevem a fenomenologia do eletromagnetismo na sua forma mais básica. A lei de Gauss diz que a magnitude de um campo elétrico ou magnético associado a um objeto é proporcional a somatória do fluxo do campo que atravessa uma superfície Gaussiana fechada. A equação de Faraday implica no aparecimento de uma corrente transitória em um circuito, induzida pela variação nas correntes permanentes de circuitos adjacentes, ou ao fluxo magnético ligadas as mesmas. A lei de Ampère é um análogo da lei de Gauss para o campo magnético produzido por uma corrente estacionária, o que foi generalizado para correntes variáveis por Maxwell, se tornando a lei de Ampère-Maxwell (JACKSON, 1999).

As equações de Maxwell podem ser resolvidas para o campo elétrico e para o campo magnético auxiliar. Essas são conhecidas como equações de onda e descrevem a propagação de ondas eletromagnéticas em um meio linearmente homogêneo (FUKAO; HAMAZU; DOVIK, 2014).

$$\begin{aligned}\nabla^2\mathbf{E} - \varepsilon\mu\frac{\partial^2}{\partial t^2}\mathbf{E} - \mu\sigma\frac{\partial}{\partial t}\mathbf{E} &= \frac{1}{\varepsilon}\nabla\rho, \\ \nabla^2\mathbf{H} - \varepsilon\mu\frac{\partial^2}{\partial t^2}\mathbf{H} - \mu\sigma\frac{\partial}{\partial t}\mathbf{H} &= 0.\end{aligned}$$

Que podem ser reescritas, para um meio ideal, como

$$\nabla^2\mathbf{E} - \varepsilon\mu\frac{\partial^2}{\partial t^2}\mathbf{E} = 0, \quad (2.2)$$

$$\nabla^2\mathbf{H} - \varepsilon\mu\frac{\partial^2}{\partial t^2}\mathbf{H} = 0. \quad (2.3)$$

2.3.2 Equação de Helmholtz

Para o caso de uma onda plana, ou seja, uma onda cujo os campos se propagam de forma sinusoidal com frequência ω . As equações 2.2 e 2.3 podem ser expressas da forma (BRINGI; CHANDRASEKAR, 2001)

$$\nabla^2\mathbf{E} + k^2\mathbf{E} = 0, \quad (2.4)$$

$$\nabla^2\mathbf{H} + k^2\mathbf{H} = 0. \quad (2.5)$$

onde $k = \omega\sqrt{\varepsilon\mu}$, é conhecido como o número de ondas do radar, e está relacionado com o comprimento de ondas λ pela seguinte equação (FUKAO; HAMAZU; DOVIK, 2014)

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \left\langle \frac{1}{m} \right\rangle. \quad (2.6)$$

As equações 2.4 e 2.5 são as equações de Helmholtz, e nos mostram que tanto o campo elétrico \mathbf{E} quanto o campo magnético auxiliar \mathbf{H} são perpendiculares entre si (DOVIAK; ZRNIC, 1993), e simultaneamente perpendiculares ao vetor de propagação da onda \mathbf{k} (FUKAO; HAMAZU; DOVIAK, 2014). Conforme visto na Figura 2.

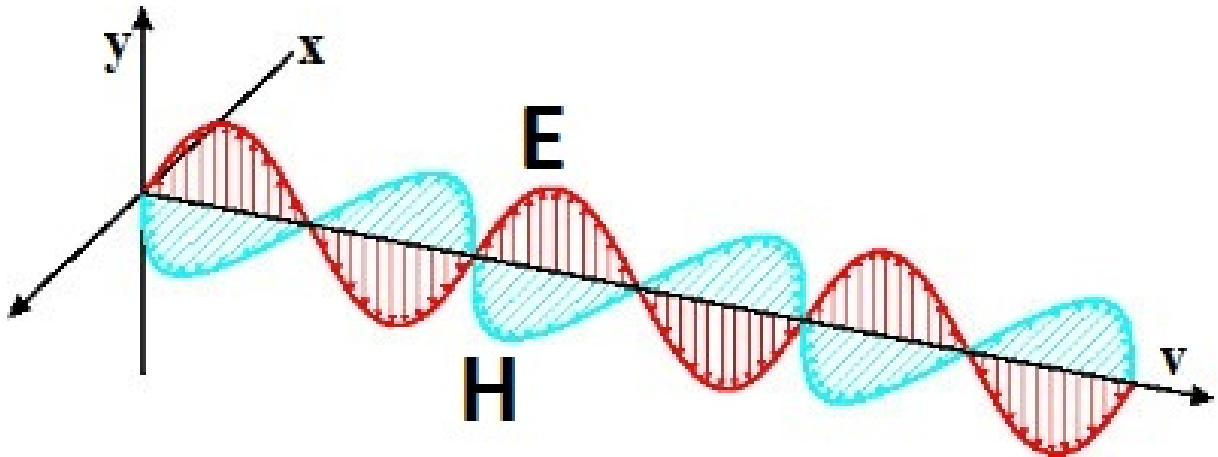


Figura 2 – Propagação de ondas eletromagnéticas. Fonte: adaptado de [http : //mundoeducacao.bol.uol.com.br /upload /conteudo_legenda /6a0fa8dbbc666437b35dbdd310](http://mundoeducacao.bol.uol.com.br/upload/conteudo/legenda/6a0fa8dbbc666437b35dbdd310)

A solução para a equação de Helmholtz é dada, da forma mais geral, por

$$\mathbf{E}(\mathbf{r}, t) = \mathbf{E}_1 e^{-i\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}} + \mathbf{E}_2 e^{i\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}}. \quad (2.7)$$

Que nos mostra que a onda se propaga em ambas as direções do vetor \mathbf{k} , com velocidade (FUKAO; HAMAZU; DOVIAK, 2014)

$$v = \frac{\omega}{k} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon\mu}} \left\langle \frac{m}{s} \right\rangle,$$

que, no vácuo, é a velocidade da luz c .

2.4 Interação de Ondas Eletromagnéticas

As ondas eletromagnéticas sofrem alterações ao interagirem com meios diferentes, seja através da reflexão, refração, espalhamento ou difração.

2.4.1 Reflexão e Refração

Os processos de reflexão e refração estão, de maneira geral, associados ao mesmo tipo de interação entre ondas eletromagnéticas e uma superfície. Uma onda eletromagnética que

tenta penetrar uma superfície separando meios distintos, sofre reflexão da porção que não penetra no meio e refração da porção que penetra no meio.

As propriedades geométricas que regem a reflexão e a refração podem ser resumidas em duas equações.

$$\theta_i = \theta_r, \quad (2.8)$$

$$n \sin \theta_i = n' \sin \theta_f. \quad (2.9)$$

Onde θ_i , θ_r e θ_f são os ângulos de incidência, reflexão e refração, respectivamente. E a equação 2.9 é a lei de Snell - Descartes, com n e n' sendo os índices de refração dos dois meios distintos (JACKSON, 1983; FUKAO; HAMAZU; DOVIK, 2014).

Já as propriedades dinâmicas, podem ser derivadas do fato da continuidade dos campos ter de ser mantida durante toda a superfície de separação dos meios. Essa condição de contorno implica que as componentes tangenciais do campo elétrico $\mathbf{E}_{\mathbf{t}i}$, assim como as do campo magnético auxiliar $\mathbf{H}_{\mathbf{t}i}$, devem ser iguais para todas as direções de propagação. Também são contínuas as componentes normais da densidade de fluxo elétrico $\mathbf{D}_{\mathbf{n}i}$ e magnético $\mathbf{B}_{\mathbf{n}i}$ (FUKAO; HAMAZU; DOVIK, 2014; JACKSON, 1983).

Isso nos leva novamente a lei de Snell - Descartes, e pode ser utilizado para calcular os coeficientes de transmissão e reflexão de uma onda que incide sobre um meio (FUKAO; HAMAZU; DOVIK, 2014).

2.4.2 Espalhamento

O processo que descreve a interação de ondas eletromagnéticas com corpos pequenos o suficiente para serem considerados partículas, é o processo de espalhamento.

Ao entrar em contato com um corpo, uma onda radiante excita as pequenas cargas presentes nesse corpo. Essas cargas, agora em oscilação, geram novas ondas eletromagnéticas com mesmo comprimento de onda, que são emitidas em diversas direções. O resultado dessa composição de onda incidente e ondas de perturbação, é conhecido como espalhamento (BOHREN; CLOTHIAUX, 2006).

Os demais fenômenos de interação das ondas eletromagnéticas, como a reflexão, refração e difração, são nada menos do que o efeito do espalhamento, observado de maneiras distintas. Para isso, basta considerarmos que os pulsos eletromagnéticos estejam sempre interagindo com as partículas que compõem um corpo, ao invés de considerarmos que eles estão atuando no corpo em si (BOHREN; CLOTHIAUX, 2006).

2.4.2.1 Espalhamentos Rayleigh e Mie

As propriedades inerentes de um espalhamento, tal como a direção das ondas espalhadas, estão diretamente ligadas as dimensões da partícula espalhadora e do comprimento de

onda da onda incidente. Sendo assim, partículas muito menores que λ , da mesma dimensão que λ e muito maiores que λ , geram tipos de espalhamentos distintos, conhecidos respectivamente por espalhamento Rayleigh, espalhamento Mie e espalhamento óptico.

O espalhamento por esferas que tem um raio tendendo a zero, ou seja, objetos moleculares, foram estudados por Lord Rayleigh. Esse fenômeno de espalhamento, que se dá quase isotropicamente, ficou conhecido como espalhamento Rayleigh. Também podendo ser atribuído a casos onde o comprimento de onda do pulso eletromagnético é muito maior que o diâmetro da partícula (BOHREN; CLOTHIAUX, 2006).

A generalização do espalhamento por esferas homogêneas foi organizada por Gustav Mie. No entanto, devido a boa aproximação de Rayleigh para o regime molecular e da quase constância do regime óptico, utiliza-se essa solução para partículas com dimensões similares ao comprimento de onda da onda incidente. Essas partículas, consideradas espalhadoras Mie, não espalham a onda incidente de maneira igual para todas as direções, como acontece no caso Rayleigh, gerando picos direcionais de potência (BOHREN; CLOTHIAUX, 2006; FUKAO; HAMAZU; DOVIAK, 2014).

O espalhamento óptico é causado quando o comprimento de onda incidente tem pouca ou nenhuma influência no resultado do espalhamento, ocorrendo para partículas bem maiores que o comprimento de onda utilizado.

A Figura 3 demonstra como a área efetiva que uma onda utiliza para sofrer um espalhamento, também conhecida como seção transversal de retroespalhamento, se comporta em relação aos diversos regimes de espalhamento. Caso a gotícula seja muito pequena em relação a λ , se comportaria de maneira simples, conforme pode ser visto na região em verde. Para partículas de tamanho mediano, a seção de retroespalhamento segue o regime Mie (em vermelho), que apresenta oscilações devido a onda não ser espalhada igualmente em todas as direções, gerando diferentes pontos de espalhamentos privilegiados para cada λ . Se, por outro lado, o raio da gota for muito maior que o comprimento de onda do radar, então a seção transversal tenderia a ser similar a um disco de raio igual ao da gota, conforme previsto pela região óptica em azul.

2.5 Funcionamento do radar

Conforme já discutido nas seções anteriores, um radar comum emite ondas eletromagnéticas de maneira regular e constante. Essas ondas se propagam no espaço de acordo com as leis que regem a eletrodinâmica e podem interagir com o meio de diversas maneiras, sendo que para nos interessa o espalhamento.

Para a observação de chuva, nos concentramos no espalhamento Rayleigh, que é tido como isotrópico e não absorvente, i.e., reemite a energia recebida em todas as direções, inclusive na direção de incidência do pulso, sem absorver a energia eletromagnética. Desse modo a onda espalhada que volta diretamente em direção ao radar pode ser captada e,

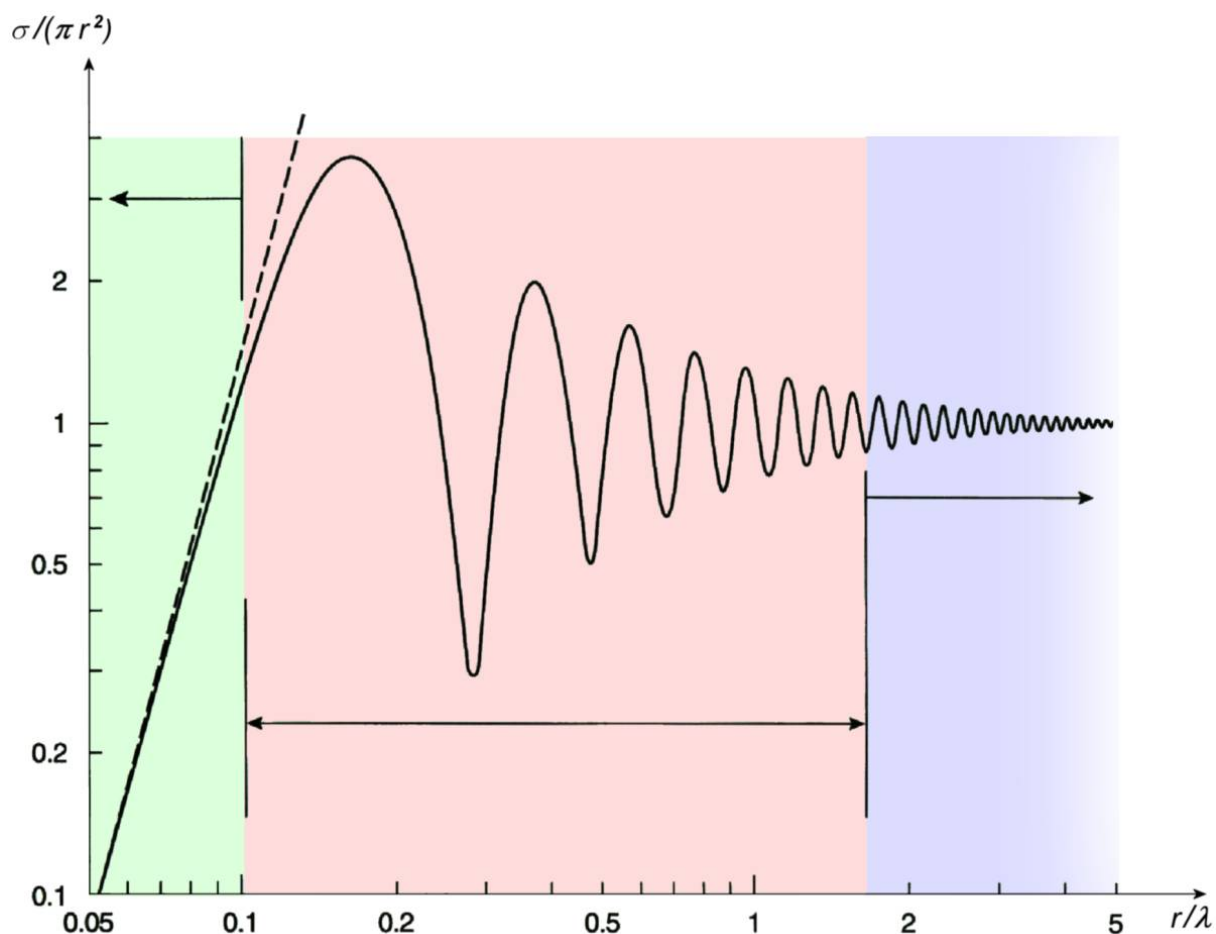


Figura 3 – Relação entre o cociente do raio de uma esfera pelo comprimento de onda do pulso do radar com a seção transversal de retro espalhamento normalizada pela área de um círculo. A parte em verde cotem o regime Rayleigh, a vermelha o regime Mie e a azul a região óptica. Fonte: disponível em <http://www.radartutorial.eu/01.basics/pic/RayMieOpt.print.jpg>

através do cálculo de sua potência, aferir parâmetros sobre o alvo atingido (FUKAO; HAMAZU; DOVIAK, 2014).

No entanto, sabemos que a relação entre o tamanho das partículas alvo e o comprimento da onda eletromagnético tem grande influência no espalhamento. Relação essa que pode gerar uma distribuição não isotrópica das ondas reirradiadas, ou seja, espalhamento Mie. Como exemplo a figura 4 mostra a diferença entre dois espalhadores, um Rayleigh, que apresenta um simetria radial, e um Mie, que mostra um espalhamento frontal maior que o traseiro. Portanto a potência retransmitida para o radar no segunda caso já não pode ser descrita pela aproximação de Rayleight, conforme ilustra a Figura 3.

Tendo em vista esse problema, introduzimos formalmente a seção transversal de retroespalhamento do radar σ , que é definida como sendo um corte transversal idealizado para o qual o espalhamento se torna isotrópico e que reirradia a mesma potência recebida.

Através da seção de retroespalhamento pode-se então deduzir com que potência as

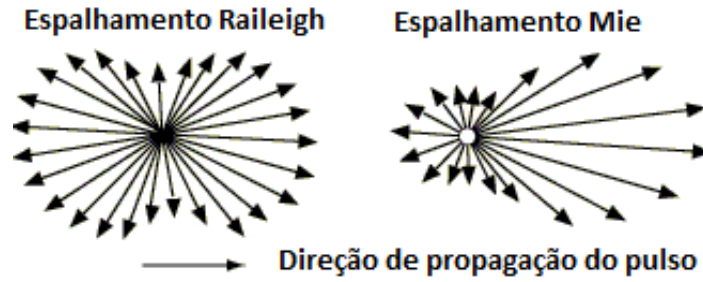


Figura 4 – A esquerda uma partícula Rayleigh sofrendo espalhamento isotrópico. A direita uma partícula Mie com um espalhamento frontal maior que o traseiro. Fonte: adaptado de [http : //www.intechopen.com/source/html/47585/media/image11.png](http://www.intechopen.com/source/html/47585/media/image11.png)

ondas reemitidas chegarão ao radar. Essas ondas devem ser provenientes do feixe emitido, dos parâmetros da antena e do espalhamento sofrido, podendo ser descrita por

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 r^4} \langle W \rangle, \quad (2.10)$$

onde P_r é a potência recebida pelo radar, P_t a potência transmitida, G o ganho da antena, λ o comprimento de onda e r a distância do alvo.

Em casos reais, no entanto, a quantidade de alvos captadas pelo mesmo feixe do radar é maior do que um, pois a antena descreve um volume iluminado. Desse modo, devemos fazer a soma da contribuição da potência reemitida de cada uma das partículas encerradas no volume amostrado (RINEHART, 1990).

Dividindo o valor obtido da soma das seções transversais pelo volume que as contem, obtemos a refletividade do radar η , que pode ser substituído na equação 2.10.

A interação de ondas eletromagnéticas com partículas, como no caso do espalhamento, implica em consequências diversas para a onda. Essas vão além da direção de propagação, afetando também a energia dos pulsos, como é possível notar na equação 2.10.

Além disso, a potência emitida pelo radar é dividida em duas partes quando encontra um espalhador. Uma que é espalhada e retorna ao meio tendo sua direção de propagação alterada, e outra que é absorvida e se transforma em calor no interior da partícula (FU-KAO; HAMAZU; DOVIK, 2014).

Pela lei de conservação de energia, a parte incidente deve ser igual a soma das partes espalhadas e absorvidas. Ao desenvolvermos as equações pela teoria Mie, obtemos a seguinte expressão para a seção transversal de retroespalhamento.

$$\sigma = \frac{\lambda^2}{4\pi} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1) (a_n + b_n) \right|^2 \langle m^2 \rangle, \quad (2.11)$$

onde a_n e b_n são os coeficientes Mie. Esses dependem do diâmetro e do índice de refração complexo das partículas, m .

Caso as partículas se encontrem no regime Rayleigh, onde seu diâmetro é muito menor que o comprimento de onda do radar, a equação 2.11 pode ser aproximada, gerando uma nova seção de retroespalhamento dada por

$$\sigma_i = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D_i^6, \quad K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}, \quad (2.12)$$

onde D_i é o diâmetro do hidrometeoro (DOVIAK; ZRNIC, 1993).

O índice de refração da partícula, K , está associado com a potência re-emitada por essa quando atingida por uma onda eletromagnética. Essa relação é dependente da temperatura, do comprimento de onda utilizado e principalmente do tipo de material que compõe nosso alvo. Comumente utiliza-se $|K|^2 = 0,93$ para água líquida e $|K|^2 = 0,197$ para gelo, o que acarreta é uma diferença de cerca de $5dB$ caso utilizemos os valores incorretos no cálculo (RINEHART, 1990).

Ao fazermos um ajuste em 2.10 devido a seção transversal da antena, e adicionando 2.11 ou 2.12, obtemos as equações finais do radar para um regime Mie e uma aproximação Rayleigh. Que são dadas respectivamente por

$$P_r = \frac{P_t G^2 \theta \phi c \tau \lambda^2}{2^{10} \ln(2) \pi^2 r^2} \sum_{i=0}^n \sigma_i, \quad (2.13)$$

$$P_r = \frac{P_t G^2 \theta \phi c \tau \pi^3 |K|^2}{2^{10} \ln(2) \lambda^2 r^2} \sum_{i=0}^n D_i^6, \quad (2.14)$$

onde θ e ϕ são a largura do feixe, c a velocidade da luz e τ a duração do pulso. A somatória, no volume, do diâmetro das partículas é, semelhante a refletividade do radar η , o fator refletividade do radar Z (RINEHART, 1990).

Simplificando as equações 2.13 e 2.14, de modo que possamos utilizar o fator refletividade do radar Z .

$$P_r = Cte \frac{|K|^2 Z_e}{r^2}, \quad Z_e = \frac{\lambda^4 \eta}{\pi^5 |K|^2}, \quad (2.15)$$

$$P_r = Cte \frac{|K|^2 Z}{r^2}. \quad (2.16)$$

Assim, Z pode ser aferido contanto que os valores de P_r e r sejam conhecidos.

O fator refletividade do radar está diretamente ligado as gotas contidas em um volume de chuva. Mais precisamente ele está ligado com a distribuição dessas gotas. Isso pois gotas maiores geram uma potência retro espalhada maior do que gotas menores, conforme sugerido pelas equações 2.13 e 2.14.

Logo, ao introduzirmos uma função denominada Distribuição de Tamanho de Gotas (DSD), podemos definir o fator Z como a somatória infinitesimal da contribuição que cada gota de chuva, elevada a sexta potência, fornece em um dado volume. Essa relação

pode ser traduzida matematicamente por (DOVIAK; ZRNIC, 1993; FUKAO; HAMAZU; DOVIAK, 2014)

$$Z = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD \left\langle \frac{mm^6}{m^3} \right\rangle. \quad (2.17)$$

Onde $N(D)$ é a função que descreve quantas gotas de um determinado diâmetro estão contidas no volume observado.

Outros fatores, como a taxa de precipitação (F) ou o conteúdo de água líquida (LWC) de uma tempestade, também estão intimamente ligados a DSD. Portanto ao aferirmos o fator Z com um radar, estamos medindo indiretamente outros parâmetros da chuva. Para isso basta que encontremos uma relação $Z - R$ ou $Z - LWC$ que converta satisfatoriamente as leituras obtidas pelo radar.

3 Radar Doppler

O funcionamento do radar Doppler pode ser considerado o centro desse trabalho. Isso pois além de medidas de refletividade, que se estendem a outros parâmetros, esse tipo de radar efetua medidas da movimentação dos hidrometeoros que, após breve análise, podem ser transformadas em estimativas da velocidade vertical

3.1 Princípios de um Radar Doppler

3.1.1 Efeito Doppler

O efeito Doppler, ou a alteração de frequência que ocorre em uma onda quando existe movimento relativo entre a fonte e o observador, foi primeiramente proposto por Christian Johann Doppler em 1842. Porém, só alguns anos depois o efeito foi devidamente estudado (HALLIDAY; RESNICK; WALKER, 2002).

Quando uma fonte emissora se move em direção a um alvo parado, o comprimento de onda detectado pela fonte é encurtado devido a diminuição da distância entre os dois objetos. Isso significa um aumento na frequência observada, ou um *Blue Shift*. O oposto ocorre quando o movimento relativo entre a fonte e o observador é de afastamento, criando o que é conhecido como *Red Shift* (ROSEN; GOTHARD, 2010).

$$f_0 = f_s \sqrt{\frac{1 + \frac{v}{c}}{1 - \frac{v}{c}}} \left\langle \frac{1}{s} \right\rangle. \quad (3.1)$$

A equação 3.1 explicita como a velocidade de um alvo e a diferença de frequência que ocorre devido ao efeito Doppler se relacionam. Nela f_0 e f_s são a frequência inicial e final, respectivamente, e v é a velocidade relativa entre a fonte e o objeto.

No caso de radares, a onda é emitida em um dado comprimento. Ao alcançar o alvo sua frequência é alterada devido a movimentação do corpo. Ocorre então o espalhamento do pulso do radar pelo objeto, no comprimento de onda já alterado pelo efeito Doppler. O radar capta então sinais com frequências diferentes da emitida. A partir dessa diferença a velocidade de movimentação do alvo é calculada (ROSEN; GOTHARD, 2010).

3.1.2 O Radar Doppler

O número de ondas necessário para que um pulso vá até um alvo à distância r do radar e retorne é dado por $\frac{2r}{\lambda}$, que corresponde a uma fase de $\frac{4\pi r}{\lambda}$. Uma onda eletromagnética com fase inicial φ_0 espalhada por uma gotícula, deve retornar ao radar de modo que (FUKAO; HAMAZU; DOVIK, 2014; RINEHART, 1990)

$$\varphi = \varphi_0 - \frac{4\pi r}{\lambda}, \quad \frac{d\varphi}{dt} = \frac{-4\pi}{\lambda} \frac{dr}{dt}, \quad (3.2)$$

onde $\frac{d\varphi}{dt}$ é a variação da fase no tempo.

A derivada da distância r em relação ao tempo nada mais é do que a velocidade de movimentação da partícula v . A variação da fase, também conhecida como frequência angular, é relacionada a frequência linear por $\Omega = 2\pi f$ (RINEHART, 1990). Substituindo esses valores em 3.2 e fazendo as simplificações necessárias

$$f = \frac{-2v}{\lambda}, \quad (3.3)$$

que é a equação para a frequência Doppler. Assim, ao medir a mudança de frequência emitida e recebida, o radar mede a velocidade radial de uma partícula, o que está diretamente ligado a velocidade do vento presente durante a observação.

3.1.3 Ambiguidades

3.1.3.1 Ambiguidade na distância

A utilização de velocidades radiais coletadas por radares Doppler devem sempre ser cautelosas, pois as informações podem ter erros causados pelo limite das leis físicas. Esses podem afetar tanto a velocidade observada como alterar a localização de alguns alvos, inicialmente fora do alcance do radar.

A frequência com que um radar emite seus pulsos (PRF) é o que caracteriza o alcance máximo das varreduras. A onda emitida pela antena deve viajar até o alvo e retornar pelo mesmo caminho. Sendo assim, a distância de uma partícula observada não pode ultrapassar o quociente da metade da velocidade da luz pela frequência de amostragem (FUKAO; HAMAZU; DOVIAK, 2014; DOVIAK; ZRNIC, 1993; BROWN; WOOD, 2007).

$$r_{max} = \frac{c}{2PRF} \langle m \rangle. \quad (3.4)$$

Quando um alvo se encontra além desse limite, ocorre a chamada ambiguidade na distância. Um radar mede a distância de uma partícula baseado no tempo de retorno do pulso enviado. Caso uma onda viaje além do alcance máximo, seu retorno ocorrerá durante o intervalo de medida de um segundo ou terceiro pulso. Isso faz com que as distancias sejam subestimadas criando a aparição de uma tempestade onde não existe nenhuma (BROWN; WOOD, 2007), (DOVIAK; ZRNIC, 1993).

A Figura 5 mostra um exemplo dessa ambiguidade. Nela as células 1 e 4 se encontram totalmente fora do alcance do radar, enquanto que a célula 2 possui uma pequena parte ultrapassando o limite do alcance máximo. Esses objetos são então amostrados como sendo chuvas que se encontram próximas ao radar, conforme sugerem as células 1', 2' e 4'.

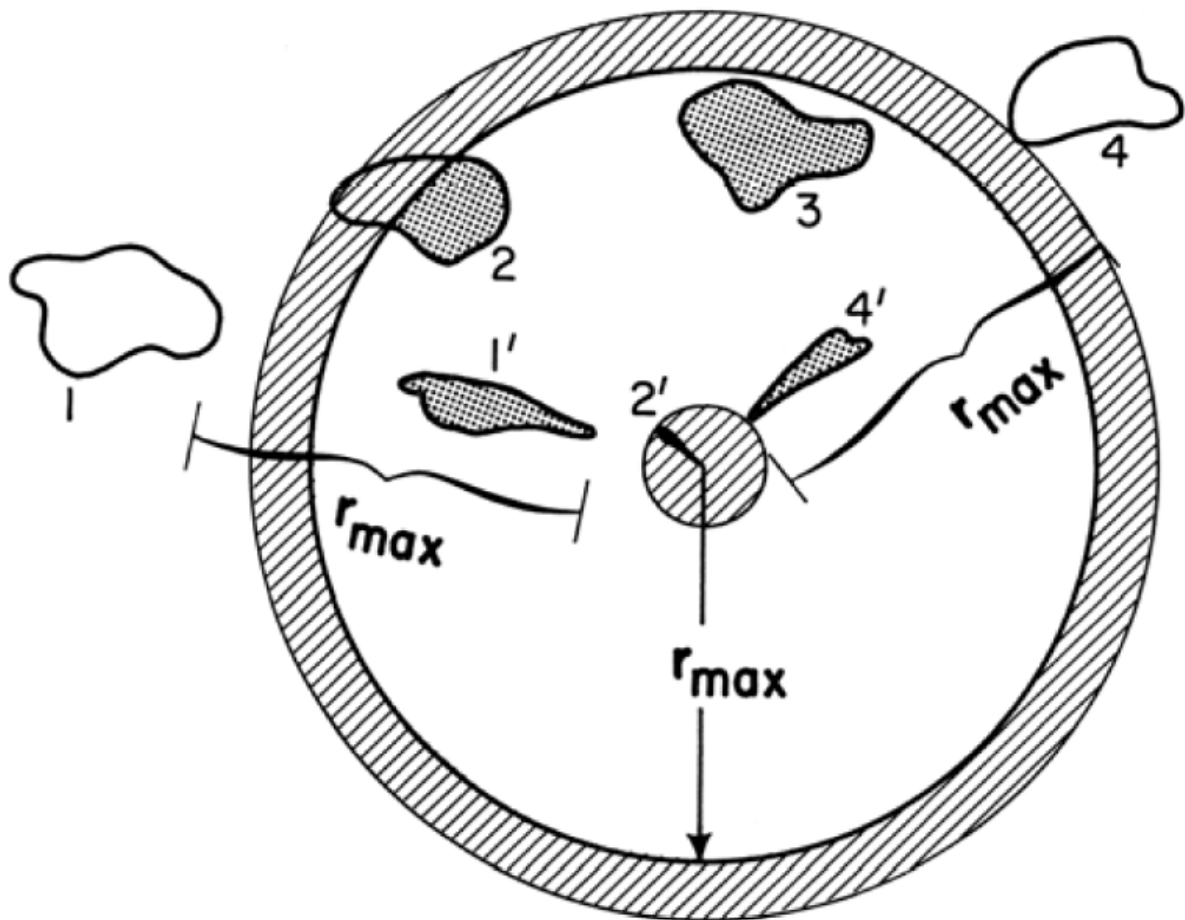


Figura 5 – Exemplo de ambiguidade na distância causada por alvos que se encontram além do alcance máximo do radar. Fonte: Retirado de Brown e Wood (2007)

3.1.3.2 Velocidade Nyquist

Devido a característica periódica da fase de uma onda, um mesmo valor pode representar diversas intensidades de velocidades, pois não se pode distinguir qual o sentido e quantas rotações ocorreram no processo de mudança de fase (DOVIAK; ZRNIC, 1993). Assim define-se um intervalo limite para o qual podemos obter o valor da velocidade.

Segundo o Teorema da Amostragem, a frequência máxima medida para que não haja ambiguidades nos resultados, é a metade da frequência de amostragem, ou PRF . Desse modo, ao substituirmos esse valor na equação 3.3 e isolarmos v (RINEHART, 1990; FUKAO; HAMAZU; DOVIAK, 2014) obtemos

$$v_{max} = f_{max} \frac{\lambda}{2}, \quad f_{max} = \frac{PRF}{2}, \quad (3.5)$$

onde v_{max} também é conhecida como velocidade de Nyquist (v_n).

Sendo assim, ao ler um valor que ultrapasse limite da velocidade de Nyquist, um radar irá interpretar essa velocidade como estando na ponta oposta do espectro (FUKAO; HAMAZU; DOVIAK, 2014), (BROWN; WOOD, 2007).

A Figura 6 nos mostra como essa ambiguidade se revela nos dados. Próximo aos 90° a velocidade Doppler ultrapassa a velocidade máxima, o que faz com que os dados sejam interpretados como velocidade mínima. O mesmo ocorre nos arredores de 270°, porém para o limite inferior agora.

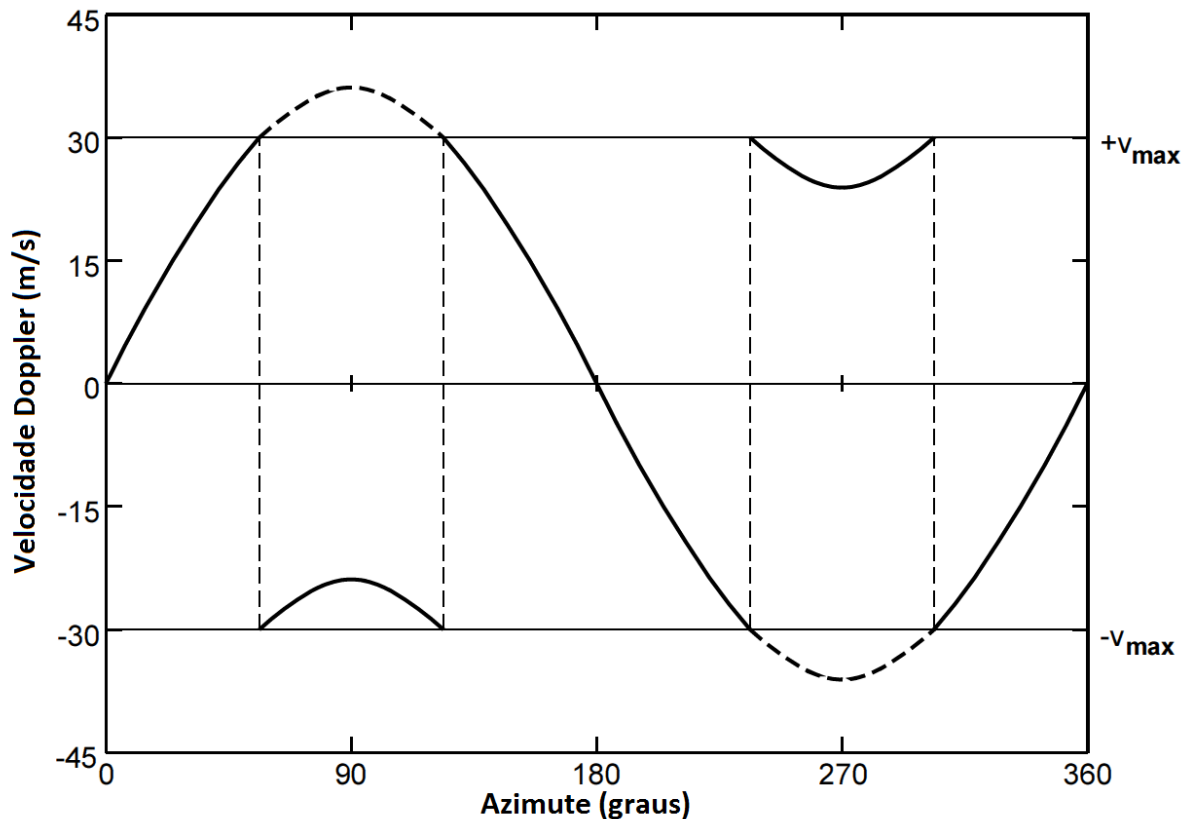


Figura 6 – Exemplo de ambiguidade na velocidade tanto para valores muito altos como para valores muito baixos. A curva pontilhada representa o valor real da velocidade enquanto a curva inteira representa os valores observados pelo radar. Fonte: Adaptado de (BROWN; WOOD, 2007)

Ao relacionarmos o alcance máximo e a velocidade de Nyquist chegamos a seguinte relação

$$v_{max}r_{max} = \frac{c\lambda}{8}. \quad (3.6)$$

A equação 3.6, conhecida como dilema Doppler, nos diz que quanto maior a velocidade que desejamos medir, menor deve ser a distância do radar a meu alvo e vice-versa (FUKAO; HAMAZU; DOVIK, 2014; BROWN; WOOD, 2007).

3.2 Mini-Radar de Chuva (*MRR*)

O *MRR* é um pequeno radar Doppler não pulsado de frequência modulada de onda contínua (*FM – CW*). Ele utiliza uma antena parabólica com um prato de 60cm de

diâmetro que emite em uma frequência de $24GHz$ com uma potência de $50mW$. As medidas são feitas para 32 Gates com uma resolução que pode ser variada de $300 - 10m$. Sua resolução temporal é de $10s$ e a resolução da velocidade Doppler é de $0,1905\frac{m}{s}$. Ele é usado para validar a medida de radar e caracterizar a chuva, pois a infere a distribuição vertical da concentração de tamanho de gotas, refletividade do radar, velocidade terminal de queda, conteúdo de água líquida e taxa de precipitação (METEK, 2009; MAAHN; KOLLIAS, 2012; PETERS et al., 2005; KONWAR et al., 2012).

Sendo um radar de apontamento vertical, as velocidades Doppler observadas pelo *MRR* são referentes aos movimentos verticais e velocidades terminais dos hidrometeoros. Isso o torna a peça chave em diversos estudos sobre as características microfísicas das tempestades (PETERS; FISCHER; ANDERSSON, 2002; KONWAR et al., 2012; PETERS et al., 2005; MAAHN; KOLLIAS, 2012) e sobre a cinemática vertical (TRIDON; BAELEN; POINTIN, 2011).

Porém devemos tomar cuidado com as observações de *DSD* inferidas pelo *MRR* pois, conforme descrito em METEK (2009), o algoritmo utilizado no software de tratamento de dados do mini radar de chuva assume que a velocidade dos movimentos verticais é nula. Isso significa que as correntes ascendentes ou descendentes são consideradas nulas durante os cálculos da *DSD*, implicando em superestimação (correntes descendentes) ou subestimação (correntes ascendentes) do tamanho dos hidrometeoros. Esse efeito ocorre devido ao software estimar os diâmetros baseado nas velocidades de queda das gotas. Assim uma corrente descendente (ascendente) gera velocidades terminais maiores (menores) que acarretam em uma estimativa de partículas maiores (menores).

Portanto, uma série de ambiguidades no espectro de velocidade, podem vir a causar um deslocamento na curva de distribuição de tamanho de gotas (TRIDON; BAELEN; POINTIN, 2011). Isso gera um erro contínuo nos demais parâmetros de chuva, como a refletividade do radar e a taxa de precipitação, bem como na atenuação.

3.2.1 Princípios do MRR

Ao contrário dos demais radares Doppler, o *MRR* trabalha com uma onda única e não em pulsos. Portanto a distância de um alvo é aferida a partir da diferença entre a frequência da onda transmitida e da onda recebida (METEK, 2009). Um exemplo disso pode ser visto na Figura 7 onde se explicita dois sinais em dente de serra com uma pequena variação em sua periodicidade.

Como o alcance dos alvos é estabelecido através de uma relação de diferença entre frequências, a medida de velocidade das partículas não deveria ser possível. Porém, ao considerarmos que as fases da onda recebida é composta de um desvio, tanto por causa da distância como por causa da velocidade, e trabalharmos dentro do limite de Nyquist, podemos distinguir o alcance e a velocidade como dois espectros distintos (METEK, 2009).

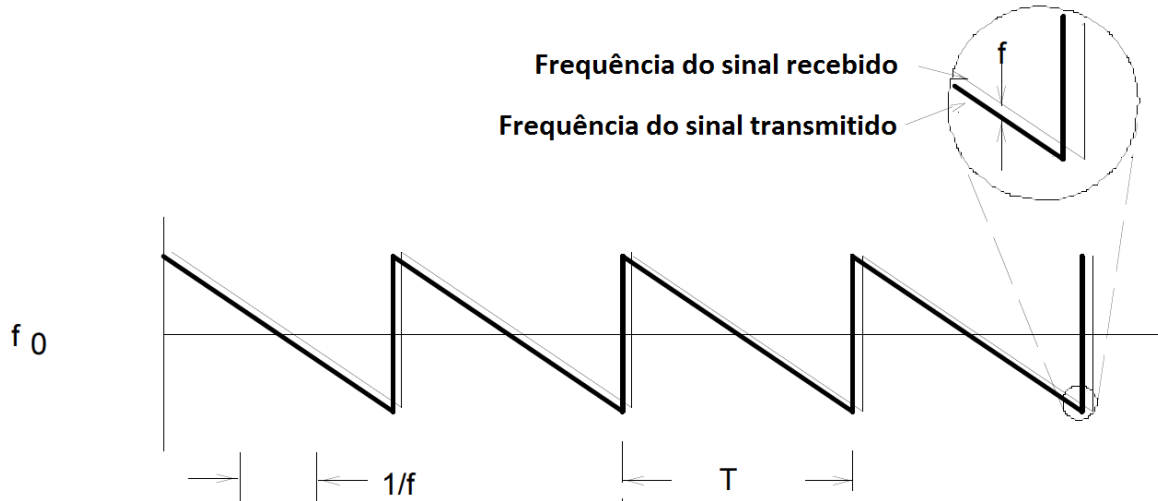


Figura 7 – Duas ondas dente de serra exemplificando a mudança de frequência observadas pelo MRR para aferir a distância até um alvo. Na figura f representa a frequência e T o período da onda. Fonte: adaptado de METEK (2009).

Para garantir uma boa amostragem sem muito ruído, o MRR está configurado com uma frequência de repetição de pico de $2kHz$ (MAAHN; KOLLIAS, 2012). Além disso, ele realiza uma amostragem, contendo 150 espectros de potência, a cada $6s$, levando mais $4s$ para transferir os dados. Sendo assim, a cada $10s$ 150 espectros independentes são amostrados, gerando uma redução do desvio padrão do espectro de potência para $0,34dB$ (METEK, 2009).

A partir dessas amostras, o módulo de estimativa de ruído calcula a potência média para diminuir a aleatoriedade da amostra. Posteriormente ele remove os extremos e calcula novamente o valor médio. Se esse novo valor for maior ou igual ao anterior considera-se essa a estimativa do ruído, caso contrário o processo continua (METEK, 2009).

3.2.2 Cálculo dos Parâmetros

O MRR mede um sinal $f(n, i)$ que está relacionado com a refletividade espectral $\eta(n, i)$ pela equação

$$\eta(n, i) = f(n, i)C \frac{i^2 \Delta h}{TF(i)} \langle dB \rangle, \quad (3.7)$$

onde C é uma constante do radar, $TF(i)$ a função de transmissão, Δh a resolução da distância, i o número do Gate e n a linha do espectro Doppler (METEK, 2009; PETERS et al., 2005; PETERS; FISCHER; ANDERSSON, 2002). Em posse de $\eta(n, i)$ é possível calcular os demais parâmetros.

O espectro de refletividade pode ser colocado em função do diâmetro das partículas para que possamos trabalhar com ele em uma forma mais familiar. Desse modo temos

$$\eta(D, i) = \frac{\eta(n, i)}{\Delta v} \frac{\partial v}{\partial D}, \quad \Delta v = \Delta f \frac{\lambda}{2} = 0,1905 \frac{m}{s}, \quad (3.8)$$

onde, para $\frac{\partial v}{\partial D}$, é utilizada uma generalização da formula analítica de Atlas, Srivastava e Sekhon (1973) para a relação de Gunn e Kinzer (1949) (METEK, 2009), dada por

$$\frac{\partial v}{\partial D} = 6.18e^{-.06D} \delta v(h), \quad \delta v(h) = 1 + 3.810^{-5}h + 1.7110^{-9}h^2. \quad (3.9)$$

Assim, a distribuição do tamanho de gotas (DSD) é dada por

$$N(D, i) = \frac{\eta(D, i)}{\sigma(D)} \left\langle \frac{m^{-3}}{mm} \right\rangle, \quad (3.10)$$

onde $\sigma(D)$ é a já conhecida seção de retro espalhamento.

O MRR utiliza 64 canais para amostrar a potência espectral em intervalos de $\Delta v = 0,1905 \frac{m}{s}$ que, em conjunto com uma frequência de repetição de pico de $2kHz$, implica em uma velocidade máxima de $12 \frac{m}{s}$ (METEK, 2009; MAAHN; KOLLIAS, 2012).

Porém, como a velocidade terminal da gota dita o movimento dos hidrometeoros, as medidas de velocidade são limitadas ao intervalo de $0,78 - 9,34 \frac{m}{s}$, devido ao fato da equação 3.8 para $\eta(D, i)$ só ser utilizada no intervalo de diâmetros $0.246 - 5,03mm$ (METEK, 2009).

Tendo em mãos o valor da DSD , o MRR calcula as demais variáveis da chuva, como a refletividade Z , o conteúdo de água líquida LWC e a taxa de precipitação R , através de suas equações bases.

$$\begin{aligned} Z &= \int_0^\infty N(D) D^6 dD \left\langle \frac{mm^6}{m^3} \right\rangle, & LWC &= \rho_w \frac{\pi}{6} \int_0^\infty N(D) D^3 dD \left\langle \frac{g}{m^3} \right\rangle \\ R &= \frac{\pi}{6} \int_0^\infty N(D) D^3 [v_T(D) - V_v] dD \left\langle \frac{mm}{h} \right\rangle. \end{aligned}$$

ρ_w é a densidade da água, $v_T(D)$ a velocidade terminal de queda dos hidrometeoros e V_v a velocidade da corrente vertical, assumida como zero pelo MRR. Estes momentos já tem a correção da atenuação de chuva, que faz parte do algoritmo da METEK, se encarregando de tratar os dados de DSD coletados (METEK, 2009; PETERS et al., 2005; PETERS; FISCHER; ANDERSSON, 2002).

Por fim, a velocidade de queda característica é calculada como o primeiro momento do espectro Doppler.

$$w = \frac{\lambda}{2} \frac{\int_0^\infty \eta(f) f df}{\int_0^\infty \eta(f) df} \left\langle \frac{m}{s} \right\rangle.$$

4 Cinemática e Microfísica de Tempestades

Conforme as nuvens de chuva se formam, diversos fatores podem mudar suas características intrínsecas. Essas mudanças têm impacto direto na distribuição de tamanho de gotas, o que se reflete no tipo de precipitação e conseqüentemente na estrutura vertical da mesma.

Para entender melhor estes processos, os itens a seguir vão discutir os mecanismos que alteram a DSD, caracterizar o tipo de chuva e forma da DSD, e como eles alteram as relações $Z - R$.

4.1 A DSD e seus Modificadores

No interior de uma nuvem, as pequenas gotículas que se formaram a partir de núcleos de condensação, vão crescendo a partir da difusão de vapor de água. Quanto mais supersaturado o meio está, mais eficiente é o crescimento das partículas (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998; WANG, 2013; YAU; ROGERS, 1996).

Esse crescimento obedece a lei de difusão de Fick e, para uma gota isolada, pode ser representado por

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r D (\rho_v(\infty) - \rho_v(r)) \left\langle \frac{kg}{s} \right\rangle. \quad (4.1)$$

Onde m é a massa da gota, t o tempo, D é a constante de difusão, ρ_v é a densidade de vapor de água a uma distância r maior que o raio da gota e ∞ representa o ambiente.

Conforme a nuvem evolui, as gotículas menores que não foram ativadas cedem espaço para as maiores, pois evaporam e produzem mais vapor para o ambiente, conseqüentemente aumenta a saturação do meio, favorecendo assim o crescimento de outras gotas (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998; WANG, 2013; YAU; ROGERS, 1996).

A equação de condução de calor está ligada a difusão do calor gerada pela condensação de vapor nas gotículas. A equação de Clausius Clapeyron mostra como a temperatura altera a pressão de vapor de saturação. A equação de Kohler dita como a razão de saturação se altera devido a curvatura da gotícula e da presença de solutos. Essas três equações são descritas a seguir respectivamente.

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi K (T_r - T_\infty) r}{L_v}, \quad (4.2)$$

$$e_{sr}(T_r) = e_{sr}(T_0) e^{\frac{L_v}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_r} \right)}, \quad (4.3)$$

$$\frac{e_{sr}}{e_{s\infty}} = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3}, \quad (4.4)$$

onde K é a condutividade térmica, T_r é a temperatura na superfície da gota, T_∞ é a temperatura do ambiente, L_v é o calor latente de vaporização, e_{sr} é a pressão de vapor de saturação sobre a superfície da gota, $T_0 = 0^\circ C$, R_v é a constante de gás para o vapor de água e $e_{s\infty}$ é a pressão de vapor de saturação sobre a água.

Logo, o mecanismo de crescimento de gotículas por condensação no tempo pode ser descrito pela combinação da equação de difusão de Fick (condução de calor e difusão de vapor), de Clausius Clapeyron e de Köhler, sendo representada da seguinte forma (WANG, 2013; YAU; ROGERS, 1996)

$$r \frac{dr}{dt} = \frac{S - 1 - \frac{a}{r} + \frac{b}{r^3}}{F_k + F_d} \left\langle \frac{m^2}{s} \right\rangle. \quad (4.5)$$

Onde S é a saturação do meio, F_k é um termo termodinâmico associado a condução de calor, F_d um termo da difusão do vapor, a é o termo associado a tensão superficial da gota e b o termo referente a solução aquosa.

Sendo assim as gotículas pequenas crescem a uma taxa maior do que as grandes, tendendo todas as gotas a um tamanho comum. Isso, associado ao fato do crescimento por condensação ser muito lento para a formação de gotas precipitantes, torna o mecanismo de colisão e coalescência o fator principal no crescimento de gotas (WANG, 2013; YAU; ROGERS, 1996).

Independente do processo de formação, a DSD de uma nuvem ou nevoeiro se encontra, de forma geral, em uma distribuição gamma ou log-normal, onde existe plenitude de gotas pequenas e poucas gotas grandes (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998). A partir daí diversos fatores modificam a forma da de distribuição de tamanho de gotas conforme ocorre a precipitação.

4.1.1 Coalescência

Uma vez que as gotículas atingem $20\mu m$ de diâmetro, a probabilidade de colisão com gotículas menores aumenta consideravelmente. Usualmente considera-se que aproximadamente 100% dessas colisões são seguidas de coalescência, para gotas com até $100\mu m$ de diâmetro (YAU; ROGERS, 1996).

O choque entre duas gotas pode levar a diversos resultados além da coalescência. Caso uma fina camada de ar permaneça entre as partículas durante a colisão, essas serão repelidas entre si. Durante a colisão gotas podem se quebrar, após uma breve fusão, gerando dois ou mais corpos que não tem necessariamente o mesmo tamanho (WANG, 2013).

A variação do que pode ocorrer após uma colisão está ligada a diversos fatores como a velocidade da gota, seu tamanho, o ângulo de colisão, condições ambientais e cargas elétricas (WANG, 2013).

Se considerarmos que a DSD de uma chuva sofre somente os efeitos de coalescência, devemos então observar uma diminuição na concentração das gotas pequenas, já que essas serão capturadas pelas gotas maiores, e um aumento no número de gotas maiores. Isso faz com que o valor do diâmetro médio da distribuição (D_0) seja deslocado para a direita, indicando um aumento do mesmo. O número total de gotas presentes na DSD também deve diminuir, considerando o fato de agora duas partículas darem lugar a uma única (ROSENFELD; ULBRICH, 2003).

Uma ilustração do que deve ocorrer com a distribuição de tamanho de gotas, após o processo de coalescência, é observada na Figura 8. Nota-se a pequena curvatura adquirida pelo espectro inicial na região que representa as gotas menores, seguido de um leve acréscimo na concentração de todas as gotas maiores.

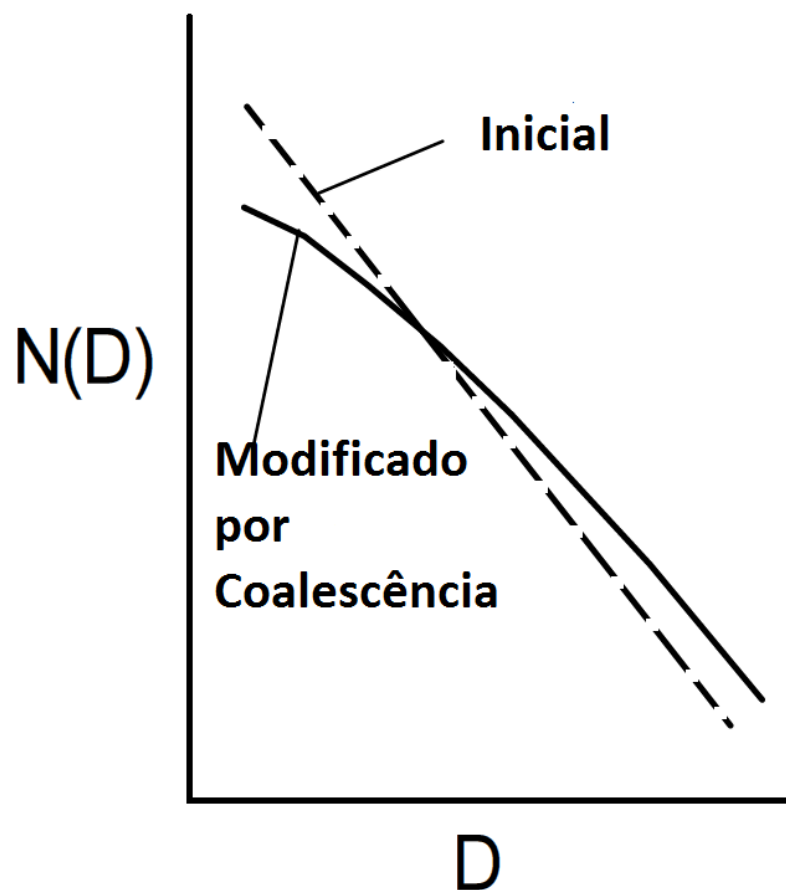


Figura 8 – O efeito da coalescência no espectro de DSD de uma chuva. Fonte: adaptado de Rosenfeld e Ulbrich (2003)

4.1.2 Quebra

A colisão entre as gotas pode vir a gerar a quebra das mesmas e, conseqüentemente, o efeito disso na DSD é o oposto ao que ocorre devido a coalescência.

Com a quebra dos hidrometeoros, temos que agora as gotas grandes estão dando lugar as pequenas. Nem sempre esse processo é gerador de gotículas com tamanho ínfimo, muitas vezes gotas grandes podem dar lugar a outras de diâmetro médio. De qualquer forma o número de gotas grandes será menor que o inicial, e os hidrometeoros menores terão um aumento em suas concentrações. Desse modo deve-se observar uma diminuição em D_0 e um acréscimo no número total de gotas (ROSENFELD; ULBRICH, 2003).

A Figura 9 ilustra esse efeito no espectro da DSD e é possível observamos a curvatura que demonstra a diminuição da concentração de gotas grandes, na parte final do gráfico. Em contrapartida, a parte do espectro que representa os diâmetros menores tem um aumento na concentração observada.

A eficiência da quebra está diretamente ligada a velocidade relativa e ao tamanho dos hidrometeoros envolvidos na colisão. Primeiramente, gotas de diâmetros maiores que $3mm$ se tornam mais instáveis, podendo se quebrar espontaneamente devido a tensão superficial não aguentar a pressão aerodinâmica da queda. Além disso, a velocidade relativa com que ocorre a colisão de gotas grandes e pequenas podem impedir a coalescência, gerando uma gota alongada que se desfaz em gotículas menores. Sendo assim, quanto maior o diâmetro da gota e a velocidade relativa de colisão, maior a probabilidade de quebra (YAU; ROGERS, 1996).

4.1.3 Quebra e Coalescência

Não é mais que natural que dois ou mais processos de modificação de DSD ocorram simultaneamente durante uma mesma precipitação. Um dos fenômenos mais comuns de se observar é a combinação dos efeitos de quebra e coalescência. Isso se deve ao fato desses dois modificadores terem uma causa comum, a colisão entre gotas de chuva.

Quando o processo de coalescência e quebra trabalham juntos e de maneira equilibrada, ou seja, um fenômeno não tem mais ocorrências que o outro, o efeito típico de cada um dos processos é esperado. Em princípio a coalescência está ligada ao decréscimo do número de gotas pequenas, aumentando a concentração de hidrometeoros médios e grandes. Já o efeito da quebra está ligado a diminuição de gotas grandes, gerando um acréscimo na concentração de hidrometeoros pequenos e médios (ROSENFELD; ULBRICH, 2003).

Esse efeito deve ser observado na DSD conforme ilustrado pela Figura 10. Nela nota-se a diminuição na concentração tanto para gotas com diâmetros grande como para as menores. Em contrapartida um aumento acentuado no número de gotas médias pode ser observado. Esse grande crescimento para as regiões com tamanhos medianos se deve aos dois processos gerarem essa classe de hidrometeoros.

A DSD observada é o que chamaremos daqui em diante de distribuição de tamanho de gotas gamma. Isso é devido a sua descrição matemática ser feita através de uma função gamma, diferente da relação exponencial de Marshall-Palmer.

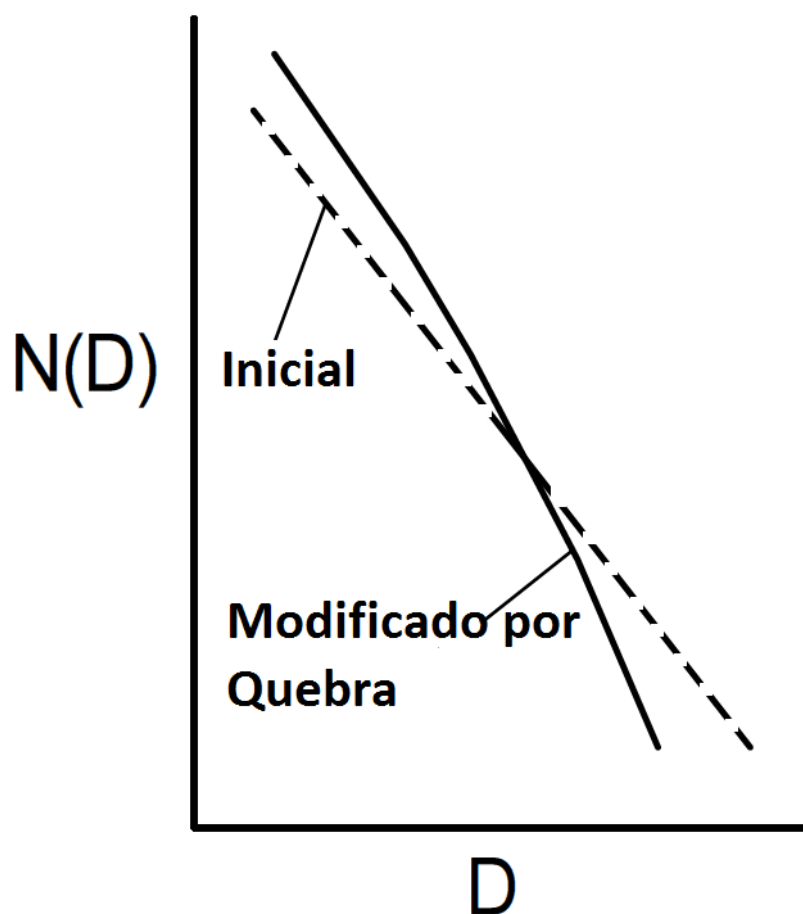


Figura 9 – O efeito da quebra no espectro de DSD de uma chuva. Fonte: adaptado de Rosenfeld e Ulbrich (2003)

Esse tipo de tratamento permite a introdução de curvas de DSD monomodais, que apresentam um valor de pico ao redor de gotas de diâmetros específicos, seguido por uma queda brusca na concentração dos demais tamanhos.

4.1.4 Acreção

Existem outros processos modificadores da DSD que estão ligados a colisão entre partículas líquidas e sólidas. Sendo exclusiva de nuvens frias, a acreção, termo que é usualmente utilizado para definir o acoplamento de gotas super-resfriadas com cristais de gelo, é um destes fenômenos (YAU; ROGERS, 1996).

Durante a acreção o diâmetro dos hidrometeoros crescem em tamanho. Se isso ocorrer de maneira homogênea para todas as partículas, um deslocamento do espectro de DSD em direção aos diâmetros maiores é esperado. O número de gotas, no entanto, fica inalterado devido à natureza da acreção de somente aumentar o tamanho dos hidrometeoros (ROSENFELD; ULBRICH, 2003).

Sendo assim, pode-se observar na Figura 11 como a curva de DSD se comporta durante

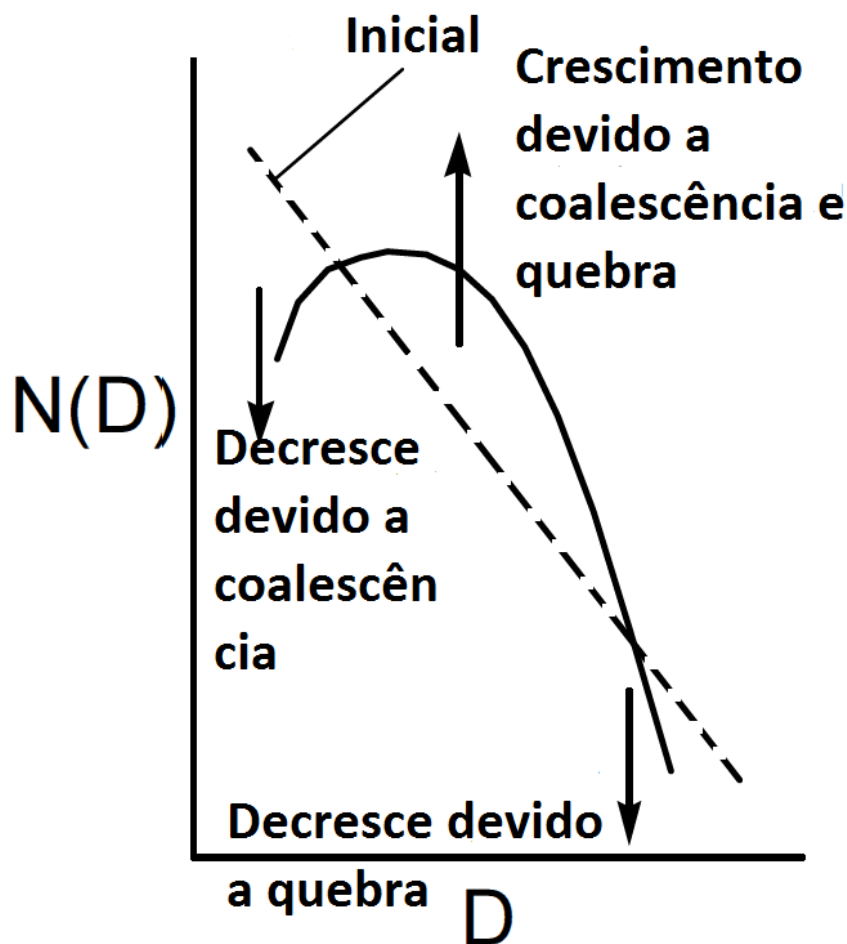


Figura 10 – O efeito da quebra e coalescência no espectro de DSD de uma chuva. Fonte: adaptado de Rosenfeld e Ulbrich (2003)

um evento de acreção. O espectro passa de seu estado inicial para o final sem alteração de sua forma. A única modificação se dá pelo deslocamento para a direita, causado pelo crescimento uniforme dos hidrometeoros.

4.1.5 Evaporação

Além da modificação da DSD por processos de interação entre os hidrometeoros, existem processos que não necessitam de mais do que condições favoráveis do meio para ocorrerem.

A evaporação de gotas de chuva é o da condensação. Enquanto que durante a condensação a difusão do vapor de água flui do ambiente para a gota, a diminuição na umidade fora da nuvem faz com que o processo se inverta na evaporação. Desse modo, dependendo da saturação do meio a evaporação pode ser mais ou menos efetiva. A diferença de temperatura entre o ar e os hidrometeoros também influem no processo de transferência de massa das gotas, contribuindo assim para a diminuição de seus diâmetros, conforme as equações 4.1 e 4.5 (PRUPPACHER; KLETT; WANG, 1998). Este efeito é observado a medida que as gotas de chuva precipitam abaixo da base da nuvem, onde a umidade

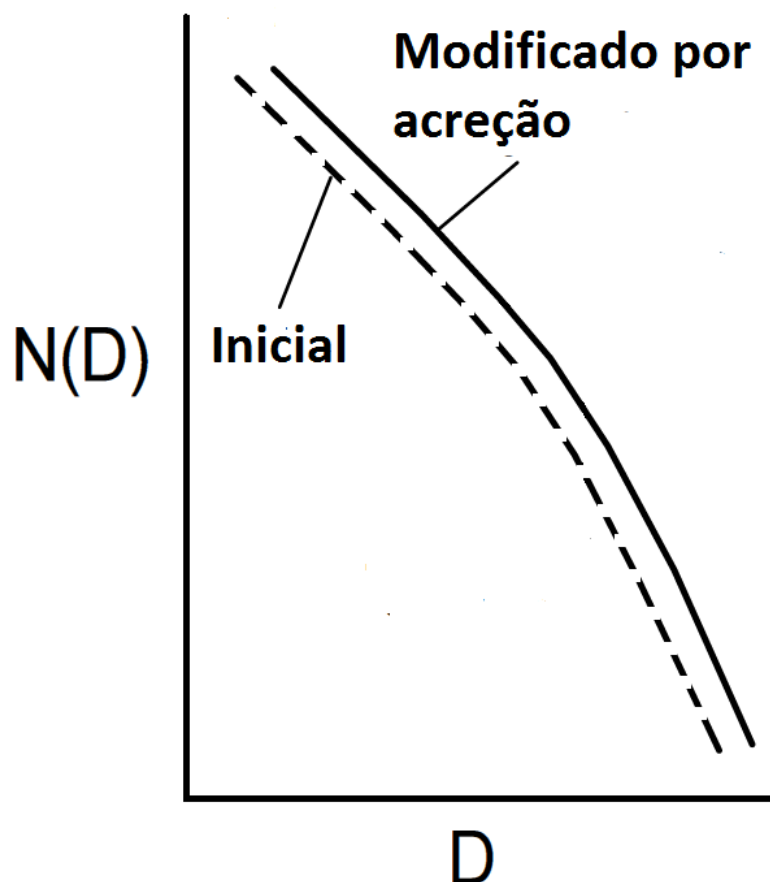


Figura 11 – O efeito da acreção no espectro de DSD de uma chuva. Fonte: adaptado de Rosenfeld e Ulbrich (2003)

relativa é menor que 100%.

Esse processo afeta primeiramente, e de maneira mais acentuada, as gotas menores. Isso leva a extinção de gotículas com diâmetro pequeno e a uma pequena diminuição dos hidrometeoros com um tamanho médio. Consequentemente deve haver uma queda no número total de gotas, seguido de um aumento no valor do diâmetro médio da distribuição (ROSENFELD; ULBRICH, 2003).

Na Figura 12 é possível observar como o espectro de distribuição de tamanho de gotas sofre uma queda crescente do número de partículas conforme os diâmetros vão diminuindo.

4.1.6 Movimentos Verticais

De maneira simples, a precipitação de gotas de chuva está relacionada com o balanço entre as forças de empuxo e gravitacional. A medida que as gotículas crescem seu peso aumenta e a força gravitacional se torna maior que a força de empuxo do ar, levando ao início da precipitação.

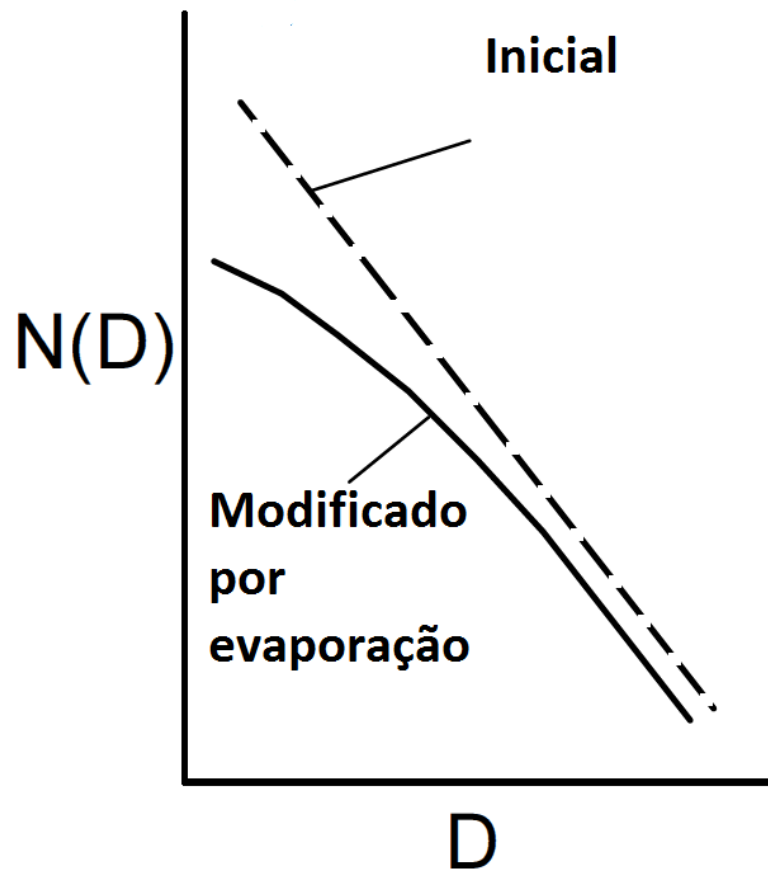


Figura 12 – O efeito da evaporação no espectro de DSD de uma chuva. Fonte: adaptado de Rosenfeld e Ulbrich (2003)

Durante o movimento de queda, as gotas ganham cada vez mais velocidade. No entanto, a resistência do ar impede que essa aceleração seja indiscriminada, gerando um limite conhecido como velocidade terminal de queda. Logo, a medida que as gotas encontram regiões com correntes ascendentes ou descendentes, a distribuição de tamanho de gotas se altera.

4.1.6.1 Corrente Ascendente

Gotículas de nuvem e gotas de chuva pequenas são suscetíveis as correntes ascendentes. Em um campo de correntes ascendentes as gotículas pequenas são carregadas para regiões mais altas da nuvem, deixando somente gotas de tamanho médio e grande, devido ao valor maior da velocidade terminal dessas. Isso gera um efeito similar ao observado pela evaporação, conforme pode ser visto na Figura 13 (ROSENFELD; ULBRICH, 2003).

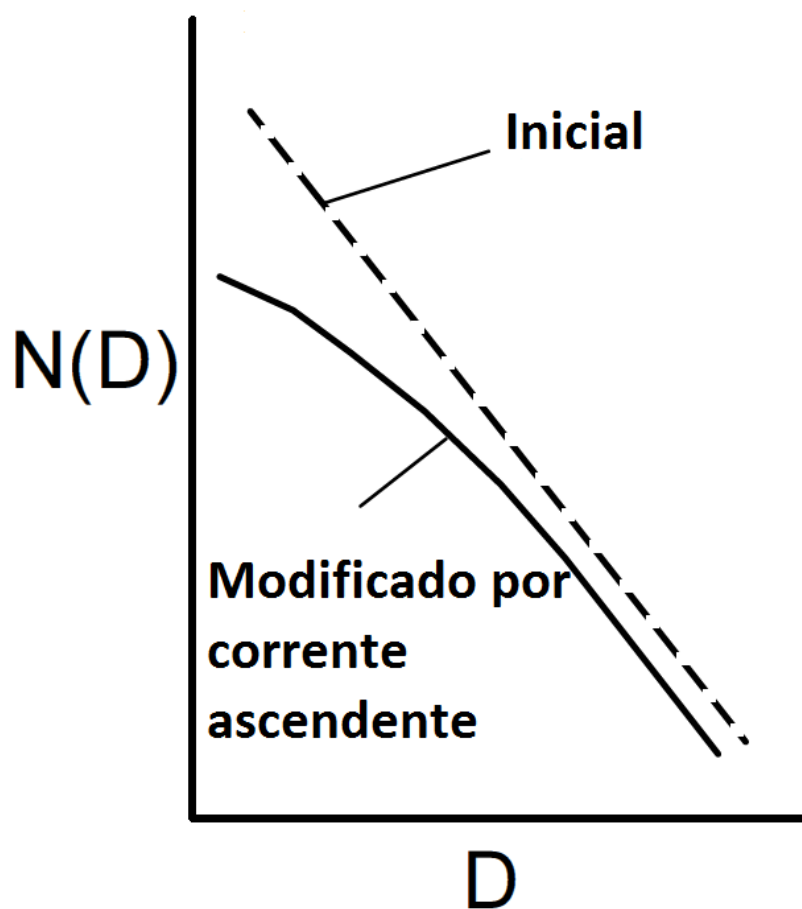


Figura 13 – O efeito da corrente ascendente no espectro de DSD de uma chuva. Fonte: adaptado de Rosenfeld e Ulbrich (2003)

4.1.6.2 Corrente Descendente

De maneira oposta aos fluxos ascendente de ar, as correntes descendentes devem aumentar o número de gotículas observadas, pois observa-se o acúmulo de gotas gerado pelo aumento da velocidade terminal dos hidrometeoros de altitudes maiores. Assim como no caso anterior, supõem-se que gotas menores sejam mais suscetíveis aos movimentos de ar, portanto espera-se que isso gere um aumento mais acentuado das concentrações de gotas pequenas na DSD observada (ROSENFELD; ULBRICH, 2003).

A Figura 14 exemplifica o que devemos esperar de uma situação com correntes descendentes. Como podemos ver o espectro é o inverso do observado para o padrão de corrente ascendentes.

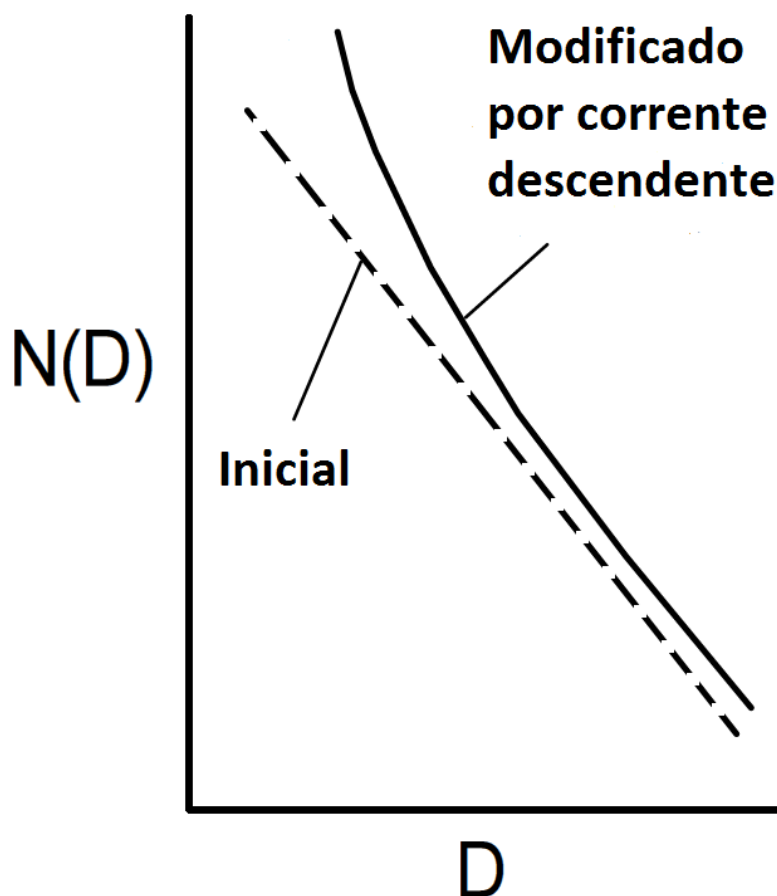


Figura 14 – O efeito da corrente descendente no espectro de DSD de uma chuva. Fonte: adaptado de Rosenfeld e Ulbrich (2003)

4.2 Tipos de Precipitação

Quando tratamos de sistemas precipitantes, as condições cinemáticas que atuam no plano de fundo são de fundamental importância para o desenvolvimento das características microfísicas observadas.

Ao olharmos atentamente, cada chuva apresenta particularidades distintas que dependem intimamente do meio onde ela se encontra ou onde se forma. Porém, de maneira geral, as precipitações podem ser classificadas em dois grandes grupos. Convectivas, englobando todos os sistemas mais cinematicamente ativos, e estratiformes (JR, 2014).

A melhor maneira para a distinção desses dois grupos é a observação da velocidade vertical presente no sistema, já que sistemas convectivos apresentam velocidades verticais altas (da ordem de $\frac{m}{s}$) enquanto que estratiformes não (da ordem de $\frac{cm}{s}$) (JR, 2014).

Essa distinção nas velocidades verticais gera diferenças palpáveis entre os dois sistemas. Correntes mais fortes acarretam em crescimento acelerado dos hidrometeoros, além de facilitar a formação de granizo acima da camada de derretimento e a colisão de partículas relativamente grandes, caracterizando um regime convectivo. Já as chuvas

estratiformes permanecem com hidrometeoros que crescem com pouca interferência durante longos períodos de tempo, facilitando os processos de condensação sublimação e agregação.

A grande movimentação vertical aumenta a quantidade de gotas presente em um curto espaço de tempo, o que leva o fator refletividade do radar de chuvas convectivas a ser maior do que o observado em sistemas estratiformes. (JR, 2014)

Um crescimento mais rápido das gotas também gera precipitações mais rápidas e intensas. O que significa que a quantidade de água precipitada em um evento convectivo durante determinado intervalo de tempo, deve ser maior do que para uma chuva estratiforme durante o mesmo período.

Apesar dessas diferenças, não significa que um sistema seja alheio ao outro. Em muitos casos os eventos de chuva sofrem uma mescla entre partes estratiformes e convectivas. Isso pois as nuvens podem apresentar pontos com maior convecção, o que além de gerar os efeitos citados acima também ajudam a alimentar as demais partes estratiformes da mesma com cristais de gelo que crescem mais rapidamente nessa região (JR, 2014).

4.2.1 Chuvas Estratiformes

As chuvas estratiformes apresentam regiões com movimento vertical fraco, onde o crescimento de gotas é mais lento e gradual. Desse modo, caracteriza-se um regime estratiforme por todo aquele que apresenta velocidade média do vento vertical muito menor do que a velocidade típica de uma partícula de gelo ($\approx \text{cm s}^{-1}$), com precipitações de maior duração e fator de refletividade menor que os eventos convectivos (JR, 2014).

Apesar de existirem nuvens estratiformes quentes, a maioria se estende a alturas que ultrapassam a isoterma de 0°C . As partículas de gelo presentes nesses sistemas frios, crescem devido a deposição de vapor e agregação. Essas derretem conforme caem em direção ao solo, gerando gotas de chuva (JR, 2014).

A camada onde ocorre o derretimento das partículas, conhecida como Banda Brilhante (B.B.), é uma das características principais de uma chuva estratiforme. Sendo uma das maneiras utilizadas para a caracterização da mesma (JR, 2014; KONWAR et al., 2012).

Os hidrometeoros que derretem conforme cruzam a isoterma de 0°C , criam uma assinatura peculiar no fator refletividade do radar. Essa assinatura gera um aumento abrupto de até 7dBZ , nessa camada, se destacando dos demais (KONWAR et al., 2012).

Esse aumento na refletividade do radar é causado conforme as partículas derretem, por uma película de água que contorna a partícula de gelo. Isso causa o efeito da presença de gotas grandes. Esse tipo de hidrometeoro carrega a constante dielétrica da água ($|K|^2 = 0.93$) juntamente com o diâmetro dos cristais de gelo. Isso faz com que o radar lhe enxergue como uma gota de chuva enorme, o que corresponde a um Z muito maior do que o esperado, conforme a Equação 2.17 (JR, 2014).

Além da camada de derretimento, o incremento de velocidade que os cristais de gelo ganham ao derreterem completamente também auxiliam na identificação da Banda Brilhante. Essa velocidade faz com que as gotas, agora recém descongeladas, deixem rapidamente as vizinhanças da camada de derretimento. Isso gera uma queda brusca no fator refletividade do radar, caracterizando bem a isoterma de 0°C (JR, 2014).

A Figura 15 mostra um esquema de uma nuvem estratiforme destacando seus pontos principais.

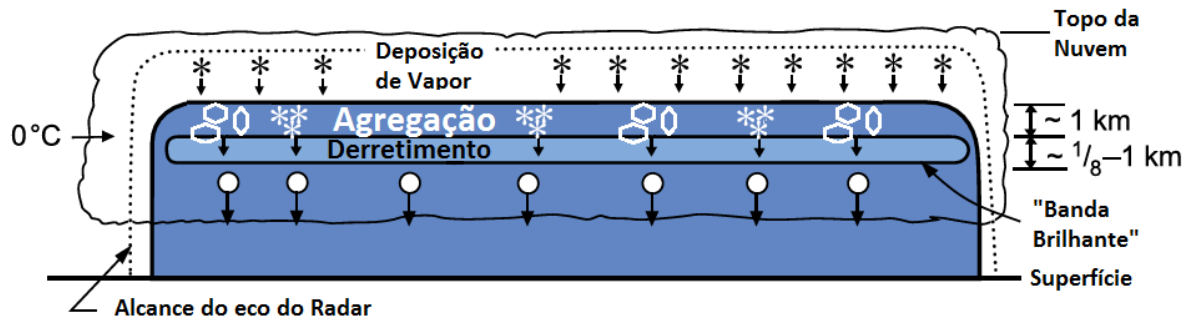


Figura 15 – Esquema demonstrativo de uma nuvem estratiforme. Adaptado de Jr (2014).

4.2.2 Chuvas Convectivas

As chuvas convectivas são as que estão associadas a convecções mais intensas. Seus hidrometeoros são maiores, podendo conter até granizo, indicando que as velocidades verticais são bem diferentes das chuvas estratiformes, e podem atingir valores maiores que $1 \frac{m}{s}$ (JR, 2014).

As grandes velocidades verticais presentes nesse tipo de regime precipitante é o que gera suas principais diferenças. Primeiramente a corrente ascendente gera uma nuvem mais alta e estreita. Esse tipo de nuvem tem grande capacidade para a formação de hidrometeoros por coalescência, ainda mais quando as partículas tem a possibilidade de subirem de sua base através de uma corrente de ar. Também ocorre um aumento da saturação do meio, o que favorece o crescimento de gotículas (JR, 2014).

São somente os hidrometeoros grandes o bastante para vencer as correntes de ar que conseguem descer até o solo, onde chegam com velocidade alta.

A Figura 16 exemplifica o desenvolvimento de um nuvem convectiva durante o tempo. Entre os instante $t_0 - t_2$ as partículas crescem conforme são arrastadas para cima pela corrente ascendente. Após adquirir massa o suficiente elas começam a cair em direção ao solo, conforme ilustrado em $t_3 - t_5$. Esse processo se mantêm estável até o momento que a célula comece a se dissipar (t_{n-1}) (JR, 2014).

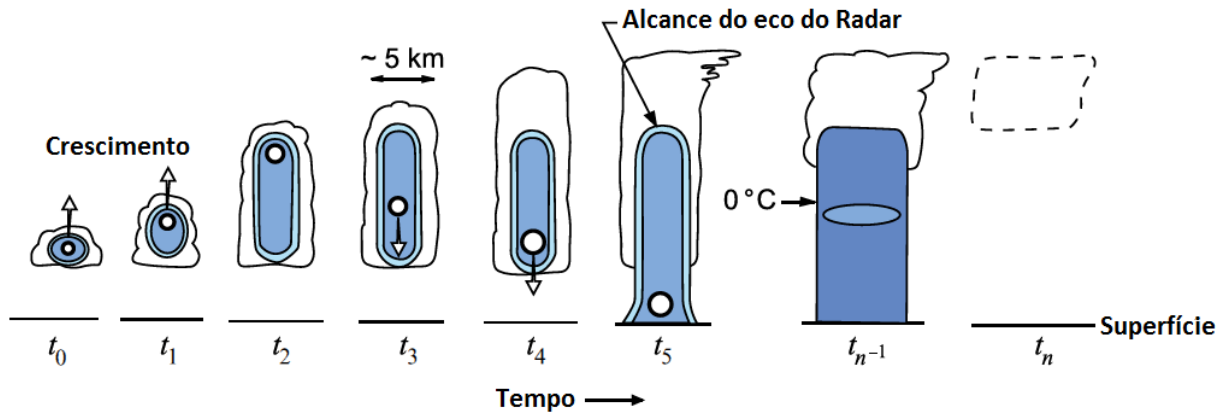


Figura 16 – Esquema demonstrativo de uma nuvem convectiva. Adaptado de Jr (2014).

4.3 Parâmetros que Descrevem a DSD

Devido à variedade de formas que uma distribuição de gotas pode tomar, a descrição analítica da mesma pode ser feita de diversas formas. Entre elas podemos citar as distribuições exponenciais, gamma e log-normais, onde cada uma é mais pertinente para casos específicos. Alguns estudos importantes para essas distribuições podem ser encontrados nos trabalhos de Marshall e Palmer (1948), Ulbrich (1983), Atlas, Ulbrich e Meneghini (1984) e Ajayi e Olsen (1985).

Durante esse trabalho iremos nos ater na definição de curvas de DSD descritas pela função gamma. Isso pois os ajustes fornecidos por esse tipo de curva são condizentes com a maioria dos casos observados, além de possuir parâmetros intuitivos e de fácil compreensão e visualização nas curvas geradas.

Uma distribuição do tipo gamma é descrita pela equação

$$N(D) = N_0 D^m e^{-\lambda D}. \quad (4.6)$$

Onde $N(D)$ representa a concentração de gotas de um dado diâmetro, N_0 é a concentração inicial, D é o diâmetro das gotas, m define a concavidade da curva e λ o coeficiente angular.

Os componentes que compõem essa curva se alteram em concordância com a forma adotada pela DSD. O caso mais comum é quando obtemos uma distribuição de tamanho de gotas exponencial, que é evidenciada pelo parâmetro m igual a zero.

Alterações em N_0 só mudam a altura de interceptação do eixo das curvas e definem a concentração de gotas pequenas. Já as variações de λ e m alteram a direção e magnitude da inclinação e concavidade das distribuições, respectivamente. Exemplos de como a DSD se comporta para diversos valores de m e λ podem ser vistos na Figura 17 (outros exemplos podem ser vistos no Apêndice A). A escala logarítmica da concentração de gotas é utilizada para melhor visualização.

Os valores negativos de λ dão características ascendentes a curva, evidenciando um

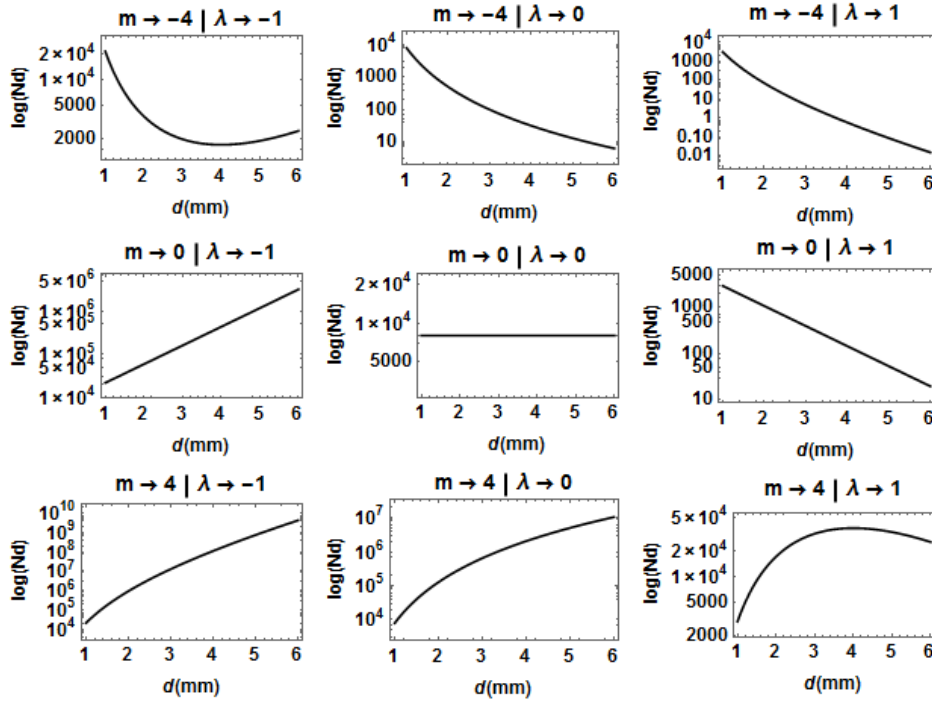


Figura 17 – Ilustração da modificação da DSD pela mudança dos parâmetros m e λ . Fonte: autoria própria.

aumento na concentração com o aumento do diâmetro. Valores positivos fazem a curva ser descendente. Já a magnitude do fator indica quão rápido a concentração aumenta ou diminui. A parte superior da Figura 33 evidencia bem esses pontos.

Para m , o sinal matemático define o tipo de concavidade. Valores positivos relacionam-se com concavidades para baixo e valores negativos para cima. A magnitude do parâmetro indica quão acentuada é essa concavidade.

Um meio de verificar quão deformada uma curva de DSD está em relação ao padrão exponencial é definida pelo fator de forma $S(Z\sigma)$. Ele compara os parâmetros da distribuição observada com o de uma curva exponencial, por exemplo.

Conforme o trabalho de Joss e Gori (1976), $S(Z\sigma) \approx 0$ indica que a DSD observada é do tipo monodispersa, ou seja, as gotas apresentam pouca variedade de diâmetro e existe alta concentração de gotas com um tamanho específico. Se o fator de forma for próximo a 1, indica uma DSD com características exponenciais. Caso o valor seja maior que 1, espera-se observar uma curva de multimodal, onde picos secundários de alta concentração podem ser encontrados para diversos tamanhos.

4.4 Relação $Z - R$ e a DSD

Conforme mencionado anteriormente, precipitações convectivas e estratiformes apresentam processos microfísicos de formação distintos (TOKAY; SHORT, 1996; ROSENFELD; ULBRICH, 2003; JR, 2014).

Dessa maneira é seguro afirmar que os dois tipos de chuvas têm distribuições de tamanho de gotas característicos. Sendo o crescimento de tamanho dos hidrometeoros mais efetivo em chuvas estratiformes, pois o baixo índice de colisão gera menos quebras, é natural esperar que a DSD apresente uma queda de concentração mais suave para diâmetros grandes, o que implica em uma distribuição gamma mais abertas ou exponenciais. Já para o caso Convectivo deve-se observar uma maior concentração de gotas menores e médias, pois os processos de colisão seguido de coalescência e quebra são predominantes, e tendem a modificar a DSD a espectros gamma mais estreitos (JR, 2014). Esses comportamentos podem ser observados na Figura 18, que mostra curvas de DSD para valores típicos de sistemas convectivos e estratiformes.

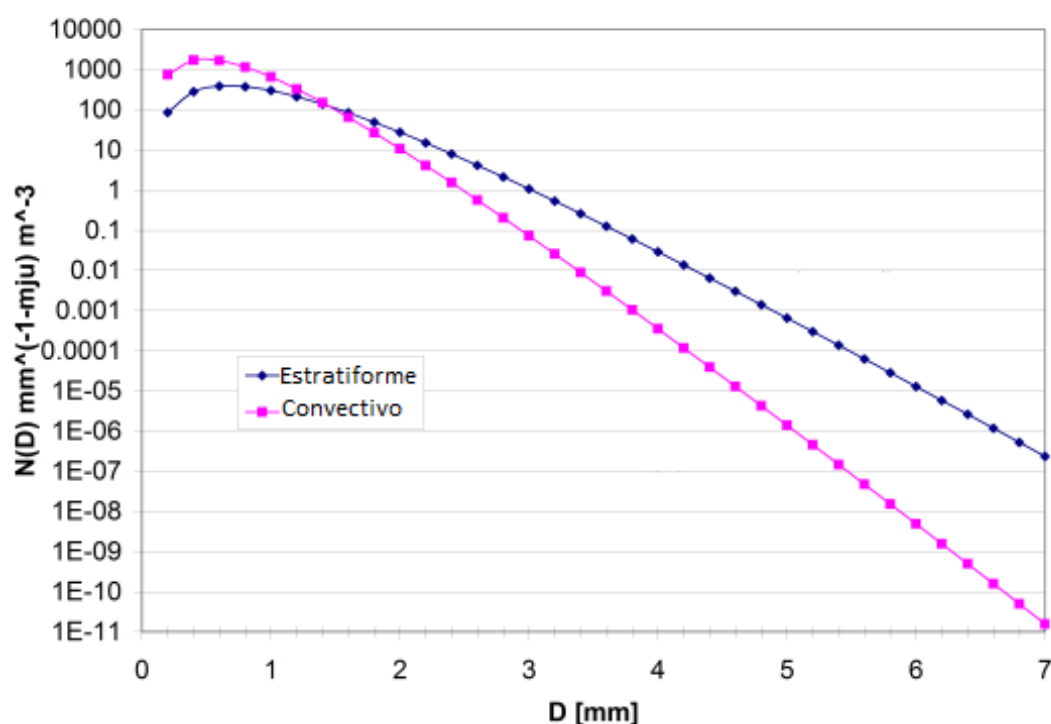


Figura 18 – Comparação entre distribuições de tamanho de gotas típicas de sistemas convectivos e estratiformes. Fonte: adaptado de Fiser (2010)

Neste sentido é de se esperar que as relações $Z - R$ sejam diferentes para cada sistema precipitante, pois como Z depende do diâmetro a sexta potência e a taxa de precipitação a terceira, a concentração de gotas pequenas e grandes irá modificar o coeficiente angular e linear desta equação.

De uma maneira geral, A é o coeficiente linear e b é o angular. As alterações de A e b ao longo da evolução temporal da precipitação ou mesmo do tipo é reflexo dos processos microfísicos (item 4.1) atuantes na nuvem. Portanto, os parâmetros A e b que definem a relação $Z - R$ são influenciados diretamente pelas mudanças da DSD.

Neste sentido, a partir do momento que é possível descrever numericamente a DSD é factível inferir os parâmetros A e b que caracterizam a relação $Z - R$. Por exemplo,

Rosenfeld e Ulbrich (2003) apresentam a seguinte metodologia a partir do ajuste de uma distribuição gamma.

$$a = 10^6 \frac{\Gamma(m+7) N_0^{\frac{-2.33}{m+4.67}}}{33.31 \Gamma(4.67+1) \frac{m+7}{m+4.67}}$$

$$b = \frac{m+7}{m+4.67}.$$

A Tabela 2, adaptada de Rosenfeld e Ulbrich (2003), sumariza a ligação desses dois parâmetros aos fenômenos de física de nuvens. Evidenciando assim o que as mudanças ocorridas na relação $Z - R$ podem nos dizer sobre o desenvolvimento da chuva.

Tabela 2 – Influências Cinemáticas Microfísicas na relação $Z - R$.

Processos	Mudança em A	Mudança em b
Microfísicos		
Evaporação (ATLAS; CHMELA, 1957)	Aumenta	Diminui
Acreção de partículas de nuvem (ATLAS; CHMELA, 1957)	Diminui	Aumenta
Colisão e coalescência (SRIVASTAVA, 1971)	Aumenta	Diminui
Quebra (SRIVASTAVA, 1971)	Diminui	Diminui
Cinemáticos		
Corrente ascendente	Aumenta	Diminui
Corrente descendente	Diminui	Aumenta

Fonte: Adaptada de Rosenfeld e Ulbrich (2003).

5 Tratamento de Dados

Devido ao programa do MRR tratar a velocidade vertical do ar sempre como nula, uma série de erros podem ocorrer caso esses pontos não sejam identificados. Assim sendo, um sistema de discriminação de casos foi adotado, para poderemos então propor um método que possa descrever um sistema preceptivo por completo.

Para isso diversas técnicas foram utilizadas, umas mais conhecidas que outras, e algumas novas abordagens foram feitas. Assim obtivemos uma descrição evolutiva das características microfísicas de uma tempestade, no tempo e altura, mais detalhada.

5.1 O Método de Distorção na Velocidade

O limite no espectro de velocidades do MRR faz com que qualquer valor que exceda sua escala seja rebatido para um valor ambíguo, assim como ocorre para os demais radares Doppler. Esse tipo de assinatura pode nos dizer quando as medidas do radar são válidas e quando uma corrente vertical leva o programa a um erro.

Nos valemos então de um método, desenvolvido por Tridon, Baelen e Pointin (2011), que se utiliza da descontinuidade apresentada no espectro de refletividade, ponderada pela velocidade, em diversas alturas consecutivas.

5.1.1 Observando as Distorções

As medidas feitas pelo MRR se encontram em diversos canais, cada qual referente a um diâmetro de gota ou, analogamente, a uma velocidade terminal de queda. Sendo assim, quando maior o sinal recebido em um canal, maior será o valor de refletividade associado a essa velocidade (METEK, 2009).

Ao levarmos em conta que gotas pequenas produzem baixo sinal de resposta as ondas eletromagnéticas, e gotas grandes sinais maiores, é de se esperar que os canais referentes a altas velocidades terminais apresentem maior refletividade do que o referentes a baixas velocidades (TRIDON; BAELEN; POINTIN, 2011).

Sendo assim, ao compararmos em um gráfico todos os valores de refletividade associados a cada um dos canais para um determinado período de tempo e numa determinada altura, devemos obter uma imagem como a mostrada na Figura 19.

A Figura 19 representa o valores de refletividade do radar para cada um dos canais de velocidade do MRR no tempo, na altitude de 200m, de uma chuva em Manaus no dia 04/10/14. As partes mais escuras indicam chuva mais intensa, enquanto que a região esbranquiçada indica falta de precipitação. Notamos que, de maneira geral, as maiores refletividades estão sempre associadas a velocidades altas, como se espera. Os casos em

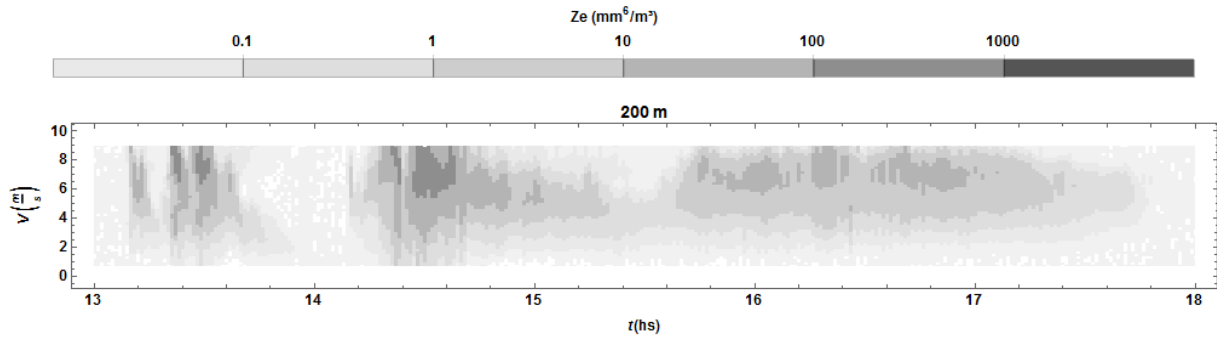


Figura 19 – Distorção na velocidade para um evento ocorrido em Manaus dia 04/10/14.
Fonte: autoria própria

que a refletividade chega a $10 \frac{mm^6}{m^3}$ para velocidade baixas, como próximo as 14:30 UTC, geralmente estão associados a uma grande concentração de gotículas.

Caso uma corrente descendente impulsione as gotas observadas, de modo a fazê-las ganhar velocidade, o sensor do MRR interpreta uma informação ambígua. Desse modo ele considera as gotas pequenas como gotas médias, gotas médias como gotas grandes e gotas grandes como gotas pequenas (METEK, 2009). Assim, o alto valor de refletividade associado a velocidade altas, como mostrado na Figura 19, passa a ser relacionado a velocidades baixas, e vice-versa. Portanto a análise desse tipo de gráficos para alturas consecutivas pode revelar discontinuidades no padrão observado, indicando a presença de movimentação vertical (TRIDON; BAELEN; POINTIN, 2011).

O efeito de uma corrente ascendente é semelhante ao de corrente descendente, porém, nesse caso, a relação é inversa. Agora as gotas pequenas são consideradas grandes, as médias são consideradas pequenas e as grandes são consideradas médias.

A Figura 20 mostra gráficos de distorção na velocidade para três altitudes de uma chuva que ocorreu dia 08/09/14 na região amazônica. A altitude de 200m nos mostra uma chuva intensa durante quase todo o período amostrado, em particular para o período das 20:05 - 20:50 UTC.

A 800m notamos uma diminuição da refletividade observada para velocidades altas, proveniente da menor quantidade de gotas grandes encontradas nessa região, além de um pequeno aumento geral para os valores de Z , referentes a velocidades abaixo de $5 \frac{m}{s}$. No entanto o padrão observado para 200m se mantém, não havendo indícios de distorção.

Em 1400m notamos uma grande discontinuidade no perfil de refletividade entre as 20:05 - 20:10 UTC. Esta distorção, que quebra o padrão observado até o momento, indica uma forte corrente descendente, que cria interpretações ambíguas dos sensores do MRR.

Nem sempre as correntes verticais criam distorções tão claras, sendo muitas vezes difíceis de se interpretá-las dentro dos gráficos. No entanto esse método nos permite encontrar os erros mais grosseiros, mantendo os dados com em um padrão de qualidade aceitável.

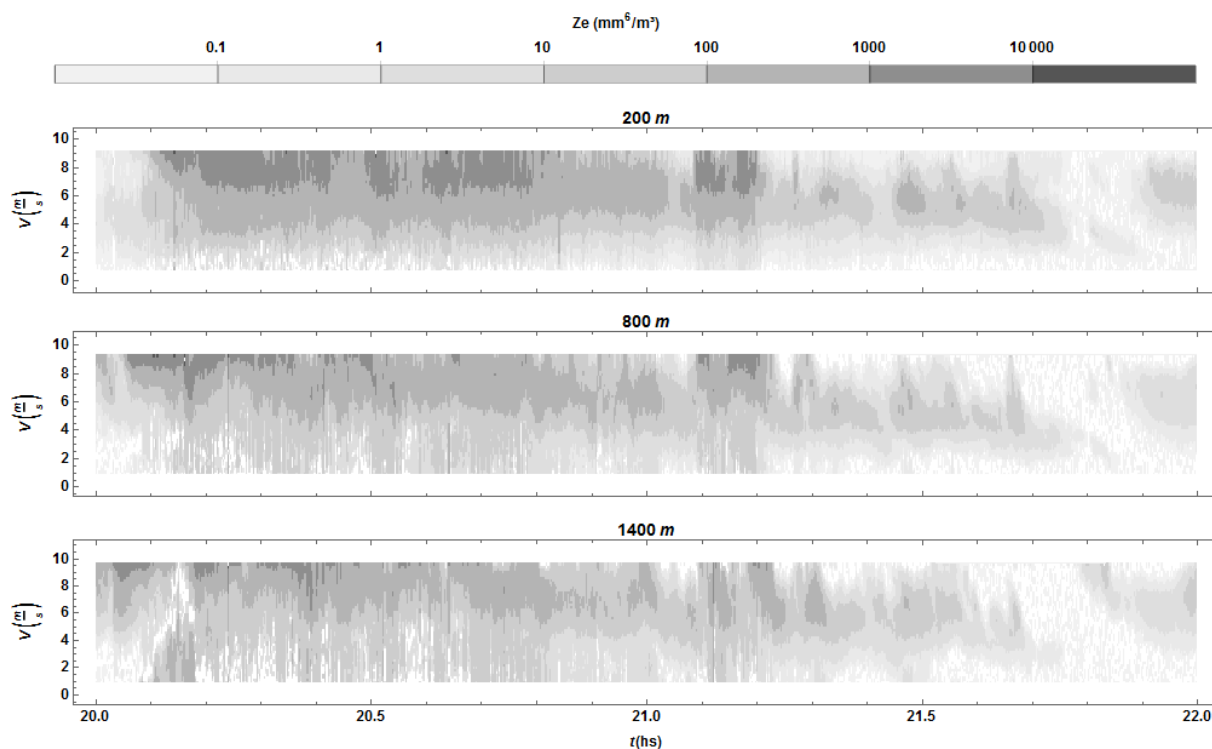


Figura 20 – Distorção na velocidade para um evento ocorrido a região amazônica dia 08/09/14. Fonte: autoria própria

5.1.2 Perfis Verticais de Velocidade Terminal

Os efeitos dessas distorções no MRR estão ligados diretamente a como o radar interpreta a velocidade terminal de queda do hidrometeoros. Portanto uma distorção na velocidade tende a tornar o perfil vertical de velocidades do MRR fora dos padrões esperados.

Juntamente ao MRR que coletou os dados da Figura 20, havia um radar Doppler comum instalado. Esse radar coletava dados em escaneamentos de PPI e, esporadicamente, de RHI.

Ao observar a velocidade Doppler quando a inclinação do RHI é de 90° , o radar Doppler está observando somente a velocidade terminal de queda dos hidrometeoros, que deve ser compatível com a medida feita pelo MRR.

A Figura 21 mostra a comparação dos perfis verticais da velocidade terminal de queda observados pelo MRR e por um escaneamento em RHI para as 20:56 UTC do mesmo evento exposto na Figura 20. Nota-se que, de maneira geral, os perfis são compatíveis, não existindo nenhuma discrepância. Isso é esperado ao não observarmos nenhuma descontinuidade no espectro do MRR apresentado na Figura 20. O aumento de velocidade entre 4 – 5 km está ligado a camada de derretimento, o que deve ser uma característica fixa para todos os perfis desse evento.

Infelizmente não existem dados da varredura em RHI para o período das 20:05 - 20:10 UTC, onde existe o efeito de distorção na velocidade. Porém, o perfil de velocidade

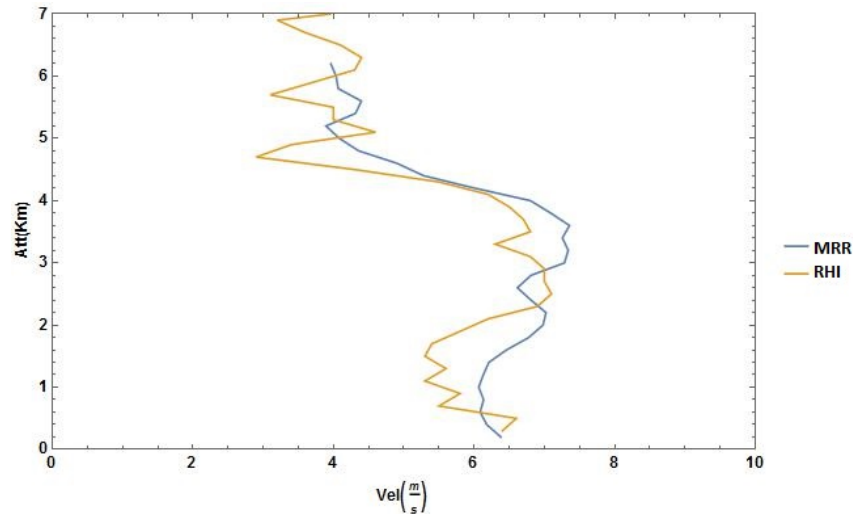


Figura 21 – Perfis verticais de velocidade terminal para um evento ocorrido na região amazônica dia 08/09/14 as 20:56 UTC. Fonte: autoria própria

terminal do MRR pode, sozinho, nos mostrar os erros de medida.

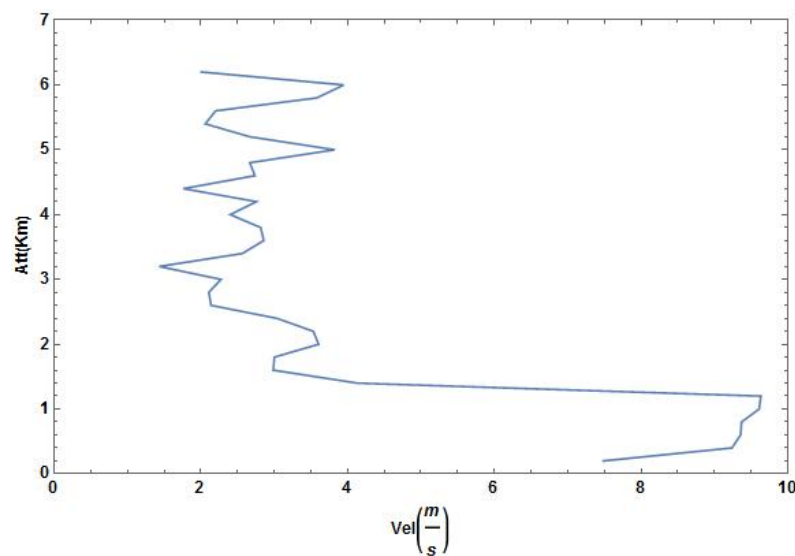


Figura 22 – Perfil vertical de velocidade terminal para um evento ocorrido na região amazônica dia 08/09/14 as 20:06 UTC. Fonte: autoria própria

A Figura 22 mostra um perfil de velocidade terminal feito pelo MRR para o evento exposto na Figura 20 as 20:06 UTC, horário em que se observa as primeiras discontinuidades no espectro. Nota-se a grande variação de velocidade que ocorre entre 1 – 2km, ligada a medições ambíguas do MRR. Esse erro é confirmado pois, além de observarmos que a velocidade está extrapolando o limite de $10 \frac{m}{s}$, do espectro de velocidades do MRR, quando sofre um decaimento repentino, também já havíamos observado que a camada de derretimento se encontrava entre 4 – 5km. Isso torna essa discrepância não só improvável, como também impossível.

5.2 O Método de Descrição da Microfísica

Através do método de distorção da velocidade, podemos selecionar períodos que apresentaram a precipitação mais intensa de forma contínua e sem ambiguidades. Isso nos garante dados mais estáveis e confiáveis durante o estudo. As análises microfísicas se valerem então dos demais dados obtidos pelo MRR pra tais períodos.

A partir do período escolhido, onde as velocidades verticais não apresentam erro, a princípio, podemos avaliar a variação vertical e temporal da DSD. A evolução da DSD será vista a partir do comportamento da refletividade Z do radar, da velocidade terminal da chuva w e do número total de gotas N_t . Posteriormente essas variáveis são utilizadas para inferir os parâmetros N_0 , m e λ de uma distribuição gamma de tamanho de gotas.

Esses parâmetros são indicadores da forma que a DSD assume, assim podemos ler a evolução temporal da chuva através dos fatores característicos que cada uma das distribuições de gotas apresenta.

Para completar a estratégia contornos dos fatores A e b , da relação $Z - R$, também são utilizados, pois eles ajudam a caracterizar processos microfísicos e descrever a evolução da DSD.

Também calculamos o fator de forma da DSD para cada uma das alturas durante todo o tempo que ocorreu a precipitação. Através dos seus gráficos de contorno podemos observar quando a curva de distribuição de tamanho de gotas apresenta um comportamento mais exponencial, gamma ou monomodal.

Sendo assim, o gráfico de contorno do fator de forma serve como uma espécie de resumo das informações obtidas pelas imagens de N_0 , λ e m . Tornando-se uma base para a verificação dos processos microfísicos.

Um outro modo de olhar o que está ocorrendo durante a precipitação é observar com que frequência certos valores de uma variável ocorrem para uma certa altura. Dessa maneira podemos montar um gráfico de contorno que nos mostre quais valores são mais relevantes para cada nível da tempestade. Essa técnica é conhecida como CFAD (Contoured Frequency by Altitude Diagrams) e é explicada a fundo no trabalho de Yuter e Jr (1995).

Os CFAD mais comumente usadas são os referentes a Z e w . Porém, além desses, também é interessante o estudo de λ , m e do fator de forma $S(Z\sigma)$

Por fim são feitos contornos da densidade de gotas por diâmetro para todo o período de precipitação em diversos níveis de altura. Através desses gráficos podemos observar o desenvolvimento das gotas no tempo, destacando processos microfísicos como por exemplo coalescência, quebra ou evaporação.

Devido ao caráter auxiliar dessas informações, os gráficos de contorno referentes aos casos de estudo desse trabalho estão dispostos em um Apêndice.

6 Estudo da Microfísica de Tempestades

Neste estudo foram utilizados quatro eventos observados durante o experimento CHUVA para quatro cidades distintas em diversos períodos do ano, conforme descrito na Tabela 3. Esses dados foram coletados por um radar de apontamento vertical MRR. Uma vez que o algoritmo do MRR assume a velocidade de correntes verticais nula, as análises podem conter erros. Logo, o método de verificação de distorção na velocidade foi aplicado para eleger períodos onde as medidas são válidas.

Tabela 3 – Dias e Períodos Analisados dos Eventos do Projeto CHUVA

Cidade	Data	Período de Análise
Outeiro	07/06/11	20:20 - 24:00 UTC
Fortaleza	10/04/11	09:30 - 13:20 UTC
Manaus	04/10/14	13:20 - 17:40 UTC
Vale do Paraíba	14/11/11	07:20 - 12:00 UTC

Fonte: Autoria Própria.

Em seguida o método de descrição da microfísica é aplicado a cada caso, e a análise é feita sobre esses resultados.

6.1 O Caso de Outeiro

Analisamos o período das 20:20 - 24:00 UTC do evento de Outeiro ocorrido em 07/06/11, conforme Tabela 3. O perfil da refletividade em superfície destaca três regiões distintas que podemos separar em intervalos, afim de facilitar esse estudo.

Observamos na Figura 23 os contornos das variáveis inferidas pelo MRR. O gráfico referente a Z nos mostra valores próximos de $30dBZ - 40dBZ$ entre as 20:20 - 21:00 UTC (Intervalo I) e 21:50 - 22:40 UTC (Intervalo III), principalmente abaixo de $1000m$. Além disso existe uma baixa refletividade durante o intervalo das 21:00 - 21:50 UTC (Intervalo II).

Para w o Intervalo I se mantém com velocidades entre $4\frac{m}{s} - 6\frac{m}{s}$, tendo uma queda considerável conforme avança adentro do Intervalo II e voltando ao seu padrão durante o Intervalo III. Também observa-se velocidades de $8\frac{m}{s}$ para níveis mais altos no período das 21:50 - 23:15 UTC. Isso provavelmente está ligado ao derretimento de gelo, que gera um pico momentâneo na velocidade terminal dos hidrometeoros. Porém, a alta magnitude da velocidade sugere pequenos movimentos descendentes na região.

Os contornos de N_t apresentam uma pequena coluna com valores altíssimos uns poucos momentos antes das 20:30 UTC. As gotas presentes dentro dessa coluna devem ser

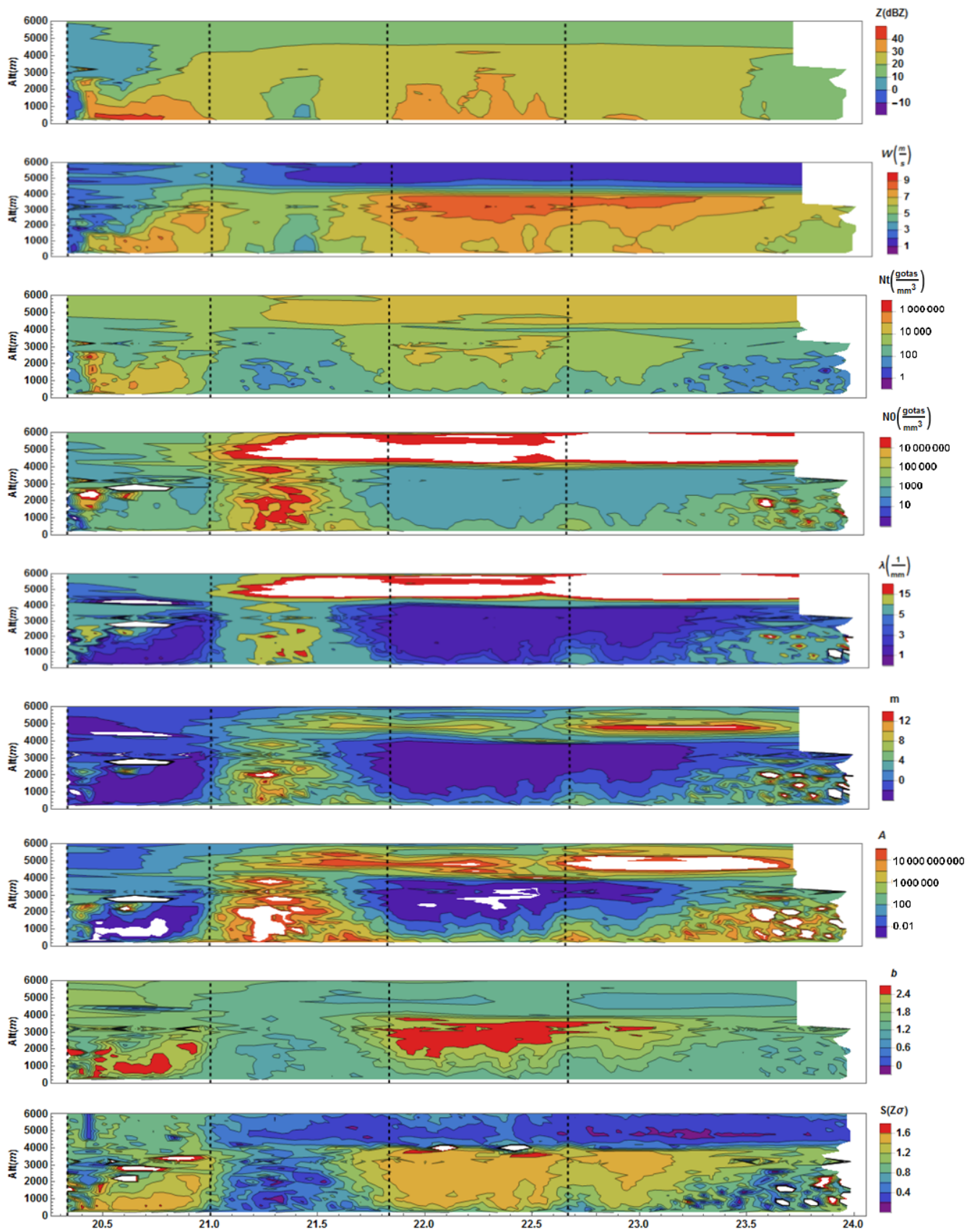


Figura 23 – Linhas de contorno para um evento ocorrido em Outeiro no dia 07/06/11.
 Fonte: autoria própria

causadoras de um processo de colisão e coalescência que geram a faixa de $40dBZ$ observada próxima a superfície do Intervalo I. As colisões também causam um efeito de quebra, evidenciado no aumento vertical de N_t abaixo do $2000m$ após as 20:30 UTC.

Conforme avança para o Intervalo II os valores de Z , w e N_t caem consideravelmente, evidenciando o início de chuva fraca. A diminuição mais acentuada que ocorre minutos antes das 21:30 UTC, principalmente para Z e w , indica um processo de evaporação mais intenso.

O Intervalo III no mapa de N_t apresenta uma maior quantidade de gotas em níveis superiores, que diminuem com a queda da altura. Já para a refletividade observamos um aumento no valor de dBZ conforme diminuimos a altitude. A combinação desses fatores indica a ocorrência de colisão e coalescência. Conforme as gotas em altos níveis se juntam o número total de gotas diminuem, e o aparecimento de gotas maiores, que geram um fator de refletividade maior, pode ser observado.

Os mapas de contorno para os três parâmetros obtidos através do ajuste de uma curva gamma aos pontos da distribuição de tamanho de gotas observados pelo radar, também podem ser observados na Figura 23.

Ao compararmos os gráficos de Z e N_0 , percebemos que refletividades altas estão ligadas a valores baixos do parâmetro de interceptação e vice-versa. Isso ocorre, pois os intervalos que apresentam alta refletividade estão associados com gotas grandes, formadas devido a coalescência. Porém, mesmo esse processo de crescimento ocorrendo às custas das gotículas, a concentração de gotas grande dificilmente ultrapassa a de gotas pequenas. No entanto isso diminuí o parâmetro de interceptação do eixo, fazendo com que a concentração de gotas apresente menos variações, se tornando mais constante. Já para as baixas refletividades, associadas a gotas pequenas, a curva de DSD apresenta um pico na região dos pequenos diâmetros. O que explica os grandes valores de N_0 .

O fator λ está associado ao coeficiente angular da distribuição de tamanho de gotas. Sendo assim, é natural esperarmos que para os Intervalos I e III, onde os valores de Z são altos devido a alta concentração de gotas grandes, a DSD se comporte de maneira mais constante, apresentando baixos valores de λ , como mostrados no mapa de contorno. Já para a região do Intervalo II, onde existe alta predominância de gotículas, os valores do coeficiente angular são mais altos, caracterizando uma distribuição mais monodispersa ou exponencial.

Os valores de m são os responsáveis pela concavidade da curva de DSD. Quanto mais negativo maior a concentração de gotas pequenas e, portanto, mais rápido ocorre o decaimento dessas concentrações conforme olhamos para diâmetros maiores. Já valores positivos estão relacionados a picos de concentração de gotículas mais definidos, seguidos por decaimento menos brusco das concentrações com o crescimento dos diâmetros.

Sendo assim, os valores quase nulos de λ e m que permeiam a maior parte abaixo dos $2000m$ do Intervalo I e $4000m$ do Intervalo III, indicam variações sutis nas distribuições

de tamanho de gotas. Isso indica curvas mais constantes, que partem de um valor de concentração mais alto para gotas pequenas que decaem lentamente com o crescimento do tamanho das gotas.

O Intervalo II, por outro lado, tem curvas com uma aparência mais monodispersa, obtendo seu valor de pico em gotas menores, mas não com diâmetros tão próximos a zero. Isso é evidenciado pelos altos valores de λ , que chegam a $15mm^{-1}$, em conjunto com valores de m positivos. A variação nos valores de m aqui indicam quão esguio é o pico de concentração. Quanto maior m menor a variedade de gotas dessa distribuição

Já a cima de $4km$, em especial nos Intervalos II e III, temos valores altos de λ , o que indica uma predominância da distribuição de tamanho de gotas mais exponencial de decaimento rápido, numa espécie de curva unimodal de pico indefinido, independente do valor assumido por m .

Os últimos três gráficos da Figura 23 apresentam os fatores A e b da relação $Z - R$ juntamente do fator de forma $S(Z\sigma)$. Esse último se apresentando como uma verificação das conclusões retiradas para os fatores λ e m .

O fator A é extremamente dependente do parâmetro de intercepção N_0 . Assim, quanto maior um, maior o outro. Além disso, o Intervalo II apresenta um rápido crescimento de A . Consequência da região ser composta de distribuições de tamanho de gotas quase monodispersas, conforme discutido anteriormente.

Os Intervalos I e III, por sua vez, tem regiões que apresentam valores muito próximos a um. Esses fatores estão associados a quase nulidade da variável λ presente nesses períodos. Isso ligado a um fator m negativo, torna a concavidade da DSD voltada para cima.

O mapa de b tem características inversas as apresentadas pelo de A , mostrando valores baixos quando o outro é alto e vice-versa. Isso gera um equilíbrio na relação $Z - R$ que não permite aos fatores linear e angular ter simultaneamente a mesma intensidade na equação, preservando uma curva de crescimento estável.

Os processos microfísicos sugeridos até agora, ganham um reforço através da leitura dos mapas de A e b . Conforme exposto anteriormente, a Tabela 2 serve como guia para a leitura desses gráficos. A partir daí podemos observar que o acréscimo de A e o decréscimo de b no Intervalo II, estão ligados a evaporação já proposta anteriormente. Também notamos um pequeno aumento de A , em baixos níveis, um pouco antes das 21:00 UTC e durante todo o Intervalo III conforme se diminui a altitude de $4000m$ para a superfície. Esses acréscimos são acompanhados de uma queda sistemática em b para as mesmas regiões, indicando a presença de colisão e coalescência, como previsto anteriormente.

Segundo a Tabela 2, a diminuição nos valores do fator A e o aumento nos de b que ocorrem próximo aos $4000m$ do Intervalo III estariam ligados a correntes descendentes. Porém aqui esse padrão deve estar ligado ao aumento de velocidade terminal causado pelo derretimento dos cristais de gelo. Apesar de pequenos movimentos verticais serem possíveis, uma movimentação mais intensa teria sido observada durante a verificação de

distorção na velocidade.

Os contornos do fator de forma confirmam as conclusões a que chegamos durante a análise de λ e m . Neles podemos ver valores acima de 1, que indicam a presença de uma DSD multimodal, nas regiões do Intervalo I e III. Explicando nosso ajuste da curva gamma para as distribuições ter apresentado coeficientes que tendem a uma DSD mais constante. Já o Intervalo II tem valores de $S(Z\sigma)$ próximos de zero, o que explicita curvas unimodais.

No Intervalo II e em altos níveis do Intervalo III temos uma variação entre zero e um, o que indica a presença de curvas de DSD unimodais e exponenciais, respectivamente. Esses valores são resultado de um fator λ alto, que força a curva em um padrão mais exponencial, em conjunto de uma grande variação do parâmetro m , que indica a presença de distribuições monodispersas.

A Figura 24 mostra os CFAD referentes a chuva de Outeiro do dia 07/06/11. Em altos níveis ($5 - 6km$) quase que a totalidade dos perfis de Z se concentram próximo de $10dBZ$, o que está ligado a presença de cristais de gelo. Conforme o perfil se aproxima de $4km$, existe um aumento repentino da refletividade, causado pelo derretimento dos cristais de gelo. Abaixo dos $4000m$ o fator Z parece ficar mais disperso, variando entre $10dBZ$ e $35dBZ$, que é característica de gotas de chuva pequenas.

As velocidades terminais nos altos níveis estão quase sempre próximas de $1\frac{m}{s}$. Entre $5km$ e $4km$ ocorre uma centralização em torno dos $2\frac{m}{s}$, caracterizando que os hidrometeoros já possuem tamanho suficiente para precipitar. Abaixo dos $4000m$ algumas gotas alcançam valores maiores que $8\frac{m}{s}$. Essa é a assinatura deixada pelo derretimento de cristais de gelo. A partir daí as velocidade tendem a se estabilizar para valores próximos a $6\frac{m}{s}$, mostrando uma ligeira diminuição no diâmetro das gotas.

Nos médios e baixos níveis (abaixo de $4km$) os contornos do CFAD de λ se mantêm sempre ao redor de zero, indicando a predominância de curvas sem muita inclinação entre a quantidade de gotas grandes e pequenas. Conforme a altitude passa dos $4km$ o coeficiente vai tomando valores maiores até que sua dispersão se torne muito grande para definir um valor típico assumido, evidenciando a presença de gelo. Esse comportamento é esperado já que a incidência de gotículas em altos níveis é muito maior do que a de gotas médias ou grandes.

A distribuição de m mostra que em níveis baixos a concavidade é basicamente nula, gerando a predominância de curvas exponenciais para a concentração de gotas. Conforme avançamos para altitudes médias ($1 - 4km$) observa-se um decaimento do fator m para valores centrados em -5 , que define curvas de DSD com concavidades para cima. Esse comportamento evidencia alta concentração de gotas pequenas seguida por baixa concentração de gotas de $2 - 3mm$. O aparecimento de maiores concentrações de gotas médias e grandes somente nos níveis mais baixos, conforme as curvas exponenciais dessas alturas implicam, sugerem que o processo de colisão e coalescência só foi realmente efetivo abaixo

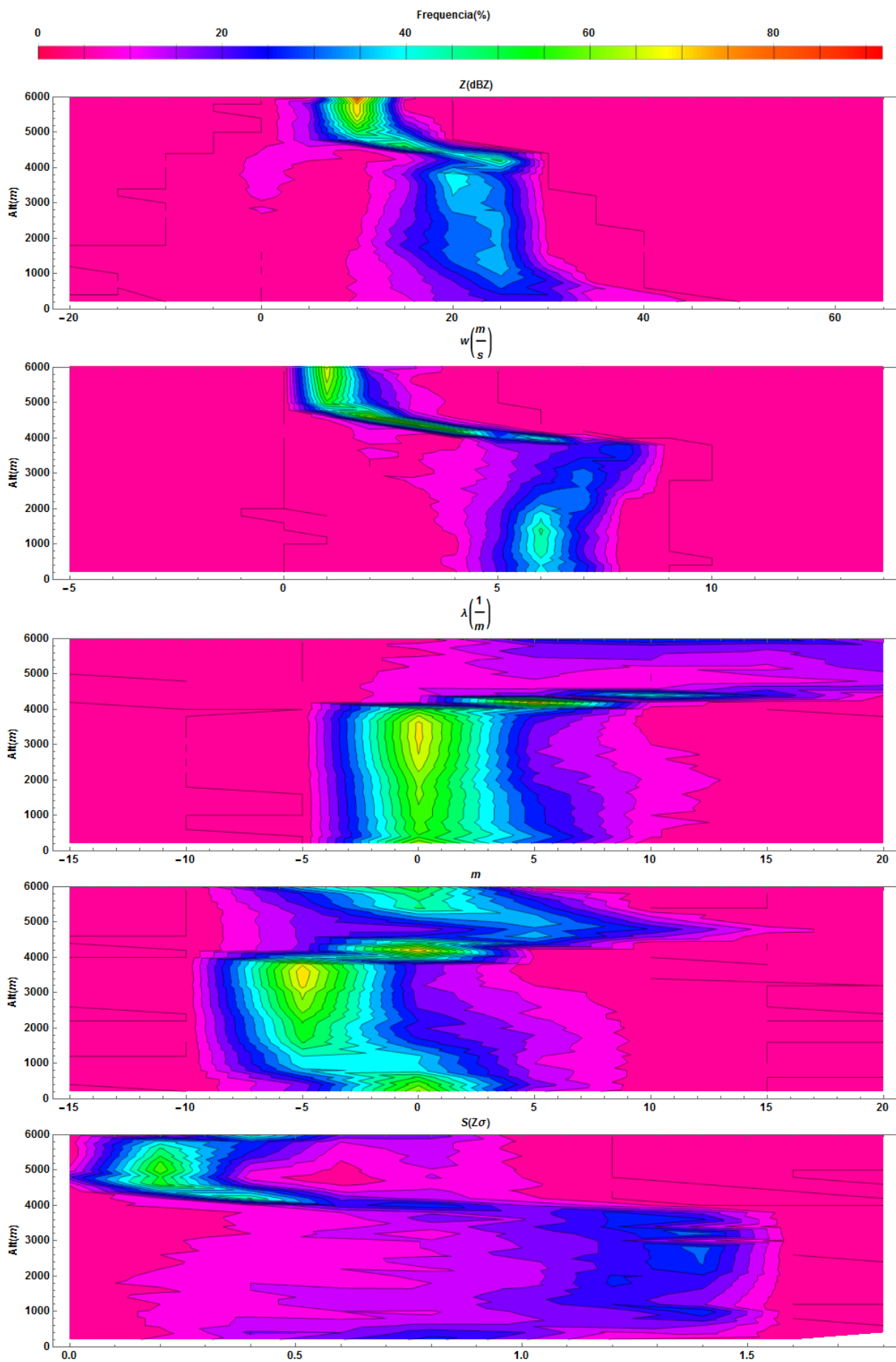


Figura 24 – Contornos de CFAD para um evento ocorrido em Outeiro no dia 07/06/11.
 Fonte: autoria própria

de 2000m.

Para os altos níveis (4 – 6km) o coeficiente m volta a apresentar valores nulos e em alguns casos até positivo. Mostrando a predominância de curvas gamma com decaimentos exponenciais ou unimodais que, aliadas a presença de um coeficiente angular alto, demonstram o domínio de gotículas na área.

O gráfico referente ao fator de forma resume as informações observadas nos mapas de λ e m . Abaixo de 1000m seus valores se mantêm entre 0.5 e 1, indicando formas exponenciais para a maioria das distribuições presentes. Com o aumento da altitude existe um crescimento nos valores do fator de forma, que passam a se concentrar entre 1 e 1.5. Isso caracteriza curvas de DSD com um formato mais gamma. Conforme avançamos para os altos níveis o fator de forma volta a acusar distribuições exponenciais durante uma transição de fases que leva os valores a se concentrarem abaixo de 0.5. O deslocamento repentino é o observado também para os gráficos de λ e m e os baixos valores de $S(Z\sigma)$ evidenciam a presença de curvas com uma única moda. Percebe-se a partir dos 5km que os contornos apresentam uma separação distinta, gerando uma distribuição bimodal. Esse fato pode ser explicado se considerarmos a presença de cristais de gelo com algumas gotículas de água, que são capazes de formar curvas unimodais e exponenciais, respectivamente.

A Figura 36, exposta no Apêndice A, apresenta como a concentração de gotas de diversos tamanhos varia no tempo em diversas alturas diferentes durante a chuva ocorrida em Outeiro no dia 07/06/11. Através dela podemos observar os diversos processos microfísicos que ocorreram durante a precipitação.

Notamos para a altitude de 200m uma alta concentração de gotas de diversos tamanhos durante o período das 20:30 - 21:00 UTC. Esses valores, que já dão indícios de ocorrer desde os 1000m, são causados pela colisão e coalescência, caracterizando um alargamento da DSD. Isso é evidenciado pelas altas concentrações de gotículas que podem ser observadas para 2000m e 3000m, minutos antes das 20:30 UTC, se dissolvendo e dando espaço a gotas maiores, conforme observado pelas altas concentrações das altitudes mais baixas.

Picos dessa magnitude nesse tipo de mapa representa altos valores de refletividade e grandes concentração total de gotas, conforme observado na Figura 23. O crescimento contínuo do espaçamento das bandas de contorno de cada intervalo de concentração, resultados da aparição do pico inicial na figura para 200m, são a assinatura de curvas de DSD com um aspecto gamma. Isso pode ser verificado através do gráfico de contorno do fator de forma apresentado na Figura 23.

Ainda na altitude de 200m nota-se que, das 21:00 - 21:50 UTC, a concentração de gotas maiores começa a diminuir, afetando a largura dos contornos de concentração (bandas) de toda a estrutura. As bandas de valor menor, sempre no topo do contorno geral, tornam-se mais estreitas, assim como as da base. Já as bandas de concentração média

(10 – 1000 gotas $m^{-3}mm^{-1}$), sempre no meio da estrutura, mantém sua largura anterior quase inalterada. Isso é devido ao efeito de quebra, que aumenta a quantidade de gotas pequenas e medias a custa das gotas grandes, e evaporação, que reduz a concentração de gotas pequena.

De maneira geral esse efeito pode ser visto para o mesmo período nas diversas alturas, sofrendo uma suavização conforme nos aproximamos de $3km$, onde se espera um número de colisões menores apesar de uma maior concentração de gotas pequenas.

O restante dos padrões observados para o mapa de $200m$ mantém a largura das bandas sempre parecidas. Indicando curvas de DSD exponenciais próximas a superfície. Porém existe alguns instantes entre 22:30 UTC e 23:00 UTC que as concentrações a cima de 1000 gotas $m^{-3}mm^{-1}$ e abaixo de 10 gotas $m^{-3}mm^{-1}$ sofrem um estreitamento, deixando uma banda mediana mais larga. Esse intervalo pode ser observado na Figura 23 onde observamos valores de $S(Z\sigma)$ abaixo de 0.5.

Para as demais alturas notamos as altas concentrações de gotículas (acima de 10000 gotas $m^{-3}mm^{-1}$), nesse último período. Essas são responsáveis pelo aumento geral nas concentrações de gotas maiores que $2,5mm$ para a altitude de $200m$ após as 21:50 UTC. A formação de gotas grandes a custas das pequenas se mostra gradual. No entanto, alguns picos na região próxima a superfície ao redor das 22:00 UTC e 22:30 UTC sugerem o aparecimento do mecanismo de coalescência mais acentuados.

Os últimos três gráficos da Figura 36 apresentam as maiores altitudes dos gráficos de contorno da concentração de gotas no tempo. De maneira geral esses mapas não apresentam nada de peculiar. Nota-se que a largura das bandas permanece quase que constante durante todo o intervalo de tempo. O que caracteriza uma concentração de tamanho de gotas exponencial para todo o intervalo. As variações que ocorrem para a concentração de gotículas na altura de $5km$ após as 21:30 UTC, são as causadoras dos fatores de forma mais baixos observados na Figura 23 para esse nível. Principalmente pela alta concentração de gotas pequenas e baixa concentração de gotas maiores.

6.2 O Caso de Fortaleza

Em fortaleza foi analisada a chuva do dia 10/04/11 observada durante o período das 09:30 - 13:20 UTC.

Na Figura 25 é apresentada a variação temporal dos contornos das variáveis do MRR, também dividida em três intervalos devido aos valores de refletividade apresentados próximos a superfície. Desse modo podemos ter uma visão melhor dos momentos distintos da chuva. Esses períodos são das 09:30 - 10:30 UTC (Intervalo I), das 10:30 - 11:15 UTC (Intervalo II) e das 11:15 - 13:00 UTC (Intervalo III)

Para o primeiro intervalo observamos um pequeno aumento da refletividade próximo da superfície, o que está associado a aparição de gotas maiores que $3mm$ de diâmetro. O

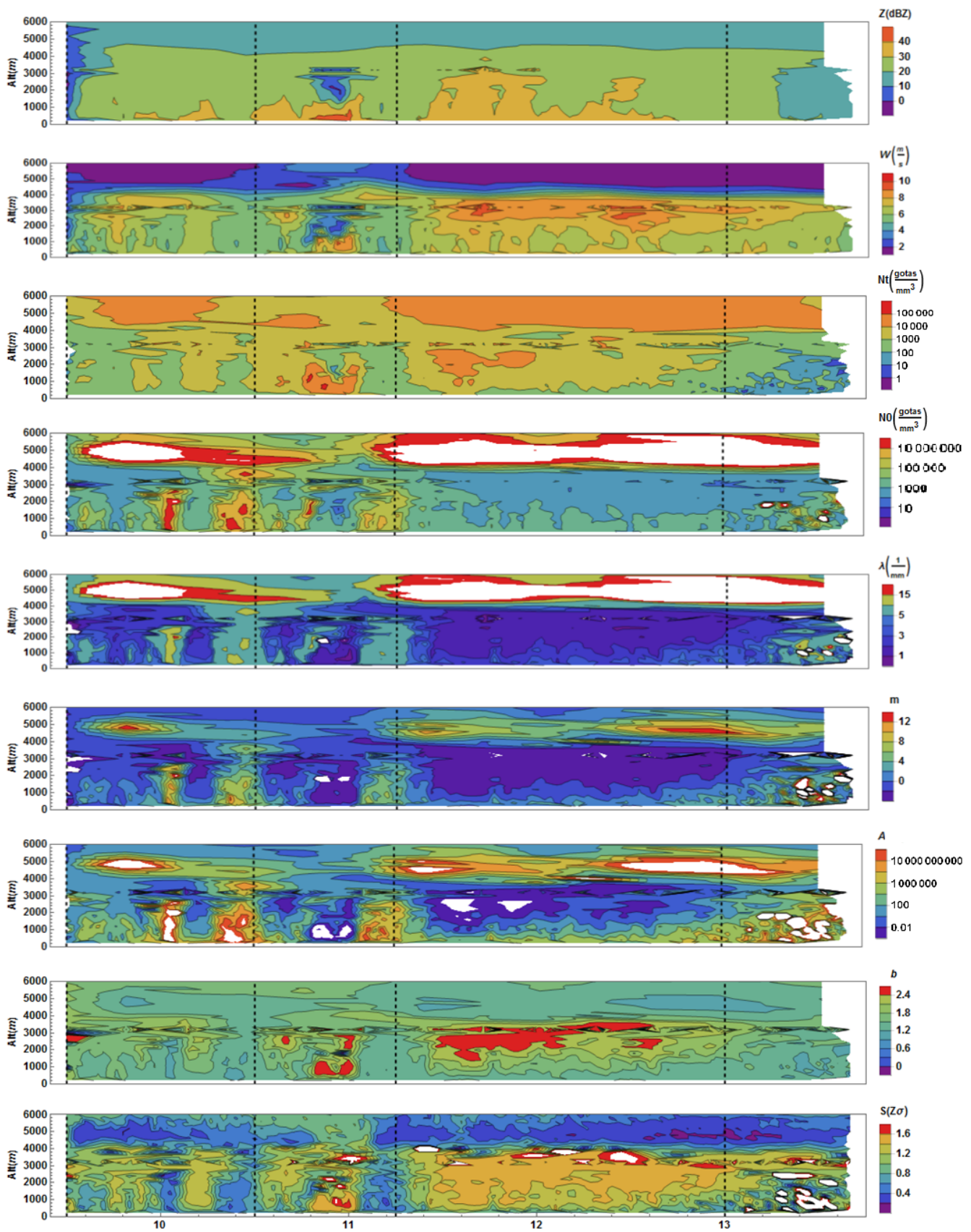


Figura 25 – Linhas de contorno para um evento ocorrido em Fortaleza no dia 10/04/11.
 Fonte: autoria própria

decaimento do número total de gotas abaixo dos 500m as 09:50 UTC e as 10:10 UTC, em conjunto com o aumento de Z , corroboram com a conclusão do efeito de coalescência. No entanto, a velocidade quase constante que se apresenta em todas as altitudes médias e baixas desse intervalo sugerem uma taxa de aumento de diâmetro baixa ou coalescência próxima ao solo.

O período de queda de velocidade observado ao redor das 10:00 UTC, aliado com o baixo número de gotas que permeiam a região, indica a presença de evaporação de gotículas e diminuição das gotas maiores. O mesmo pode ser dito da transição entre os intervalos I e II.

O Intervalo II é um período conturbado que apresenta diversos sinais de movimentação vertical mais intensa, porém que não puderam ser identificadas no método de distorção na velocidade. Essa movimentação é mais evidente em níveis médios (2 – 3km), entre as 10:50 - 11:00 UTC. Como resultado disso existe uma maior colisão entre as gotas que gera tanto o efeito de quebra, caracterizado pelo aumento de N_t , como o de coalescência, observado no aumento de velocidade e da refletividade.

O Intervalo III apresenta características semelhantes ao período das 21:50 - 22:40 UTC para o caso de Outeiro. O aumento da refletividade em conjunto com a diminuição de N_t abaixo de 4000m, indicando colisão e coalescência. A faixa de velocidade com $10 \frac{m}{s}$ sugere derretimento de cristais de gelo.

A Figura 25 também nos mostra os contornos das variáveis que descrevem as características do ajuste de uma curva gamma para as distribuições de tamanho de gota da chuva ocorrida em Fortaleza no dia 10/04/11.

No primeiro intervalo podemos observar uma mescla de curvas exponenciais, marcadas pelos baixos valores do fator λ em conjunto com um fator m um pouco abaixo de zero, e curvas com caráter mais unimodal, descritas pelo aumento do coeficiente angular em conjunto com o aumento do fator de concavidade.

Devido a variação muito grande em m nas regiões onde λ atinge valores maiores que 5, as curvas de DSD assumem um padrão gamma, com alto índice de gotas pequenas e rápido decaimento para diâmetros maiores, evidenciando uma característica mais monodispersa.

Esses efeitos, que se concentram principalmente no entorno das 10:00 UTC e 10:25 UTC, estão associados a baixas na velocidade e no número total de gotas, caracterizando regiões de evaporação mais acentuadas.

O período do Intervalo II que apresenta fortes movimentos verticais tem uma mescla entre distribuições exponenciais e bimodais. Essa diferença pode ser vista nas regiões que apresentam alto valor do coeficiente angular e concavidade quase nula (exponenciais) em contraste com as de coeficiente angular nulo e concavidade muito negativa (bimodais).

Já o final do Intervalo II (após 11:00 UTC), que apresenta os resultados dos movimentos verticais, observamos a aparição de uma DSD mais unimodal, evidenciada pelo alto valor de λ em conjunto com os valores baixos de m , que lentamente se torna exponencial

com o crescimento da concavidade da curva.

A região do Intervalo III tem um regime mais cinematicamente estável. Durante toda sua extensão em níveis baixos vemos o predomínio de uma DSD exponencial, enquanto que, para os níveis médios, os baixos valores de λ e m indicam a presença de curvas bimodais. Isso indica colisão seguida de quebra e coalescência.

Em altos níveis nota-se a constância de curvas com características unimodais, associadas ao baixo crescimento dos hidrometeoros em altitude. Essas se tornam mais proeminentes nas regiões onde m apresenta valores extremos. A exceção se dá durante o período que os médios níveis apresentam correntes intensas. Nessa região dos altos níveis pode-se observar um caráter exponencial da DSD, indicando a presença de hidrometeoros maiores provenientes da alta convecção.

Os fatores A e b da relação $Z - R$, juntamente com o fator de forma $S(Z\sigma)$, estão representados nos três gráficos que encerram a Figura 25.

O Intervalo I apresenta padrões de A e b condizentes com o esperado devido aos processos microfísicos descritos até o momento. Conforme a Tabela 2 podemos ver que as regiões que apresentam colisão e coalescência o fator A sofre um pequeno crescimento enquanto que b tem uma leve queda. Já para as regiões que sofreram evaporação o aumento no fator A é muito mais crítico, seguido por uma queda mais acentuada do fator b (10:00 UTC e 10:25 UTC).

É importante notar que após a região de evaporação próxima as 10:00 UTC, o processo de colisão e coalescência só volta a ocorrer muito perto da superfície. Como pode ser observado pela mudança de concentração de N_t na Figura ??.

O Intervalo II apresenta valores para os fatores da relação $Z - R$ que estão associados com correntes verticais que não puderam ser identificadas pelo método de distorção na velocidade. Podemos identificar os pontos onde ocorreram correntes ascendentes e descendentes através da magnitude observada nos dois mapas. Quando o fator b se encontra em valores extremos positivos e A tende a zero (10^{-4}), temos a presença de correntes descendentes. As regiões em que existem decaimento de b e aumento de A representam locais de corrente ascendente.

A mescla de outras assinaturas como colisão e coalescência ou quebra, comuns em situações de movimentação vertical, podem vir a interferir um pouco nos padrões de correntes verticais. Porém podemos verificar suas localizações mais precisamente ao observarmos os mapas de A e b em conjunto com os contornos da velocidade terminal w .

Minutos após as 11:00 UTC, no Intervalo II, apresentam-se padrões de evaporação abaixo de $3km$ mais proeminentes nas regiões em que o fator A chega a atingir valores altíssimos (10^{10}). Isso está de acordo com a diminuição de Z e N_t observada anteriormente.

O Intervalo III contém a assinatura de um aumento na velocidade descendente das partículas, entre $3 - 4km$, que se estende quase que por sua totalidade. Isso pode ser

visto pelas altas magnitudes de b e baixas de A , durante esse período, que podem estar associados ao derretimento dos cristais de gelo que ganham velocidade de queda. Já para baixos níveis observa-se padrões de coalescência durante todo o intervalo, evidenciados pelo crescimento de A ao passo que se diminui b .

Os contornos do fator de forma resumem tudo o que foi observado pelos contornos de m e λ . Em baixos e médios níveis, as regiões que apresentam evaporação são contempladas com fatores de forma quase nulos, indicando uma DSD monomodal característica de sistemas com baixa variedade de gotas (10:00, 10:25 e 11:05 UTC). Os períodos em que ocorreram colisão e coalescência são permeados por curvas de caráter exponencial, resultantes da maior diversidade de diâmetros obtidos pelo processo (09:50 - 10:00, 10:05, 10:35 e abaixo de 2km para as 11:25 - 13:00 UTC). Já as demais regiões contêm distribuições com mais de uma moda, em uma mescla entre quebra, coalescência e evaporação.

O destaque se dá para os locais onde as correntes verticais atuam com mais intensidade. Nesses podemos notar que correntes descendentes tendem a gerar distribuições multimodais (11:00 UTC), enquanto corrente ascendentes geram uma DSD unimodal (10:50 UTC).

Os CFAD para o evento ocorrido 10/04/11 são apresentados na Figura 26, onde notamos a semelhança com o caso anterior.

Existe uma forte incidência de valores próximos a 10dBZ em altos níveis, indicando a presença de cristais de gelos que sofrem derretimento entre 5km e 4km. Conforme baixamos a altitude a refletividade assume valores mais dispersos, porém concentrados ao redor de 25dBZ. Esse adensamento de Z ocorre principalmente mais perto da superfície, onde os valores chegam a atingir 30dBZ com mais frequência, que podem indicar a eficiência do mecanismo de colisão e coalescência.

O padrão de velocidade terminal das gotas também se mostra parecido com o visto para a Figura 24 da chuva em Outeiro. Aqui podemos ver que acima de 5km a velocidade está sempre em torno de zero e a medida nos aproximamos de 4000m a velocidade aumenta. Esse efeito se deve ao derretimento dos cristais de gelo em altitude. A velocidade se mantém mais constante abaixo dos 3000m se estabilizando em $6\frac{m}{s}$ em superfície, evidenciando o crescimento de gotas nessa região.

Durante toda a região de níveis baixos e médios (abaixo de 4km) os valores de λ se mantêm centrados em zero, indicando pouca inclinação das distribuições de tamanho de gotas. Sendo assim é o fator m que indica a forma tomada pelas curvas.

Próximo a superfície a concavidade permanece centrada em zero, gerando curvas mais exponenciais que apresentam um fator de forma entre 0.5 e 1. Em médias altitudes (1 - 3km) a concavidade assume valores negativos, referentes a curvas com mais de dois picos. O fator de forma então assume valores que representam curvas gamma, com mais de uma moda.

O coeficiente angular sofre alterações, rumando para valores positivos a medida que

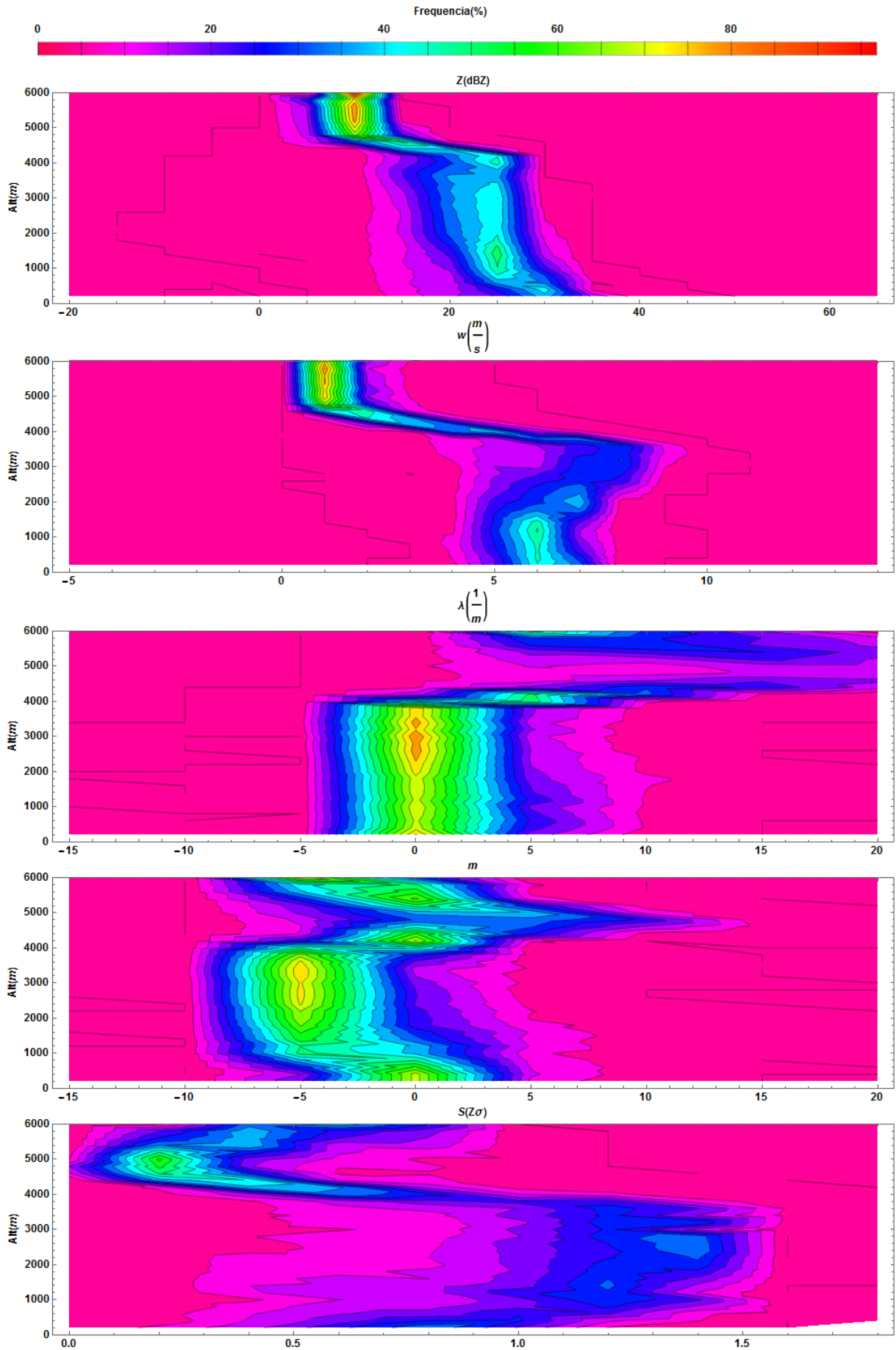


Figura 26 – Contornos de CFAD para um evento ocorrido em Fortaleza no dia 10/04/11.
 Fonte: autoria própria

alcançamos altitudes maiores que $4000m$. Isso aliado ao crescimento de m introduz curvas unimodais, que podem ser observadas pelos baixos valores de $S(Z\sigma)$ na região dos $5km$, indicando a presença de gelo de tamanho suficiente para precipitar.

Por fim λ volta a assumir valores mais próximos a $5\frac{1}{mm}$, e m torna a ficar levemente abaixo de zero. As distribuições de tamanho de gota se tornam então um pouco exponenciais, devido a maior variação no tamanho dos hidrometeoros.

Como visto anteriormente, a seguinte construção parece ser comum. Em altas altitudes a predominância de gotas pequenas e cristais de gelo geram curvas com caráter unimodal. Após adentrarmos a região de precipitação, as curvas de DSD assumem, de maneira geral, formas bimodais. O equilíbrio é encontrado em baixos níveis, onde é mais comum observarmos distribuições exponenciais ou caráter constante.

Ao observarmos as concentrações de gotas do Apêndice A, apresentadas na Figura 37, notamos que, de modo geral, para todos os níveis acima de $200m$, a concentração de gotículas é maior do que na superfície. Isso indica que durante toda a chuva observada a presença de mecanismos microfísicos que consomem gotas pequenas, como coalescência ou evaporação, esteve presente. A exceção se dá para o período das 10:30 - 11:00 UTC.

Durante o Intervalo I as altitudes acima de $2km$ não apresentam muitas mudanças em suas bandas de concentração. Os perfis dos contornos obedecem às pequenas variações normais de uma precipitação. Os pontos principais são os dois vales que se podem ver em ambas as figuras alguns minutos antes das 10:00 UTC e por volta de 10:05 UTC.

Esses vales mostram alteração na concentração de gota maiores e menores com a altitude, o que representa uma variação de quebra e evaporação. Isso pode ser visto em conjunto com os contornos de N_t da Figura 25, que mostram a existência de pequenas variações nesse período. O fato da concentração de gotas grandes diminuir sem que haja alterações significativas no número total de partículas, indica um equilíbrio no número de gotículas criadas pela quebra e no número de gotículas que evaporam completamente.

Em $1000m$ as depressões causadas pela evaporação e quebra entre 10:50 e 10:00 UTC, também observadas em alturas maiores, já se mostram menos proeminentes. Isso se dá ao processo de colisão começar a coalescer as gotas, além de quebra-las.

Mais próximo da superfície esses picos e vales observados para $1km$ se tornam mais intensos. O aumento na concentração de gotas maiores que $2,5mm$ se dá as custas das gotículas presentes em $1000m$, que colidem e coalescem conforme caem.

Durante o Intervalo II podemos destacar três períodos. Um que antecede movimentações verticais mais intensas (10:30 - 10:50 UTC). Um durante as movimentações verticais intensas (10:50 - 11:00 UTC). E um que precede as movimentações verticais mais intensas (11:00 - 11:15 UTC).

O primeiro período destaca um pico de altas concentrações em $200m$ por volta de 10:40 UTC, que é resultado da coalescência da alta concentrações de gotículas presentes instantes antes para a altitude de $1km$. Em seguida, as 10:50 UTC, notamos uma

diminuição da intensidade da chuva abaixo de $1000m$ em conjunto com um aumento na concentração de gotas de até que $2mm$ para altitudes maiores que $2km$, precedendo o início de movimentações verticais atípicas.

No período seguinte (10:50 - 11:00 UTC) notamos a presença da corrente descendente pelo aparecimento de um vale nos contornos das altitudes maiores. Isso acarreta num aumento no número total de gotas na altitude de $1km$, conforme observado na Figura 25. Apesar disso, o alto pico de concentração próximo a superfície é proveniente da coalescência da alta concentração de gotículas em $1000m$, que aparece independente dos movimentos verticais.

Após as movimentações verticais, uma região mais estável se estabelece. Uma queda drástica na concentração de gotas grandes e gotículas se estabelece para as altitudes mais baixas. Isso sugere o início de um processo de evaporação e quebra.

O Intervalo III se mantém de forma regular. A presença de altas concentrações de gotas grandes para todas as altitudes indica que a corrente ascendente, observada anteriormente para essa área, não apresenta grande intensidade. Portanto as depressões e vales observados durante o Intervalo II não estão presentes.

De modo geral, o mais notável durante esse intervalo é a coalescência de gotículas que aumenta a concentração de gotas pequenas na transição de $1km$ para $200m$ de altitude.

O nível de $4km$ se comporta quase que da mesma maneira do que o de $3km$. Pode-se observar as depressões causadas pelas regiões de evaporação e o vale devido a corrente vertical intensa do Intervalo II. De forma geral a concentração de gotículas e gotas pequenas é maior para essa altitude. O que é natural devido a região de início da precipitação estar próxima a essa altura.

As altitudes acima de $4km$ não apresentam nenhuma peculiaridade. As concentrações de gotas se mantêm estáveis, nunca atingindo diâmetros maiores que $2mm$. Nota-se também um número maior de gotículas na altura dos $5000m$ do que para $6000m$, explicando a proeminência de curvas de distribuição de gotas monomodais nesse nível. A grande concentração de partículas pequenas em $5km$ pode estar ligada ao aparecimento de cristais de gelo juntamente com as gotículas.

6.3 O Caso de Manaus

O Caso de Manaus escolhido para esse estudo ocorreu no dia 04/10/14 das 13:20 - 17:40 UTC.

Baseados na magnitude de Z próximo a superfície, cinco períodos foram definidos para o evento de Manaus no dia 04/10/14. Das 13:20 - 13:50 UTC (Intervalo I), 13:50 - 14:10 (Intervalo II), 14:10 - 15:00 UTC (Intervalo III), 15:00 - 15:45 UTC (Intervalo IV) e das 15:45 - 17:00 UTC (Intervalo V), conforme pode ser visto na Figura 27.

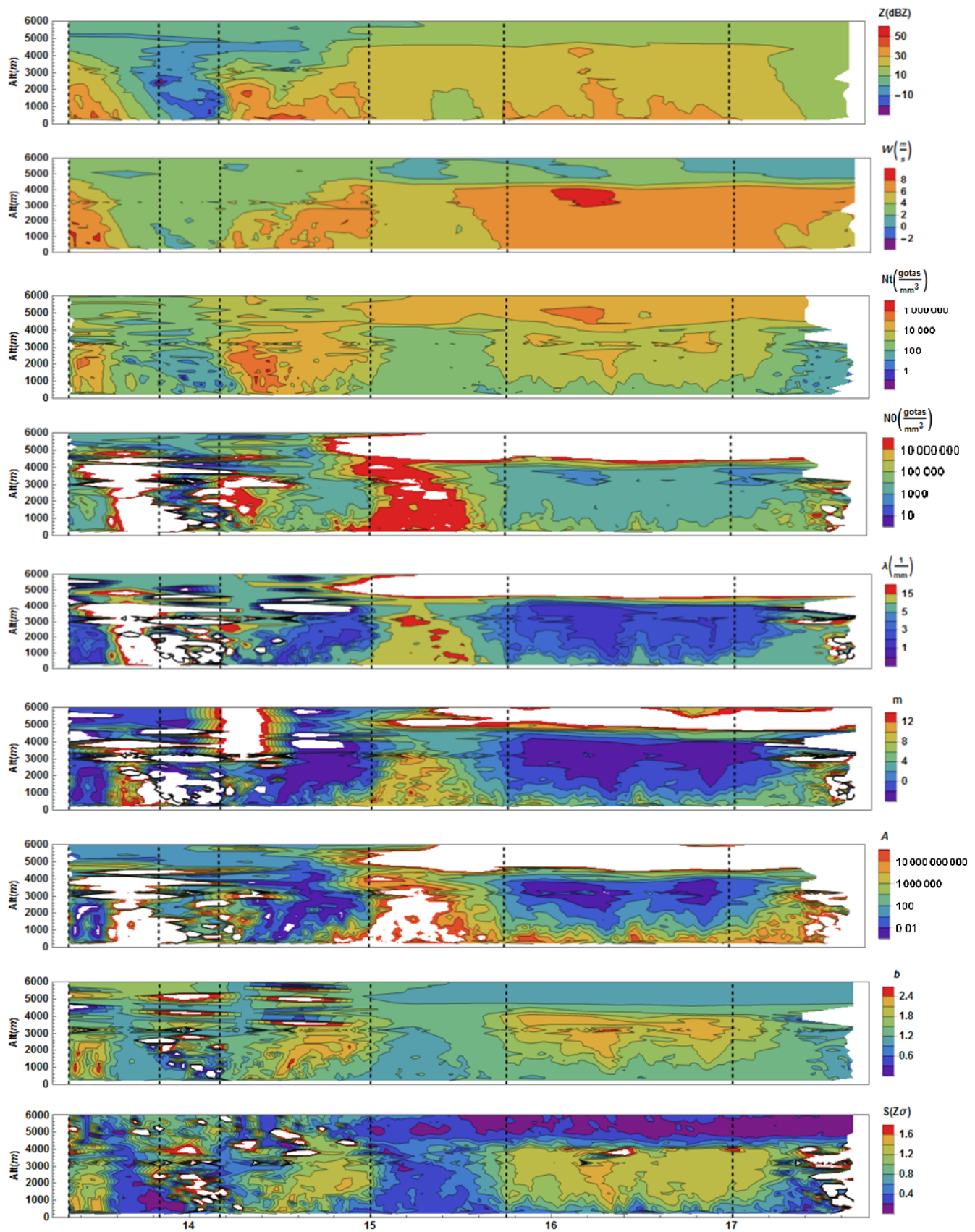


Figura 27 – Linhas de contorno para um evento ocorrido em Manaus no dia 04/10/14.
 Fonte: autoria própria.

O Intervalo I apresenta altos valores de refletividade (acima de $30dBZ$), principalmente em níveis baixos. Próximo a $1km$ a presença de dois máximos de velocidade evidencia gotas grandes de até $5mm$ nessa região. A diminuição da concentração de gotas e persistência de velocidades em torno de $6\frac{m}{s}$ indica coalescência nessa área. Estas características podem explicar os picos de refletividade em baixos níveis. Resumidamente, o primeiro período apresenta chuva forte, com predominância de mecanismos que formam gotas grandes.

O Intervalo II é caracterizado por um chuvisco, que pode ser notado por Z não ultrapassar $10dBZ$ e N_t ser inferior a $10\frac{gotas}{m^3}$ na Figura 27. As velocidades aqui não chegam a atingir nem $4\frac{m}{s}$

O terceiro intervalo, por outro lado, apresenta valores de Z acima de $30dBZ$ entre $1km - 3km$ e $40dBZ$ na superfície. Abaixo de $4km$, a alta concentração de gotas junto com o aumento contínuo de w indicam a presença de gotas maiores que $3mm$. Observa-se um aumento da eficiência do mecanismo de quebra das gotas que é evidenciado pelo aumento no número total de gotas que pode ser visto entorno das 14:25 UTC, principalmente entre $1 - 3km$, mantendo uma velocidade próxima aos $4\frac{m}{s}$ nessa região.

Um processo de coalescência, junto a um mecanismo de quebra, mantém o número total de gotas estável em torno de $1000m$, continuando até a superfície, onde pode ser percebido pela diminuição de N_t em altitudes menores ao redor das 14:25 UTC, e está associado aos valores de Z maiores que $40dBZ$ em níveis baixos

O final do Intervalo III permanece com uma concentração alta de gotas, que vai diminuindo gradualmente a medida que precipitam. Essa queda está associada em princípio a evaporação em níveis médios, conforme sugere a queda nos valores de Z ($\approx 20dBZ$) entre $1000m - 2000m$ seguido da diminuição da velocidade.

Durante a Intervalo IV uma diminuição na intensidade da chuva auxilia no aparecimento do processo de evaporação. Esse processo agora chega a atingir toda a região abaixo dos $4km$, e parece ser mais efetivo em baixos níveis, podendo ser observado através da diminuição da refletividade e de N_t , que ocorre gradualmente após as 15:00 UTC.

O último intervalo é dominado por processos de coalescência, mantendo os valores de Z estáveis entorno de $20dBZ$. O aumento desses valores para $30dBZ$ próximos a superfície, indicam uma maior eficiência desse mecanismo.

Os níveis altos (acima de $4km$) da região posterior as 16:00 UTC apresenta um alta concentração de gotas ($10^6\frac{gotas}{m^3}$). Conforme verificamos alturas menores observamos que esse número diminui. Baseado nos contornos de alta refletividade ($30dBZ$) e o pico de velocidade observada em $4km$ após as 16:10 UTC, pode-se concluir a presença de pedras de gelo, gerando o efeito de gelo molhado. O derretimento de gelo nessa região explicaria as velocidades mais intensas encontradas nessa altitude.

As primeiras conclusões sobre o formato da DSD em cada região da chuva observada, são obtidas com os contornos de N_0 , λ e m da Figura 27.

Observamos para o início do Intervalo I o baixo valor do coeficiente angular associado a uma concavidade para cima, dada pelo fator m negativo. A curva de DSD que se encaixa nesse tipo de perfil é uma com caráter mais constante apresentando mais de um pico de concentração.

Conforme avançamos adentro do primeiro intervalo, observamos um crescimento tanto do fator λ como do m . Esse padrão está associado a interrupção da precipitação que ocorre no Intervalo II, indicando a presença de distribuições unimodais.

A falta de precipitação mais intensa no Intervalo II impede a obtenção dos parâmetros de função de gotas.

O Intervalo III é permeado por baixos valores do coeficiente de concavidade, que se estabelecem entre -4 e 0 . Já a variável λ assume valores maiores que 5 , que decaem conforme avançamos para o final do período. Essa variação implica numa modificação geral das curvas de DSD exponenciais com baixo índice de gotas grandes, para curvas multimodais.

Conforme observado em N_t , Figura 27, existe um maior número de gotas na primeira parte do Intervalo III. Esse montante deve ter uma maioria de gotas menores, explicando o padrão de curvas discutido anteriormente.

O quarto intervalo tem grande incidência de valores altos do coeficiente angular e do fator de concavidade, explicitando a alta concentração de gotas menores. Tal magnitude de m (acima de 8) gera uma concavidade mais fechada, indicando pouca variação no diâmetro das gotas. Isso gera curvas monomodais, o que corrobora com os padrões de evaporação encontrados anteriormente.

O Intervalo V tem uma configuração de mudança vertical da DSD. Em médios níveis ($1 - 4km$) observa-se curvas mais constantes com mais de um valor de pico, reforçando a hipótese da presença de gelo nessa região. Já para níveis mais baixos um equilíbrio entre o tamanho das gotas é atingido e as distribuições se tornam exponenciais.

As variáveis A e b da relação $Z - R$ não apresentam alterações em comparação aos processos microfísicos observados até então.

O início do Intervalo I apresenta indícios de configurações de correntes descendentes mais fortes. Que são evidenciados pelos altos valores de b em contraste dos baixos valores de A .

No restante desse primeiro período o aumento nos valores de A com a queda sistemática de b acusam uma assinatura de evaporação. Nesse caso de uma diminuição de gotas devido a redução da chuva.

O segundo intervalo mostra uma tendência de b a atingir valores nulos, o que reflete-se em uma relação $Z - R$ constante, ou que apresenta o mesmo valor de Z para todo volume de chuva. Isso é natural devido a quase inexistência de chuva durante esse período.

O Intervalo III começa com um resquício da assinatura de evaporação do período anterior. Após esse início, os valores de b aumentam a medida que a magnitude de A

diminui, evidenciando o aumento da velocidade vertical observado anteriormente.

Assim como a segunda metade do Intervalo I, o quarto intervalo tem valores altos da variável A e baixos de b . Porém o efeito observado aqui é causado pela evaporação, e não pela ausência de chuva.

O último intervalo apresenta altos valores para b e baixos valores de A . Essa configuração toma forma próxima de $4000m$ e pode ter sido causada pelo aumento de velocidade dos hidrometeoros congelados que derretem, gerando um efeito de corrente descendente. Abaixo de $2000m$ a redução de b e aumento de A evidenciam um processo de coalescência, como previsto anteriormente.

Na análise do fator de forma, o primeiro intervalo começa com um alto valor de $S(Z\sigma)$, indicando curvas multimodais, devido aos movimentos verticais que acumulam uma diversidade de partículas num mesmo nível. Posteriormente observa-se um fator de forma condizente com dispersões unitárias, que está associado ao chuvisco.

A alta magnitude de $S(Z\sigma)$ durante o Intervalo II indica uma descontinuidade nas curvas de DSD, já esperada para esse período de baixa precipitação.

Inicialmente, o Intervalo III apresenta curvas unimodais que são observadas na presença de chuva fraca, conforme esperado devido ao chuvisco observado no intervalo anterior. Em seguida as curvas de DSD assumem características multimodais, representando uma exponencial em alguns instantes. Isso está associado a aglomeração de partículas diversas causadas pelos movimentos descendentes ou as colisões seguidas de quebra.

Os valores de $S(Z\sigma)$ do Intervalo IV estão ligados a distribuições de uma única moda com pico referente a gotas de diâmetros médios, que são associadas a evaporação.

Já o quinto intervalo possui valores exponenciais em suas bordas, que migram para curvas gamma ou distribuições multimodais. Essas diferenças ocorrem devido ao número de processos envolvidos no período. Quanto maior o número de fenômenos ocorrendo simultaneamente, maiores as chances de uma distribuição de tamanho de gotas assumir um padrão disforme com múltiplos picos. Isso pois, cada processo prioriza a formação de um tipo de gota, tornando o intervalo repleto de gotas de diversos tamanhos.

O CFAD referente a refletividade do radar na Figura 28, apresenta uma configuração bimodal para altos níveis ($5km$). Essa assinatura aparece devido ao fato da nuvem conter diversos tipos de hidrometeoros em sua composição, como cristais de gelo e gotículas super-resfriadas. A distinção é causada pela diferença no índice de refração da água e do gelo, que gera intensidades de sinais distintas para cada caso. Como o índice de refração do gelo é menor que o da água, observamos os cristais de gelo permeando a região marcada por $0dBZ$, enquanto que as gotículas super-resfriadas apresentam uma refletividade entre $7 - 15dBZ$.

Essa distinção causada pelas gotículas gera uma suavização na banda de derretimento do CFAD de Z . Como a refletividade acima de $5km$ apresenta valores próximos a $15dBZ$, e devido a relativamente baixa concentração de cristais de gelo, a Banda Brilhante apresenta

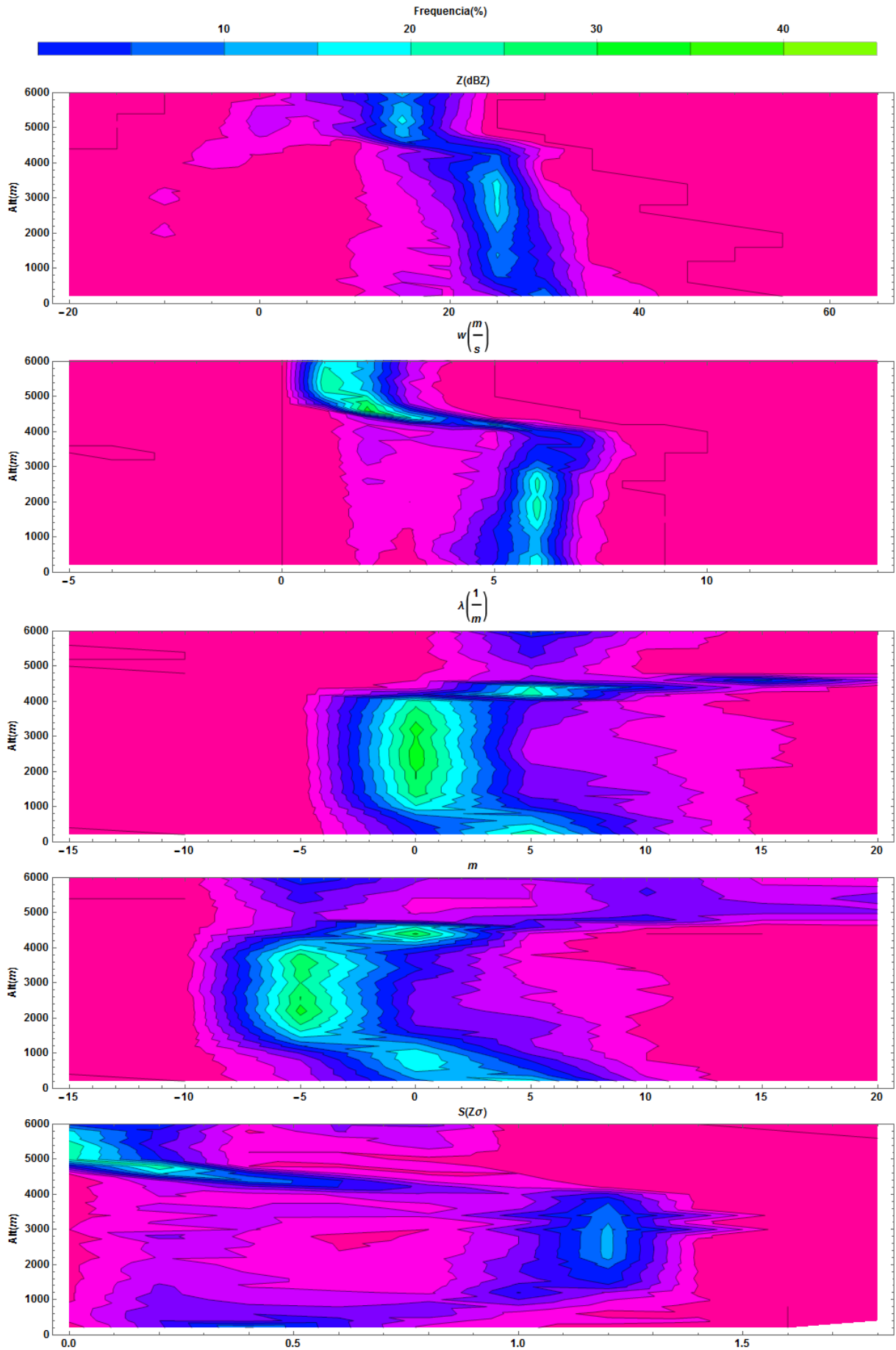


Figura 28 – Contornos de CFAD para um evento ocorrido em Manaus no dia 04/10/14.
 Fonte: autoria própria.

um pequeno máximo entre $25 - 30dBZ$, alguns metros acima dos $4km$ de altitude.

Abaixo de $4km$ a curva de CFAD para Z sofre um aumento gradual com valores se concentrando próximo aos $25dBZ$ que aumentam em direção a superfície, o que indica a predominância do processo de coalescência.

O CFAD de velocidade terminal também demonstra a presença de gotículas super-resfriadas. Acima de $4km$ o comportamento das velocidades é característico de partículas pequenas, usuais para essa altura. Conforme nos aproximamos da camada de derretimento podemos ver a formação de duas modas distintas, discriminando a presença de dois tipos de hidrometeoros.

Os cristais de gelo ganham velocidade com o derretimento, evidenciado pelo aumento dos valores do CFAD de w que chegam a atingir $7\frac{m}{s}$ nessa região, formando a moda de velocidades mais altas. Já as gotículas super-resfriadas não sofrem aumento de velocidade pelo derretimento, o que forma a moda de baixas velocidade entre $3 - 4km$, com valores próximos a $3\frac{m}{s}$. O fato dessa moda não atingir valores acima de $4\frac{m}{s}$ indica gotas pequenas, que atingiram somente um tamanho mínimo para precipitar.

Abaixo de $3000m$ as velocidade se concentram em torno de $6\frac{m}{s}$, o que é natural para chuvas com gotas de $3 - 4mm$, evidenciando uma baixa eficiência do processo de coalescência.

O CFAD de λ e m variam respectivamente de $5 - 0m^{-1}$ e de 0 a -5 , conforme sobe da superfície para altitudes maiores. Esse tipo de variação é muito similar a todos os CFAD dos fatores de concavidade e coeficientes angular da DSD, observados até agora.

Assim, próximo da superfície temos distribuições mais exponenciais. O que fica bem claro para o CFAD de $S(Z\sigma)$ que, apesar de muito disperso, apresenta uma frequência maior para valores próximos a 0.5 abaixo dos $1000m$.

Os valores do coeficiente angular sofrem um decline acima de $1km$, assim como os valores de m . Isso se traduz em distribuições de tamanho de gota mais constantes e com mais de um valor de pico. O que está associado com distribuições gamma multimodais observadas no fator de forma.

Curvas com fator m e λ referentes a distribuições multimodais, podem representar curvas unimodais caso a concentração de gotas grandes seja escassa. Esse efeito pode ocorrer em regiões em que a intensidade da precipitação diminui, como observado durante o Intervalo II na Figura 27, onde existe uma redução de gotas grandes. Isso é o que gera a distinção de dois tipos de DSD observado entre $1,5 - 3,5km$ no CFAD de $S(Z\sigma)$ da Figura 28.

Ao adentrarmos em altos níveis (acima de $4500m$) λ e m sofrem um aumento repentino. O primeiro volta a se centralizar próximo a $5m^{-1}$ em alguns metros, já o segundo se mantém mais disperso durante as altitudes restantes.

A dispersão de m e λ em altitude maiores indica distribuição de hidrometeoros mais monodispersas e descontínuas, devido ao auto índice de gotículas e cristais de gelo. Isso

pode ser visto para o CFAD do fator de forma, que se mantém predominantemente abaixo de 0,5 para essa região.

A distribuição vertical da concentração de tamanho de gotas apresentados na Figura 38, no Apêndice A, representa bem os cinco intervalos criados a partir do mapa de refletividade da Figura 27. Nele podemos observar claramente os momentos de chuva mais ou menos intensa.

Os dois níveis mais baixos do Intervalo I contém dois máximos de concentração de gotas que são separados por um pequeno vale. O primeiro se encontra bem no começo da chuva estudada, o que nos impede de analisar a causa de seu aparecimento, já que não temos observações das concentrações em níveis mais altos para tempos anteriores ao início do período. O segundo é resultado das grandes concentrações que aparecem instantes após as 13:50 UTC em 3000m, e que mantêm sua configuração conforme se direciona ao solo.

O aumento da largura e altura das bandas de gotas grandes em detrimento das gotas pequenas e gotículas, indica a presença de um processo de coalescência conforme diminuimos a altitude.

A entrada no segundo intervalo vem acompanhada de uma queda drástica da concentração de gotas devido a pausa ocorrida na chuva.

O Intervalo III se inicia com um aumento repentino das concentrações de gotas. Essa variação está ligada aos movimentos verticais repentinos que ocorrem no início desse intervalo, levando os baixos níveis a mudanças mais bruscas que as demais altitudes.

Após o reaparecimento da chuva, o terceiro intervalo assume padrões do processo de colisão e coalescência. Esse se apresenta como um máximo de concentração de número de gotas perto das 14:25 UTC em 200m. Esta concentração é alcançada às custas das altas concentrações de gotas menores em altitudes maiores.

O quarto intervalo apresenta queda acentuada do número de gotas maiores que 3mm e menores que 1mm, mantendo somente uma estabilidade de gotas pequenas e médias. Esse processo de evaporação parece ter mais força perto da superfície, já que pode-se notar a formação de algumas regiões de alta concentração de gotículas nas altitudes maiores.

Por fim o Intervalo V volta a apresentar chuva mais intensa, o que mantêm as concentrações maiores e mais estáveis, tendo aparição de alguns picos referentes a coalescência de gotas (16:00, 16:20 e 16:40UTC). Esses pontos apresentam gotas que chegam a atingir 4mm, não destoando muito do diâmetro de máximo de 3mm observado durante a maior parte do intervalo.

O maior pico desse intervalo ocorre ao redor de 16:20 UTC, para todas as alturas. Essa alta concentração é proveniente de níveis mais altos e parece ser resultado de um processo de colisão seguido de coalescência em altos níveis.

Na altitude de 4000m, podemos ver um máximo mais pronunciado de concentração ao redor das 16:10 UTC. Este pico pode ser causado pelo derretimento das inúmeras partículas encontradas por volta de 16:00 UTC a 5km de altura, que geram um efeito de

gelo molhado. Isso é o responsável pelo máximo local encontrado nessa região na Figura 27.

Para $5km$ e $6km$ notamos uma concentração de gotículas, menores que $1mm$, que se estende por todos os intervalos. Notamos porém que, para ambas as altitudes, a concentração após o terceiro intervalo se intensifica. Podemos associar isso a uma maior incidência de cristais de gelo na região.

6.4 O Caso do Vale do Paraíba

O evento do Vale do Paraíba de 14/11/11 foi selecionado para análise durante o período de 7:20 - 12:00 UTC. Baseado na intensidade de Z na superfície, cinco períodos foram definidos para análise distintas (Figura 29). Esses intervalos são das 07:20 - 07:50 UTC (Intervalo I), 07:50 - 08:25 UTC (Intervalo II), 08:25 - 09:30 UTC (Intervalo III), 09:30 - 10:20 UTC (Intervalo IV) e das 10:20 - 12:00 UTC (Intervalo V).

O primeiro intervalo mostra uma grande quantidade de gotas em acerca de $3,5km$, no gráfico de N_t da Figura 29. Essa alta concentração rapidamente se reduz abaixo dos $3km$. Aliado a essa redução existe um pequeno aumento da velocidade indicando um crescimento das gotas referentes a um processo de coalescência. Devido a refletividade não chegar além de $30dBZ$ nessa região, gotas maiores do que $3mm$ não são esperadas.

O segundo intervalo contém uma concentração menor de gotas em altos níveis que também diminui com a altitude. O fato da velocidade não sofrer grande acréscimo e da refletividade não atingir valores altos sugere uma diminuição na intensidade da chuva, o que intensifica um processo de evaporação.

O Intervalo III se inicia com a volta da assinatura de colisão e coalescência observada no primeiro período. Um pequeno ponto de aumento de velocidade as 08:30 UTC, entre $2000 - 3000m$, pode estar relacionado ao derretimento de cristais de gelo.

Em sequência, um aumento da velocidade terminal e da refletividade do radar, em conjunto com variações bruscas de N_t , indicam precipitação intensa. Nota-se um processo de quebra mais evidente no início dessa região, marcado pela grande quantidade de gotas presentes. Esse efeito pode ser resultado de movimentos verticais mais intensos, precedendo o aumento da chuva. Esse processo dá espaço a uma coalescência mais efetiva conforme se aproxima das 09:00 UTC.

Entre $3km$ e $4km$, ao redor das 09:25 UTC, notamos um aumento de Z associado a uma redução na velocidade terminal, juntamente com grandes concentrações de gotas. A alta refletividade entre $3km$ de altitude está relacionada a concentrações de gotas grandes e gotas de diâmetros que chegam a $3mm$. Conformem precipitam, uma corrente ascendente intensifica o processo de quebra, mantendo N_t com mais de $10^4 \frac{gotas}{mm^3}$. A redução na velocidade terminal que ocorre entre $1 - 3km$ é resultado dos movimentos ascendentes assim como do processo de quebra, que permeia a região com gotas pequenas.

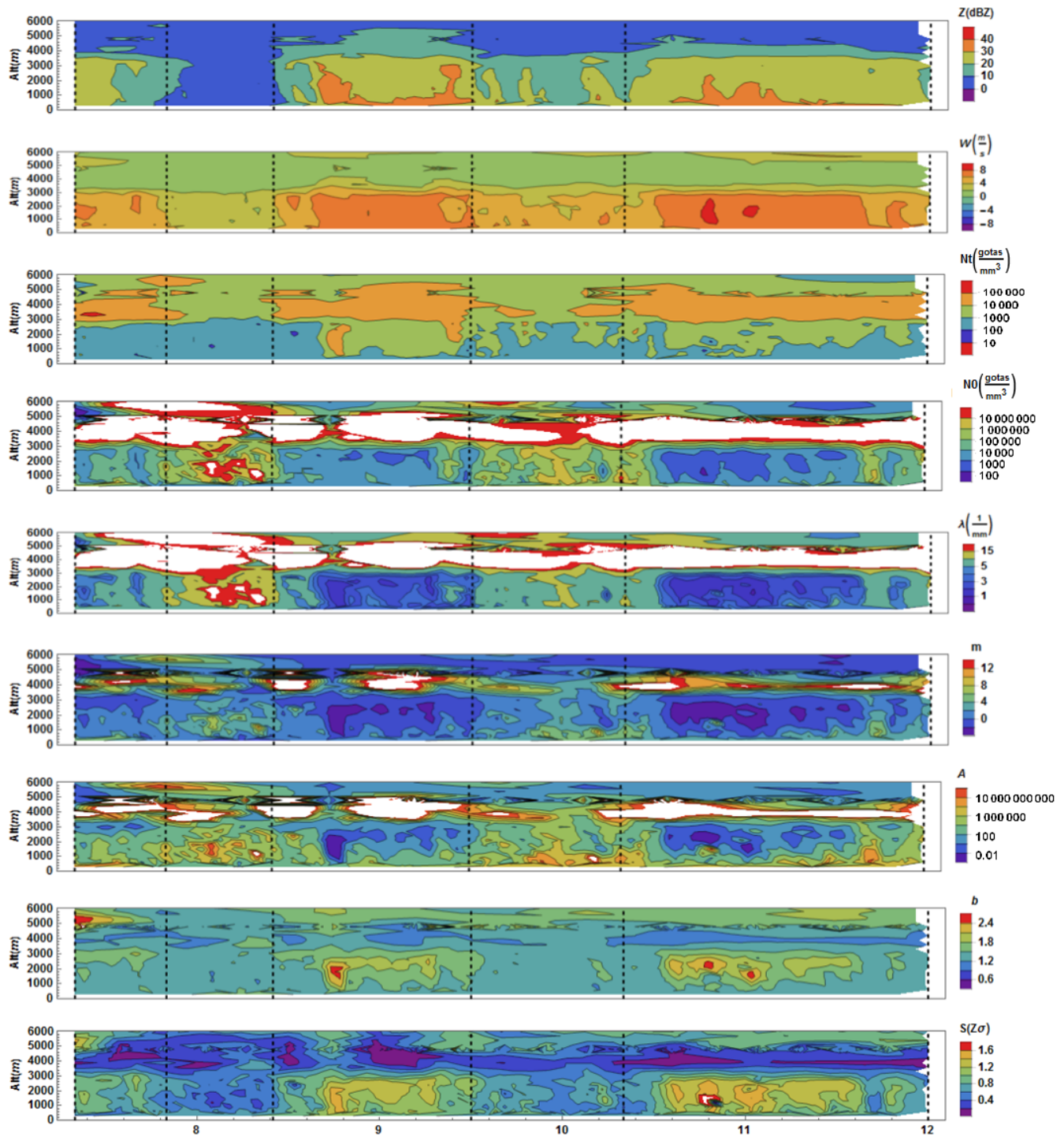


Figura 29 – Linhas de contorno para um evento ocorrido no Vale do Paraíba no dia 14/11/11. Fonte: autoria própria.

O Intervalo IV mostra uma mescla de padrões que se traduzem na alternância entre chuva intensa e chuvisco, que gera algumas regiões com maior eficiência do processo de coalescência e outras do de evaporação. Isso se identifica pela inconstância apresentada nos valores da refletividade no tempo e das quedas pontuais da velocidade terminal. A diminuição de N_t com a altura é uma característica inerente a ambos os processos.

O ultimo intervalo se mostra permeado por altas velocidades, que estão ligadas a gotas grandes provenientes de coalescência, que ocorre preferencialmente em baixos níveis. Os movimentos verticais aqui são os mais intensos de toda a precipitação, fazendo a velocidade atingir os maiores valores observados.

Através da Figura 29 também podemos identificar qual tipo de curva de distribuição de tamanho de gotas é predominante em um dado período.

O primeiro intervalo apresenta valores de $3 - 5mm^{-1}$, abaixo dos $3km$, para o fator λ . Enquanto isso os fatores de concavidade da curva assumem em sua maioria valores quase nulos, mas de caráter negativo. Isso representa a presença de uma maioria de curvas exponenciais, com tendências gamma para os pontos onde o coeficiente angular assume valores menores.

Esse comportamento exponencial encontrado durante todos os níveis medianos e baixos é esperado, já que o processo de colisão e coalescência se torna eficaz e estável logo abaixo de $3km$.

Ainda abaixo de $3000m$, o segundo intervalo tem um crescente aumento do contornos de λ , que chega a passar os $15mm^{-1}$, seguidos por um aumento menor dos valores de m , que chega a 6. Isso reflete-se em curvas exponenciais bem inclinadas, tendendo a uma DSD monomodal em alguns pontos onde m atinge seu máximo local.

A maioria de curvas exponenciais, e não monodispersas, durante esse intervalo, indica uma menor eficiência no processo de evaporação durante esse período de chuva fraca.

O terceiro intervalo inicia-se retomando os valores exponenciais observados para o Intervalo I, abaixo do $3000m$. Próximo as 08:45 UTC, o coeficiente angular de $-1mm^{-1}$ associado com a forte concavidade provocada pelos valores negativos de m que chegam a -4, gera uma coluna de distribuições multimodais.

Em seguida, o Intervalo III apresenta pequenas variações no valor de seu coeficiente angular. No entanto, o fato de m se mostrar praticamente nulo durante o período, corrobora para uma predominância de curvas exponenciais.

Os últimos instantes desse intervalo revelam um aumento do coeficiente angular que, juntamente com o leve aumento de m , indica a presença de distribuições exponenciais com caráter unimodal. Essa mudança deve estar ligada ao mecanismo de quebra, que mantêm os diâmetros dos hidrometeoros sempre abaixo de $3mm$ entorno de $2500m$.

Para o Intervalo IV os valores do coeficiente angular se mantêm quase que estáveis, com um pequeno aumento ocorrido ao redor das 10:00 UTC. Sendo assim são as variações de m que ditam o formato assumido pelas curvas de DSD.

Aqui as pequenas variações mantêm as curvas com um caráter exponencial durante todo o processo. No entanto existe uma tendência para curvas mais unimodais, com picos centralizados em diâmetros de $1 - 2mm$, que atinge seu ápice perto das 10:00 UTC. Isso indica uma baixa eficiência no processo de coalescência, que poderia suavizar a inclinação das curvas.

O último intervalo apresenta distribuições multimodais que são mais intensas principalmente na primeira metade dos médios níveis ($1,5 - 3km$). Já abaixo de $1500m$ existe a tendências de curvas exponenciais, evidenciando o equilíbrio atingido pelas gotas.

Os últimos três gráficos da Figura 29 mostram assinaturas pertinentes à regiões com correntes descendentes fracas em médios níveis ($2 - 3km$) do Intervalo I. Essas são caracterizadas pelos altos valores, acima de 1.6, da variável b em conjunto com uma baixa acentuada de A , que chega a 1. Como esperado, a região próxima a esses valores apresenta um fator de forma de tendência gamma.

Abaixo das regiões onde se identifica os movimentos verticais, o acréscimo dos valores de A e a queda de b mostram o aparecimento do efeito de coalescência em médios níveis, evidenciada por w , que permanece com valores entre $4 \frac{m}{s}$ e $6 \frac{m}{s}$. Efeito esse que é seguido por uma formação exponencial das curvas de DSD observadas.

O segundo intervalo é tomado por um aumento do coeficiente A enquanto b permanece baixo. Isso mostra que o processo de evaporação ocorre de maneira suave e constante. O que se reflete na baixa intensidade de distribuições altamente monodispersas durante o período, como pode ser visto para o fator de forma.

Durante o Intervalo III destacam-se dois tipos de comportamento. Regiões com movimentos descendentes, caracterizadas por altos valores de b e baixos de A , e colisão e coalescência, que é acompanhada de um aumento em A seguido pela queda de b .

Assim como as assinaturas da relação $Z - R$ desses dois processos é oposta, o fator de forma também apresenta alterações. As regiões que se destacam com curvas de um fator de forma alto, são as regiões onde existe a presença de movimentos verticais descendentes. Já onde o fator de forma tende a curvas exponenciais, a presença de coalescência pode ser observada.

A região final do Intervalo III está associada a presença de movimentos verticais mais intensos, apesar de apresentar os mesmos padrões vistos para a coalescência. A corrente ascendente pode acelerar o processo de quebra, o que explicaria o aumento de N_t e a diminuição de w , como visto anteriormente. Sendo esse os únicos meios de caracterizar a assinatura da relação $Z - R$ explicitada.

Apesar de $S(Z\sigma)$ sofrer diversas alterações durante o Intervalo IV, sua tendência é sempre de ficar abaixo de 1. Adicionalmente temos um aumento dos valores de A e uma constância de valores baixo de b , o que sugere a presença de processos de colisão e coalescência e evaporação. A eficiência desses processos não é grande, como nota-se pela homogeneidade de b durante o período. No entanto a tendência do fator de forma de

assumir valores cada vez mais baixo indica uma predominância dos fatores de evaporação.

O quinto intervalo também apresenta características referentes a movimentos descendentes em médios níveis, entre 10:45 e 11:05 UTC. Durante todo o período podemos observar altos valores de b e $S(Z\sigma)$ enquanto A tende a valores baixos. Em níveis baixos ($0 - 1000m$), há um predomínio dos processos de colisão e coalescência, evidenciado pelo constante queda de b e o aumento de A . O fator de forma ao redor de 1 também é um indicativo da eficiência desse processo.

Os CFAD referentes a chuva no Vale do Paraíba podem ser observados na Figura 30

De acordo com o CFAD de Z , acima de $4km$ a refletividade de encontra por volta de $5dBZ$, evidenciando a presença de cristais de gelo. Abaixo dos $4000m$ podemos notar um incremento na refletividade, que mantêm um pico central em $15dBZ$ e um secundário em $25dBZ$. Esse aumento se dá devido ao início do derretimento e da presença de água super-resfriada. Sua visualização é melhor observada nessa figura do que nas anteriores devido ao radar MRR ter sido ajustado para aferir medidas em intervalos de $300m$, e não $200m$ como usualmente.

Abaixo de $3,5km$ a ocorrência de refletividades maiores é mais frequente, muitas vezes centralizando esses valores acima de $25dBZ$. Próximo a superfície, no entanto, a variabilidade de Z é maior, o que torna as curvas de CFAD dessa região mais dispersas. Esse aumento contínuo da refletividade indica a predominância do processo de coalescência durante toda a chuva.

Durante o início da região de precipitação as gotas ganham velocidade rapidamente, como pode ser observado no CFAD de w na região abaixo dos $4000m$. Entre $2km$ e $3km$ a dispersão das frequências de ocorrência cresce, tendendo sempre para valores mais altos. Essa dispersão é efeito da alternância entre chuvas fortes e fracas observadas no período. Os momentos de chuva forte, como o Intervalo III, contribuem com altas velocidade, enquanto que as velocidades mais baixas vem de regiões como a presente no Intervalo II.

O crescimento dos valores de w apresentam duas classes distintas de evolução, que podem ser distinguidas ao olharmos as velocidades a partir da Banda Brilhante. A primeira, que contem menor frequência de casos, parte de uma velocidade de $2\frac{m}{s}$, a uma altitude de $3km$, e se dirige para valores entre $3,5\frac{m}{s}$ e $4\frac{m}{s}$ em superfície. A segunda, com maior abundancia de frequências, evolui de velocidades próximas a $5\frac{m}{s}$, logo abaixo de $3000m$, para velocidades de $6\frac{m}{s}$.

Essa distinção acontece devido à variedade de cristais de gelo presentes antes da precipitação. Cristais de gelo menores apresentam velocidades menores durante o derretimento, e o inverso para cristais de gelo maiores. O intervalo de variação da velocidade, da Banda Brilhante até a superfície, para cada uma das classes, está ligado diretamente com o tamanho dos hidrometeoros. Conforme a Figura 31, a variação na velocidade terminal é maior para gotas de diâmetro pequeno do que para gotas grandes, o que faz com que um pequeno aumento no tamanho de uma gota pequena se reflita em alta variação na

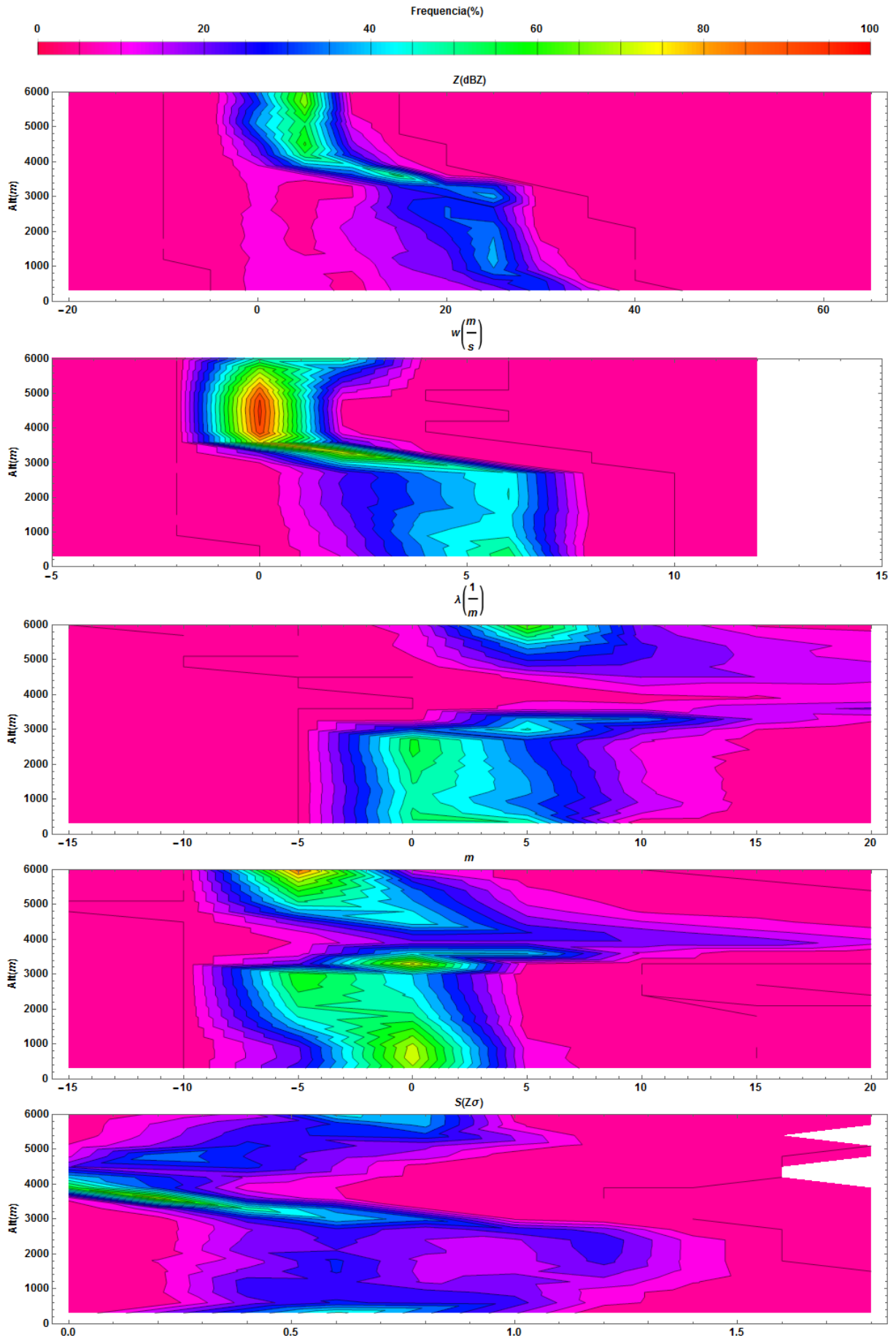


Figura 30 – Contornos de CFAD para um evento ocorrido no Vale do Paraíba no dia 14/11/11. Fonte: autoria própria.

velocidade de queda da mesma.

No CFAD de λ temos que, abaixo dos $3500m$, os valores não estão rigorosamente centrados em zero. Existe uma dispersão entre $-5m^{-1}$ e $10m^{-1}$, com predomínio positivos principalmente entre $1000m$ e $2000m$. O CFAD de m indica valores entre -6 e -2 na região de $2 - 3km$, e entre -2 e 2 abaixo de $2km$, indicando curvas mais exponenciais e concavas para cima. A banda de derretimento pode ser observada pelo grande aumento em λ e m .

Acima de $4000m$ o fator angular se centra em torno de $5m^{-1}$ enquanto a concavidade toma valores próximos a -5 . Isso se traduz em curvas exponenciais de decaimento rápido, que refletem a alta concentração de gotículas na região.

Abaixo de $2km$ o fator de forma se mostra disperso entre $-0,3$ e 1 , resultando em curvas exponenciais que não apresenta grandes incidências de gotas maiores que $3mm$ ou $4mm$. A medida que adentramos na altitude de $2 - 3km$ os valores de $S(Z\sigma)$ tendem a duas modas distintas, resultado das duas classes de cristais de gelo observados no CEFAD de w .

Os cristais de gelo maiores crescem de maneira mais regular, criando curvas exponenciais como as evidenciadas pelo fator de forma de $0,6$. Já os cristais menores tem um crescimento mais desregulado, o que gera curvas gamma, que apresentam poucas gotas pequenas com uma maioria de gotas médias, como evidenciado pelo valor de $1,2$ de $S(Z\sigma)$.

Acima de $3000m$ a região de derretimento é marcada por um baixo valor do fator de forma, reflete curvas de DSD monodispersas, compostas somente pelas gotículas que já tem tamanho para precipitar. O fator de forma aumenta com a altitude, refletindo uma maior abundancia de gotículas de diversos tamanhos.

A Figura 39, do Apêndice A, apresenta as concentrações de gotas em diferentes níveis de altitude. No Intervalo I é possível observar o efeito de coalescência. Nota-se uma alta concentração de gotículas presentes em $3km$ que é substituída por bandas mais largas para gotas maiores, em níveis mais baixos. Ao chegar próximo a superfície as colisões chegam a formar gotas ligeiramente maiores, mas que não destoam muito das demais alturas. Essa baixa variação no diâmetro ($2,5 - 3mm$) de $3km$ até a superfície, indicam pouca eficiência no processo de coalescência.

O final do primeiro intervalo também apresenta uma queda no tamanho das gotas, principalmente a $300m$, indicando a presença de chuva fraca.

O segundo intervalo é tomado por uma queda continua na concentração total de gotas devido a chuva fraca que permeia o período.

O terceiro intervalo volta a apresentar chuva mais forte, sendo o período que apresenta maiores gotas observadas. O pico de concentração que atinge gotas de quase $5mm$ as $08:40$ UTC em $2100m$ indica a presença de movimentos verticais mais intensos, precedendo o aumento de intensidade da precipitação. Esse efeito pode ser observado em $300m$ onde nota-se, em torno de $08:50$ UTC, a formação de uma moda secundaria para a concentração

de $1000 \frac{\text{gotas}}{\text{mm}^3}$, evidenciando que o crescimento das gotículas não foi suave.

O efeito da corrente ascendente, que gera a queda na velocidade observada para esse intervalo na Figura 29, pode ser visto em 2100m e 1200m, entre 09:25 e 09:30 UTC. Aqui nota-se uma diminuição na concentração de gotas entre 1 – 3mm, que é causada pela maior eficiência do processo de quebra. Em superfície nota-se a redução momentânea de concentrações de gotas maiores que 2mm, resultado dessa movimentação vertical.

O Intervalo IV é permeado por gotas de diâmetros pequenos, o que reforça a ideia de chuva fraca no período. Notamos a presença de alguns picos de concentração, ligados diretamente as regiões da Figura 29 que apresentam maior refletividade. Esses são efeitos do processo de coalescência, que indicam pequenos intervalos de chuva mais intensa.

O último intervalo apresenta um predomínio do processo de colisão e coalescência. Gotas grandes voltam a aparecer em 2100m, e observa-se a presença de movimentos verticais em 1200m, principalmente entre 10:50 - 11:00 UTC, devido ao aumento e diminuição das gotas de 3mm e 5mm.

Acima de 4km não se observa assinaturas significativas.

7 Discussão

A grande vantagem de um radar Doppler de apontamento vertical é que suas medidas são baseadas no espectro de gotas, logo é possível inferir a evolução vertical e temporal dos hidrometeoros. No entanto o algoritmo do radar utilizado, MRR, assume que a velocidade das correntes verticais é nula, o que implica em subestimação ou superestimação da distribuição de tamanho de gotas, acarretando em erros no cálculo dos demais parâmetros de chuva. No entanto, para a superfície, onde os movimentos verticais são nulos, as medidas do MRR se mostram sem erros.

Para minimizar o efeito da velocidade vertical utilizou-se o método de Tridon, Baelen e Pointin (2011) de distorção na velocidade, que é um método eficaz de se separar períodos que apresentam leituras ambíguas do MRR. Não foi possível discretizar toda movimentação vertical a partir desse método, mas ao menos garantimos dados que apresentam um mínimo de discrepância.

A partir das distribuições de tamanho de gotas coletadas pelo MRR, a avaliação de processos microfísicos, como colisão seguida de coalescência ou quebra além da evaporação, podem ser feitas. Isso nos permite observar e interpretar as características desses processos, verificando como evoluem no tempo e na altura, e como variam os diferentes sistemas precipitantes.

Neste estudo as medidas de $N(D)$, N_t , Z e w são utilizadas para compreender os processos atuantes na precipitação, de maneira a verificar se existem predominância de algum mecanismo microfísico. Para complementar as análises, também calculamos o fator de forma, número total de gotas e coeficientes da função gamma, com o objetivo de verificar como a DSD varia no tempo e na altura.

As variáveis Z , w e N_t proporcionam uma visão geral da chuva a partir de sua evolução temporal e vertical. A refletividade nos mostra em que momentos a chuva é mais intensa. A velocidade terminal da chuva indica qual o tamanho dos hidrometeoros predominante em cada altura. Altas velocidade em acordo com grandes valores de Z nos indicam gotas grandes, já velocidade baixas são relacionadas a gotas menores. A variação de N_t completa a análise das demais variáveis explicitando se os processos observados reduzem a concentração de gotas (coalescência ou evaporação), ou criam novas gotas (quebra).

Os coeficientes das distribuições gamma indicam como os processos estão alterando a DSD, evidenciando assim qual mecanismo está atuante em cada instante. N_0 indica a concentração de gotícula pequenas presente na distribuição, que está diretamente ligado ao coeficiente angular λ de cada uma das curvas de DSD, que dita a concentração de gotas grandes. O fator m indica a concavidade, ou forma, da curva observada, nos dizendo se existe uma variedade maior ou menor de diâmetros de gotas na DSD.

O fator de forma também está relacionado ao tipo de distribuição observada. Assim,

a variação de $S(Z\sigma)$ indica se a DSD é mais exponencial, gamma ou monodispersa.

Os coeficientes da relação $Z - R$ descrevem como a variação dos processos microfísicos se refletem na chuva observada, indicando que mecanismos estão associados a chuvas mais fortes ou fracas.

7.1 Os Eventos Observados Pelo MRR

De acordo com os resultados obtidos neste trabalho, todos os eventos apresentados mostraram características distintas, tanto para os parâmetros de chuva como para os processos microfísicos. Essa variedade de resultados reflete a diversidade das gotas precipitantes que são provenientes de diversas regiões, como era o foco do projeto CHUVA.

A seguir é apresentado um resumo do que pode ser observado em cada um dos casos, discriminando os principais pontos de interesse, e por fim como os mecanismos microfísicos atuam em função dos regimes propostos.

7.1.1 Outeiro

A chuva apresenta dois períodos de moderada intensidade ($Z > 30dBZ$), com desenvolvimento vertical pouco acentuado. Os períodos mais convectivos e intensos estavam restritos até $3km$.

A existência de cristais de gelo nessa chuva fica clara devido ao aparecimento de uma Banda Brilhante fraca, como pode ser visto para o CFAD de Z . A refletividade atinge $30dBZ$ enquanto que observa-se um aumento considerável da velocidade terminal de queda, caracterizando um regime mais estratiforme.

A baixa variação da refletividade com a altura indica um equilíbrio entre os processos de coalescência, quebra e evaporação, apesar de um leve predomínio do processo de coalescência ser evidente.

A coalescência se mostra mais efetiva durante os primeiros instantes do caso observado, período mais convectivo da chuva, onde o crescimento das gotas se dá de maneira rápida e desgovernada, o que está associado ao aparecimento algumas gotas com diâmetros maiores que $3mm$. Esse período também apresenta um aumento em N_t , indicando que as colisões que dão origem as gotas grandes também geram um efeito de quebra. Durante a região mais estratiforme, observa-se um crescimento lento e moderado das gotas, que já tem tamanhos médios ($3mm$) em altitudes acima de $4km$.

A presença de gotas maiores, durante quase toda a chuva, mantêm a velocidade terminal média ao redor de $6\frac{m}{s}$, para a maior parte das altitudes. As exceções se dão na região acima de $4km$, que apresenta baixa velocidade devido as pequenas partículas, e para a região de início da precipitação, onde a velocidade aumenta rapidamente devido ao derretimento.

Chuvas estratiformes tendem a manter o caráter exponencial da DSD, o que é observado em algumas partes da chuva estudada. No entanto, devido à variedade no tamanho das gotas observadas, a predominância de curvas gamma se torna mais aparente.

Esse comportamento se reflete no CFAD de m e λ , que tem um predomínio de curvas com coeficiente angular nulo e alta concavidade para baixo. Isso sugere altas concentrações de gotas pequenas e grandes, gerando um fator de forma acima de 1,0. Assim, apesar da presença de gotas que chegam a ter até $4mm$ de diâmetro em altitudes próximas a $3km$, a quebra causada pelas colisões aumenta significativamente a concentração de gotas pequenas.

7.1.2 Fortaleza

A chuva observada em Fortaleza no dia 10/04/11 tem características parecidas as observadas para Outeiro, apresentando um período de refletividade acima de $40dBZ$ e outros dois acima de $30dBZ$, com tendência de aumento próximo a superfície. As regiões convectivas não apresentam muita intensidade e podem ser caracterizadas por pouco desenvolvimento vertical.

A Banda Brilhante é identificada pela alteração da velocidade que sai de 1 e vai para $4\frac{m}{s}$, abaixo de $4km$, uma vez que os cristais de gelo derretem completamente. Também observa-se, em alguns períodos, o aparecimento de gotas grandes próximo aos $3km$.

Abaixo da região de derretimento, o CFAD de velocidade terminal mostra uma queda acentuada de seus valores. Essa está ligada a grande quantidade de gotas menores que $3mm$ permeando toda a chuva, que caem mais lentamente.

Uma movimentação vertical mais intensa entre $1 - 4km$ favorece o efeito de coalescência, que é notado pela presença de algumas gotas maiores que $3mm$ em muitos períodos. Essa movimentação também acelera o processo de quebra, gerando altos valores de N_t nesses níveis. No entanto, é o processo de coalescência que se mostra mais eficiente conforme nos aproximamos da superfície, pois há um aumento de refletividade e uma diminuição gradual do número total de gotas.

O período mais convectivo se encontra ao final da primeira metade da chuva, demonstrando alto índice de coalescência e movimentações verticais mais intensas. Seguido dele um grande período de chuva estratiforme aparece, apresentando uma Banda Brilhante mais clara e gotas de até $4mm$ para regiões abaixo de $3000m$.

Como para Outeiro, a concentração de curvas de DSD com baixo coeficiente angular e alta concavidade negativa aparece devido à presença simultânea de gotas grandes e pequenas. Isso leva o fator de forma a apresentar valores acima de 1, em sua maioria, indicando a presença de distribuições gamma de gotas de chuva.

7.1.3 Manaus

Nesse caso temos valores de refletividade superiores a $30dBZ$ durante quase todo o evento, sendo seguidos por regiões mais convectivas que atingem valores maiores que $40dBZ$ e até $50dBZ$.

Nota-se, para a região de derretimento, o aparecimento de uma Banda Brilhante que destoa pouco em relação as refletividades acima da camada de derretimento. Essa assinatura, que não vem acompanhada de um aumento de velocidade terminal, indica a aparição de gotas super-resfriadas além da presença de alguns cristais de gelo.

A clara distinção entre os valores de Z que permeiam altitudes maiores que $4km$ na primeira e segunda metade da chuva observada, é um indicativo da presença de dois tipos de hidrometeoros. As regiões que apresentam valores de refletividade próximos a zero indicam uma predominância de cristais de gelo no local, já para valores de Z próximos a $15dBZ$, o aparecimento de gotículas super-resfriadas é mais esperado.

Diferente do gelo, gotas super-resfriadas não tem um acréscimo de Z e w ao precipitarem, já que não apresentam mudança em sua constante dielétrica e não tem alteração de volume devido a mudança de fase. Isso corrobora com o fato de não observarmos esse tipo de assinatura de Banda Brilhante tal qual a chuva de Outeiro.

No entanto observa-se um aumento de velocidade próximo a isoterma de $0^{\circ}C$, típico da região onde se inicia a precipitação dos hidrometeoros. Que devido a grande variedade de valores, abrangendo um intervalo de $2 - 7 \frac{m}{s}$, explicita a presença de cristais de gelo e gotículas super-resfriadas.

Abaixo da região de derretimento, a velocidade terminal da cuva para Manaus se mantêm estável ao redor de $6 \frac{m}{s}$. Esse efeito é reflexo da maioria das gotas presentes durante a chuva serem pequenas, quase nunca chegando a $4mm$. Os pequenos intervalos onde encontramos predominância de gotas maiores, está ligado a um grande aumento de velocidade, ligado a movimentação vertical, que beneficia o efeito de coalescência e quebra. A presença de gotículas em grandes altitudes também contribui para uma maior variedade na velocidade vertical observada nesses níveis.

A proeminência de gotas pequenas gera uma grande quantidade de curvas de DSD unimodais, que não se estendem além de seus diâmetros de pico. No entanto, a aparição de gotas maiores e o regime mais estratiforme que se apresenta na metade final da chuva, dão um caráter multimodal e gamma para as distribuição de tamanho de gota observadas.

Os CFAD de m e λ sugerem distribuições de tamanho de gotas parecidas com as vistas para Outeiro e Fortaleza, já que apresenta coeficiente angular quase sempre nulo e concavidade negativa acima dos $1000m$. No entanto, a baixa incidência de gotas maiores que $3mm$ para a primeira metade da chuva inibe o aparecimento de distribuições gamma nessa região. Isso gera o comportamento bimodal do CFAD de $S(Z\sigma)$, evidenciando curvas unimodais.

7.1.4 Vale do Paraíba

A chuva do Vale é caracterizada por dois períodos de chuva moderada que atingem mais de $30dBZ$, chegando a apresentar esses valores até em $3km$ de altura. Essas regiões estão acompanhadas de um aumento da velocidade, indicando a presença de gotas grandes.

Nesse caso a região de derretimento se apresentou em altitude menor à observada nos demais eventos, ocupando uma região entre $3 - 4km$ de altitude, onde também nota-se a presença de uma Banda Brilhante. Nela temos valores de Z que chegam a $30dBZ$ e de w que ultrapassam os $7\frac{m}{s}$.

A Banda Brilhante observada apresenta a peculiaridade de aparentar dois picos distintos, indicando a presença de cristais de gelo com tamanhos variados. Desse modo, os cristais de gelo menores derretem mais rapidamente, atingindo um pico de refletividade mais baixo, enquanto os cristais maiores mantêm o aumento da refletividade por mais tempo. Esses dois tipos de cristais de gelo criam uma variedade de valores de Z na região de nuvens, fazendo a refletividade variar de $0 - 10dBZ$.

Assim como o aumento de refletividade varia para a classe de tamanho do hidrometeoro derretendo, a velocidade nessa região também é altamente dependente desse fator. Hidrometeoros maiores elevam as velocidades a picos maiores enquanto os menores alcançam valores relativamente mais baixos. Esse efeito cria novamente máximos secundários, dessa vez para os valores de velocidade terminal.

Abaixo dos $3000m$ a velocidade terminal assume valores mais variados, devido a presença de gotas maiores que $3mm$, que são observadas somente durante os intervalos mais intensos da chuva. Porém ela tende a se centrar entorno de $6\frac{m}{s}$ devido a predominância do efeito de coalescência, que se evidencia com o aumento de w seguido pela diminuição do número total de gotas.

De maneira geral a coalescência não se mostra muito efetiva durante essa chuva. Apesar de existir um notável crescimento dos hidrometeoros conforme nos aproximamos da superfície, gotas que atingem mais de $4mm$ de diâmetro são escassas. Mesmo gotas que ultrapassam os $3mm$ são mais raras, se concentrando nos dois períodos que apresentam chuva mais forte, e em altitudes menores que $2000m$.

A baixa variação no diâmetro das gotas gera uma predominância de distribuições gamma durante toda a chuva. Entre $1 - 3km$ essas DSD variam entre dois tipos de curva. Curvas com um desvio menor estão presentes nas regiões de chuva mais fraca, que levam o fator de forma a valores próximos a $0,6$. Já as curvas com um desvio maior são geradas pelo aparecimento de gotas grandes que destoam das pequenas nas regiões de chuva mais forte, levando $S(Z\sigma)$ a valores próximos a $1,2$.

Em superfície, a regularização do processo de coalescência nas regiões mais intensas da chuva, tendem as distribuições a um regime de curvas mais exponenciais.

Apesar da tendência do CFAD de m e λ de seguir os padrões observados nos demais casos, algumas distinções podem ser notadas para o Vale. O valor do coeficiente angular

tende a zero, porém existe uma maior dispersão no sentido de coeficientes com valores maiores. Já a concavidade se mantém nula por até cerca de $2km$ de altitude, quando enfim começa a ficar mais negativa.

7.2 Considerações Finais

O Experimento CHUVA proporcionou uma ação impar para a caracterização de sistemas precipitantes no Brasil. A partir dos dados coletados, foi possível utilizar diversas metodologias para entender como os processos de colisão seguido de coalescência e quebra, bem como a evaporação, modificam a DSD, e como ela atua nas diferentes regiões do Brasil.

A coalescência está ligada a um aumento de refletividade e velocidade vertical, juntamente com uma queda no número total de gotas, conforme diminui-se a altitude. O fator de forma tende a assumir valores entre $1,0 - 1,6$, indicando tanto curvas exponenciais como distribuições gamma mais largas, devido a presença simultânea de gotas pequenas e grandes. A relação $Z - R$ tende a se mostrar mais linear, mas de rápida variação, devido ao aumento do fator A e diminuição de b .

A evaporação apresenta queda na refletividade do radar, na velocidade terminal e no número total de gotas, conforme diminuimos a altitude. $S(Z\sigma)$ se mantém entre $0,0 - 0,5$ devido a baixa variedade de gotas gerar distribuições mais monodispersas. Do mesmo modo que para a coalescência, o fator A tem um aumento enquanto que b diminui.

O efeito de quebra tende a causar um pequeno aumento da refletividade, diminuição na velocidade terminal de queda e aumentar o número total de gotas. Um fator de forma entre $0,2 - 0,8$ é esperado, dependendo da eficiência do mecanismo em criar distribuições mais monodispersas. Aqui tanto uma linearidade quanto uma baixa variação da relação $Z - R$ é esperada, o que é descrito por uma diminuição tanto em A como em b .

Movimentações verticais mais intensa são marcadas pela descontinuidade observada para todas as variáveis. Tanto aumentos como diminuições bruscas de Z , w ou N_t indicam a presença de correntes verticais.

Durante todos os casos notamos, na região de precipitação, uma refletividade média entre $20 - 35dBZ$, além de velocidades terminais entre $5 - 7\frac{m}{s}$ e a presença de gelo derretendo numa Banda Brilhante proeminente (exceto por Manaus). Essas características são comuns em regimes estratiformes, o que é esperado já que os casos foram escolhidos por não apresentarem grandes movimentações verticais.

Os valores médios de λ e m também se apresentam de maneira muito semelhantes para todos os eventos. No entanto, o fator de forma reflete peculiaridade distintas da forma assumida pela DSD média de cada caso. No geral a presença de curvas gamma mais largas se mostram dominantes em todos os casos, exceto pelo caso do Vale do Paraíba, que apresenta uma menor variedade de tamanho de gotas em suas distribuições.

Por fim, o erro presente no algoritmo do MRR ainda é um fator limitante durante os estudos de chuvas mais convectivas ou com velocidade vertical não nula. Apesar do método de distorção na velocidade ser útil para a seleção de casos, uma correção definitiva para esse problema será de grande ajuda em estudos posteriores.

APÊNDICE A – Imagens Auxiliares

As imagens a seguir ajudam a complementar a leitura do texto, mostrando informações que auxiliam na visualização das descrições fornecidas.

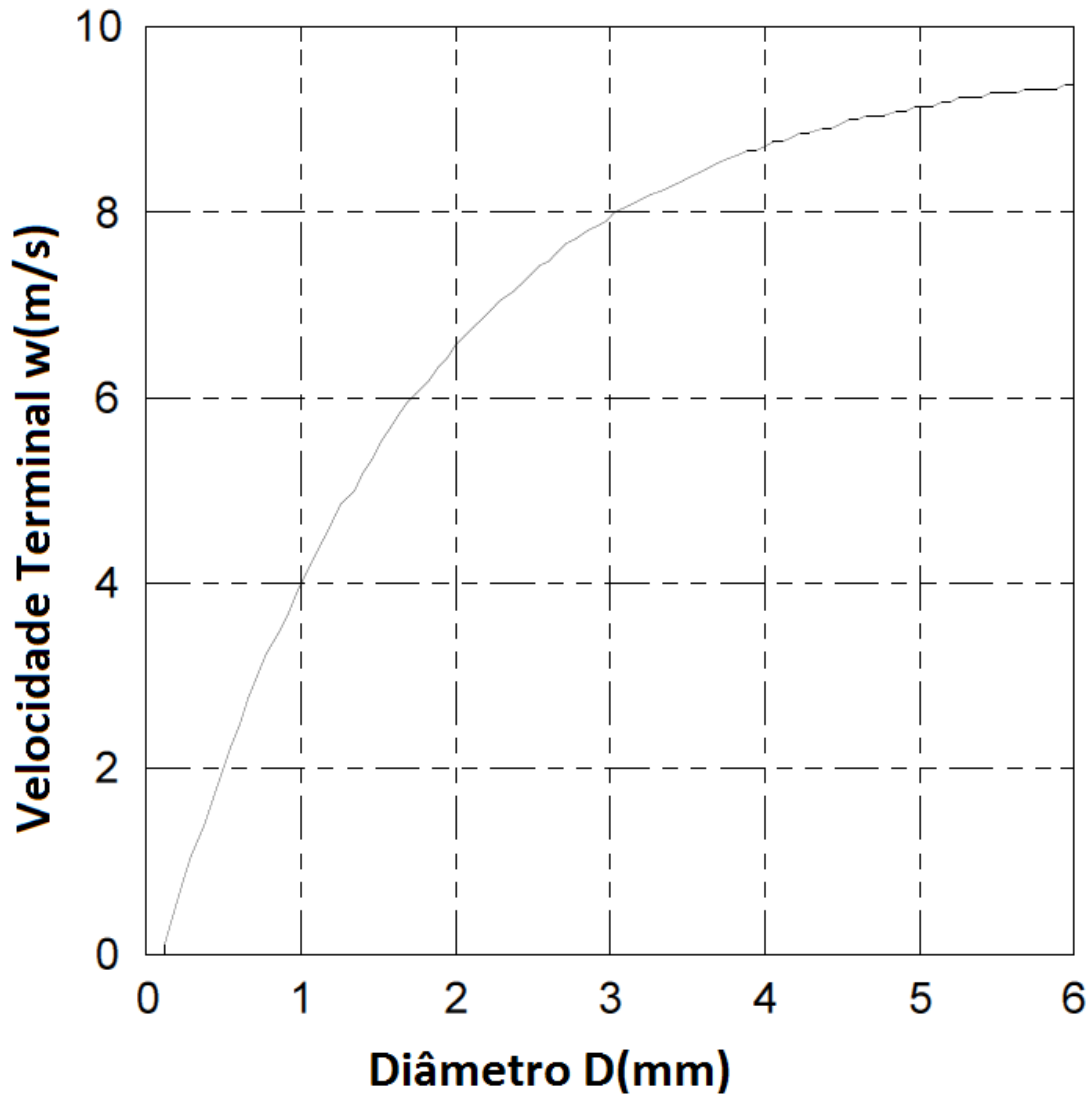


Figura 31 – Velocidade terminal de queda em função do diâmetro das gotas para ar parado. Fonte: adaptado de METEK (2009).

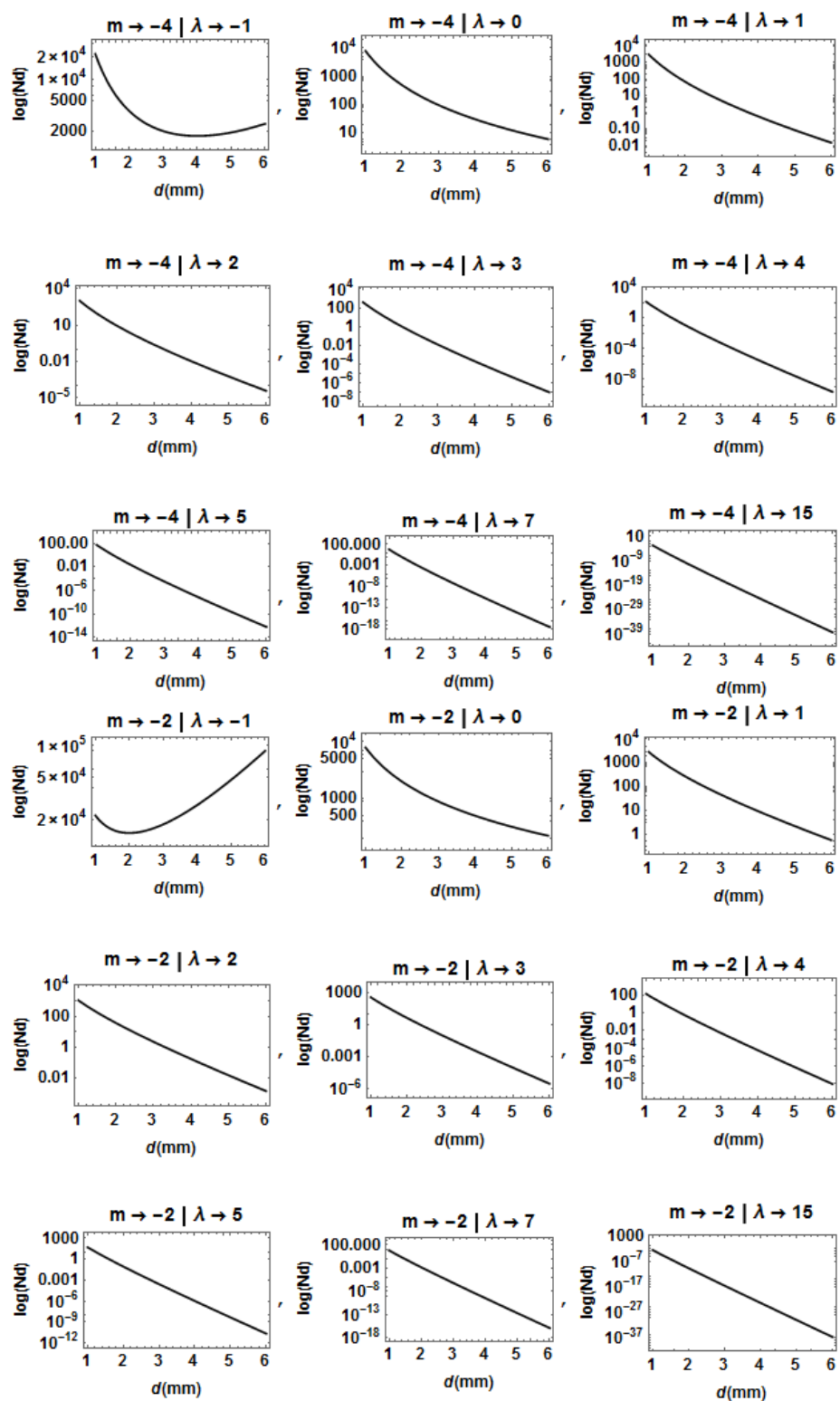


Figura 32 – Ilustração da modificação da DSD pela mudança dos parâmetros m e λ .
 Fonte: autoria própria.

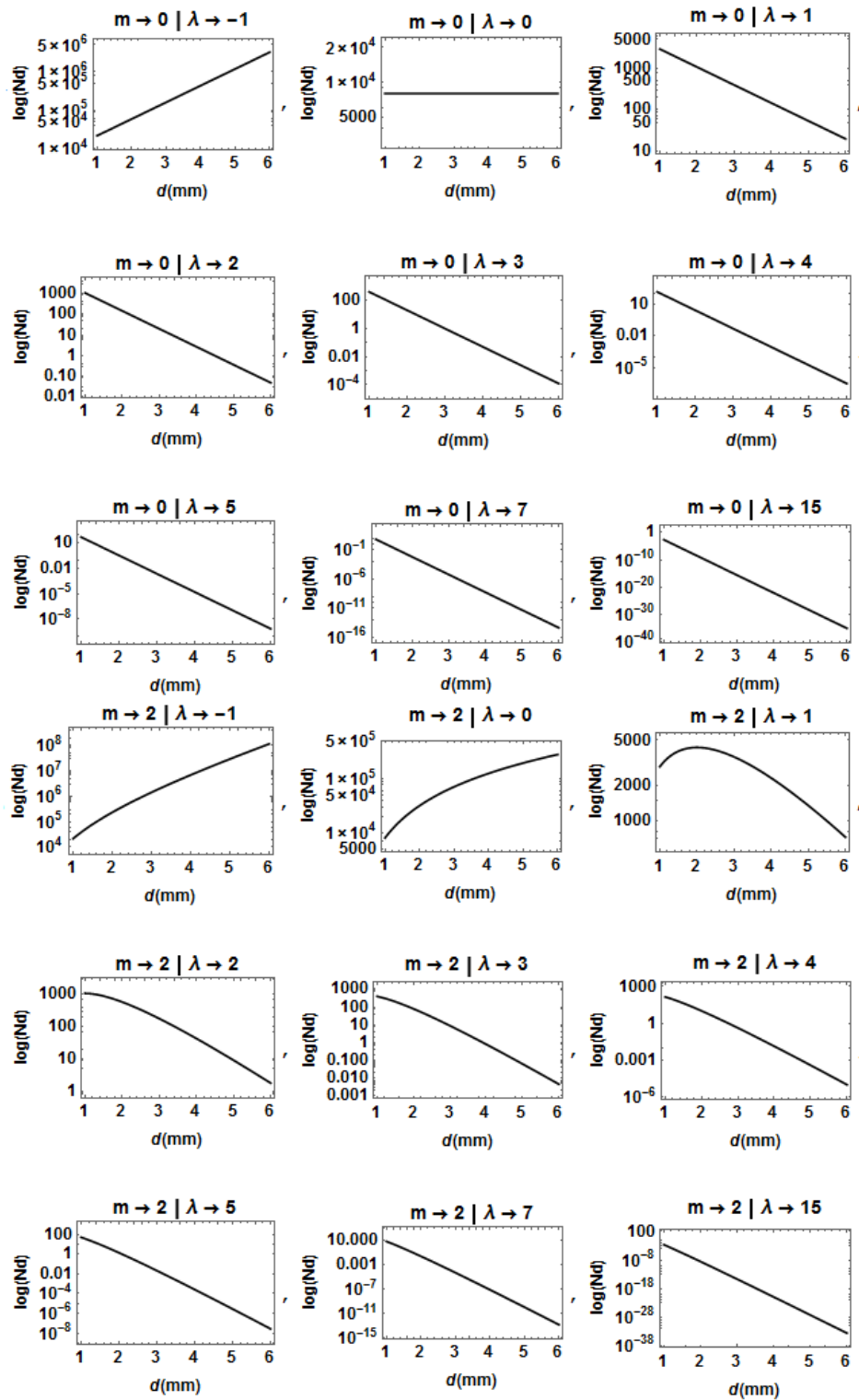


Figura 33 – Ilustração da modificação da DSD pela mudança dos parâmetros m e λ .
 Fonte: autoria própria.

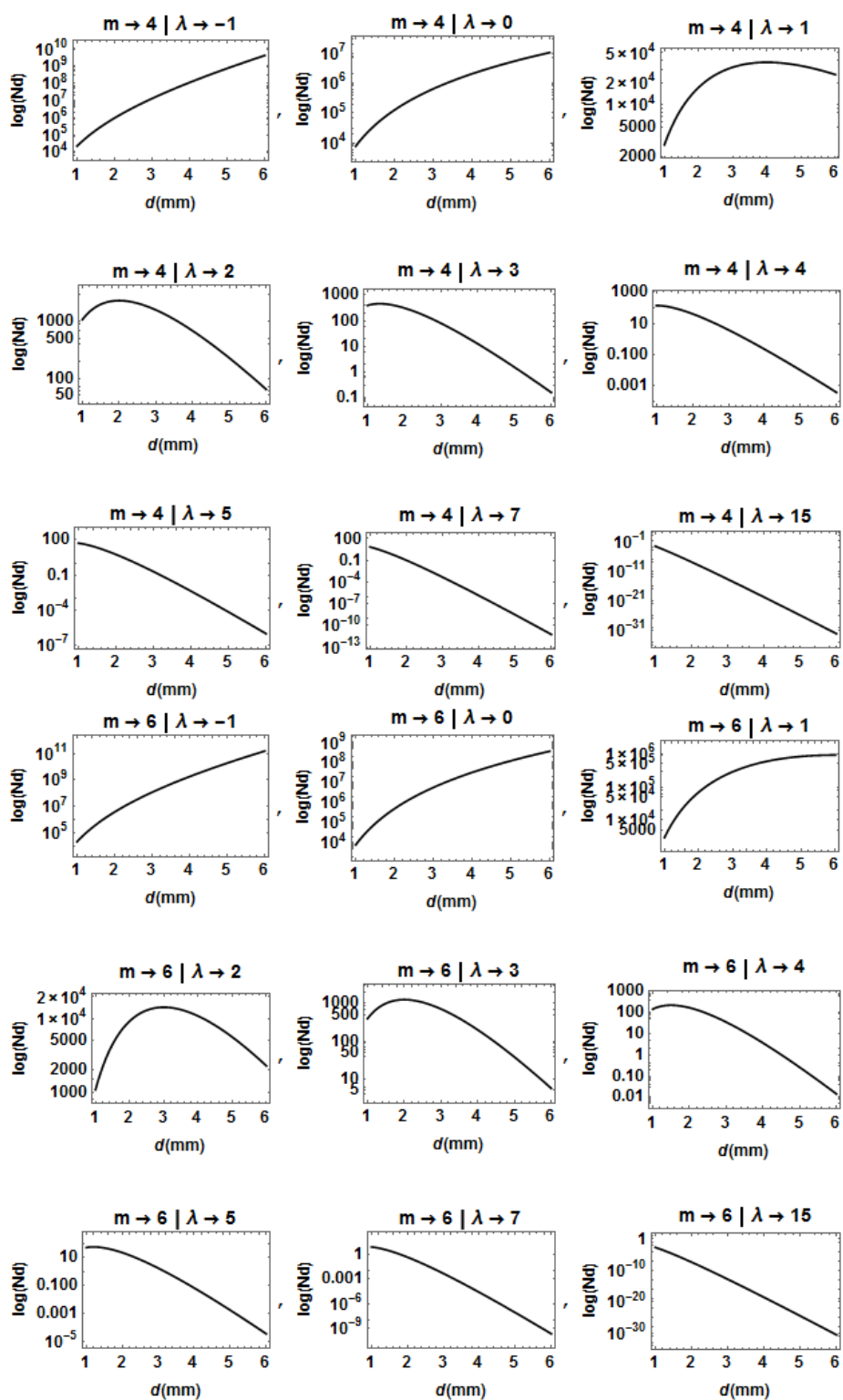


Figura 34 – Ilustração da modificação da DSD pela mudança dos parâmetros m e λ .
 Fonte: autoria própria.

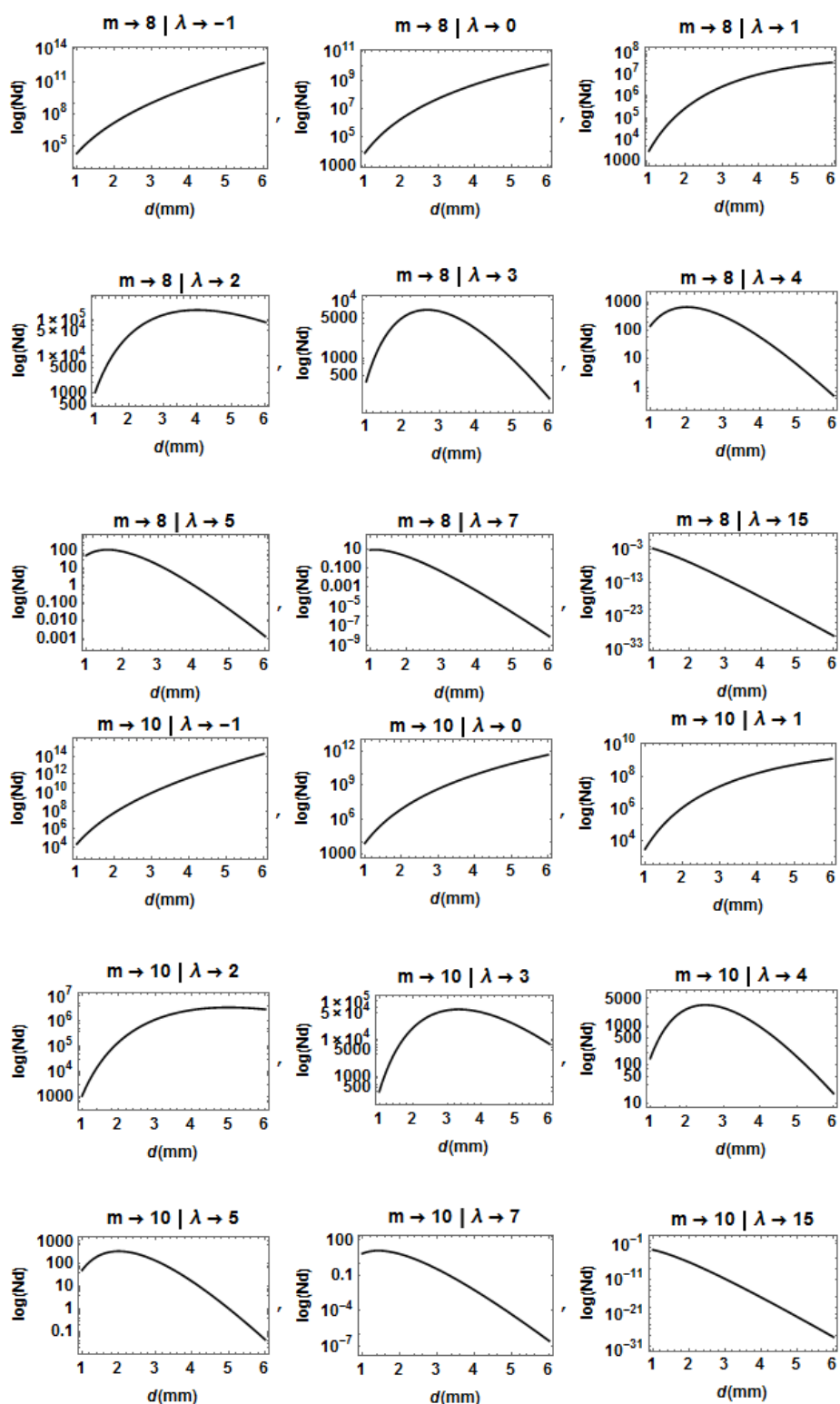


Figura 35 – Ilustração da modificação da DSD pela mudança dos parâmetros m e λ .
 Fonte: autoria própria.

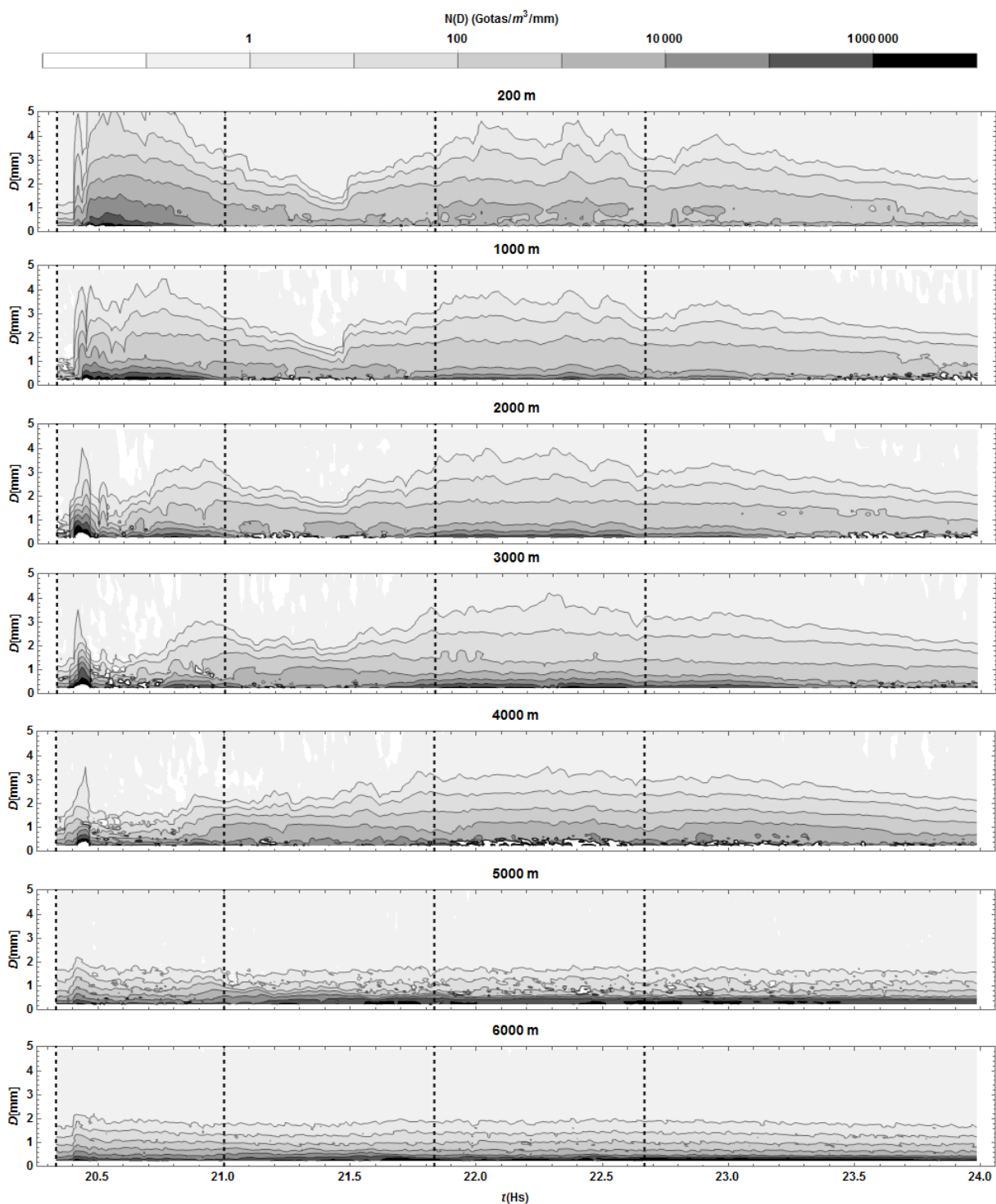


Figura 36 – Contornos de concentração do número de gotas no tempo em diversas alturas para um evento ocorrido em Outeiro no dia 07/06/11. Fonte: autoria própria

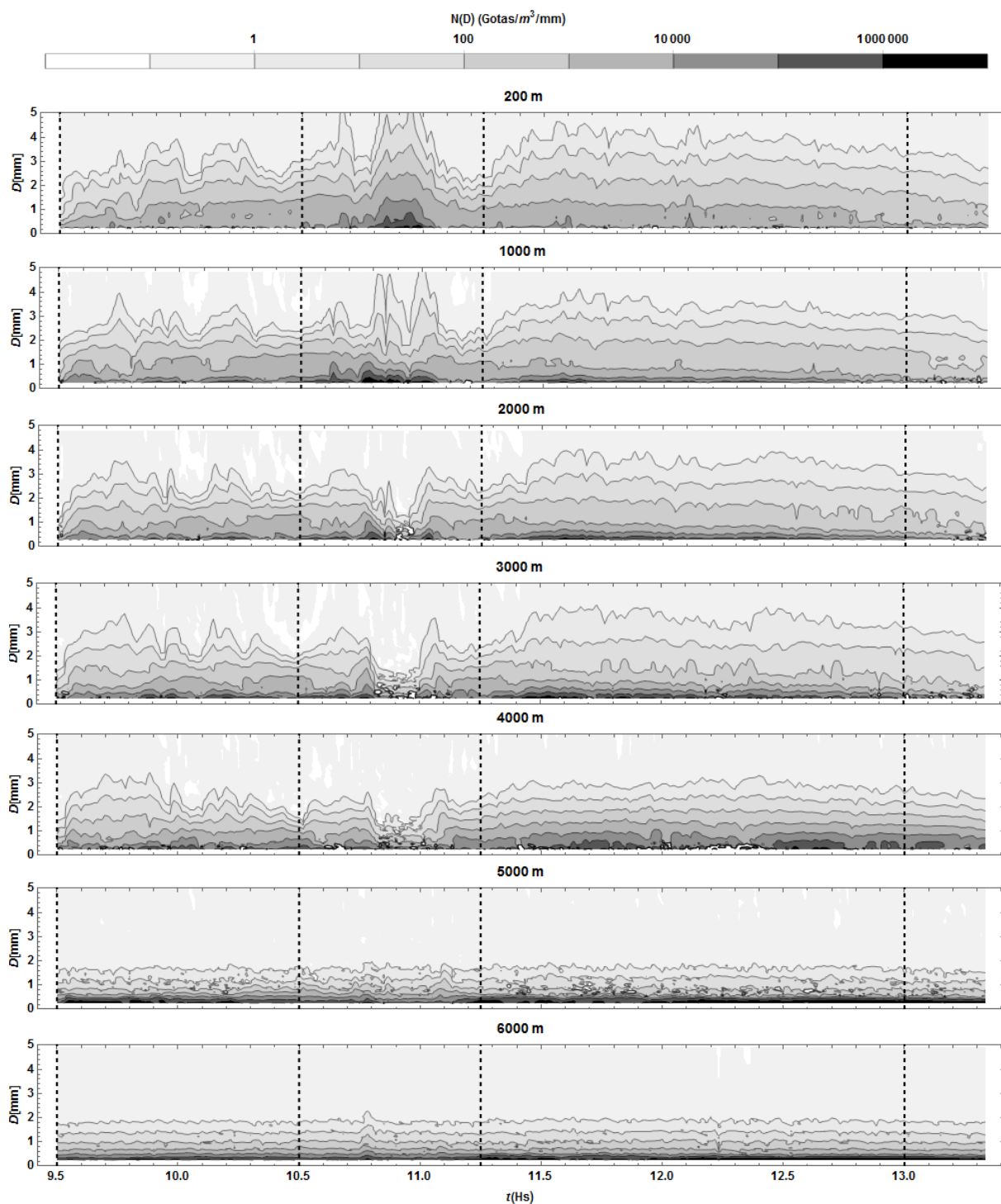


Figura 37 – Contornos de concentração do número de gotas no tempo em diversas alturas para um evento ocorrido em Fortaleza no dia 10/04/11. Fonte: autoria própria

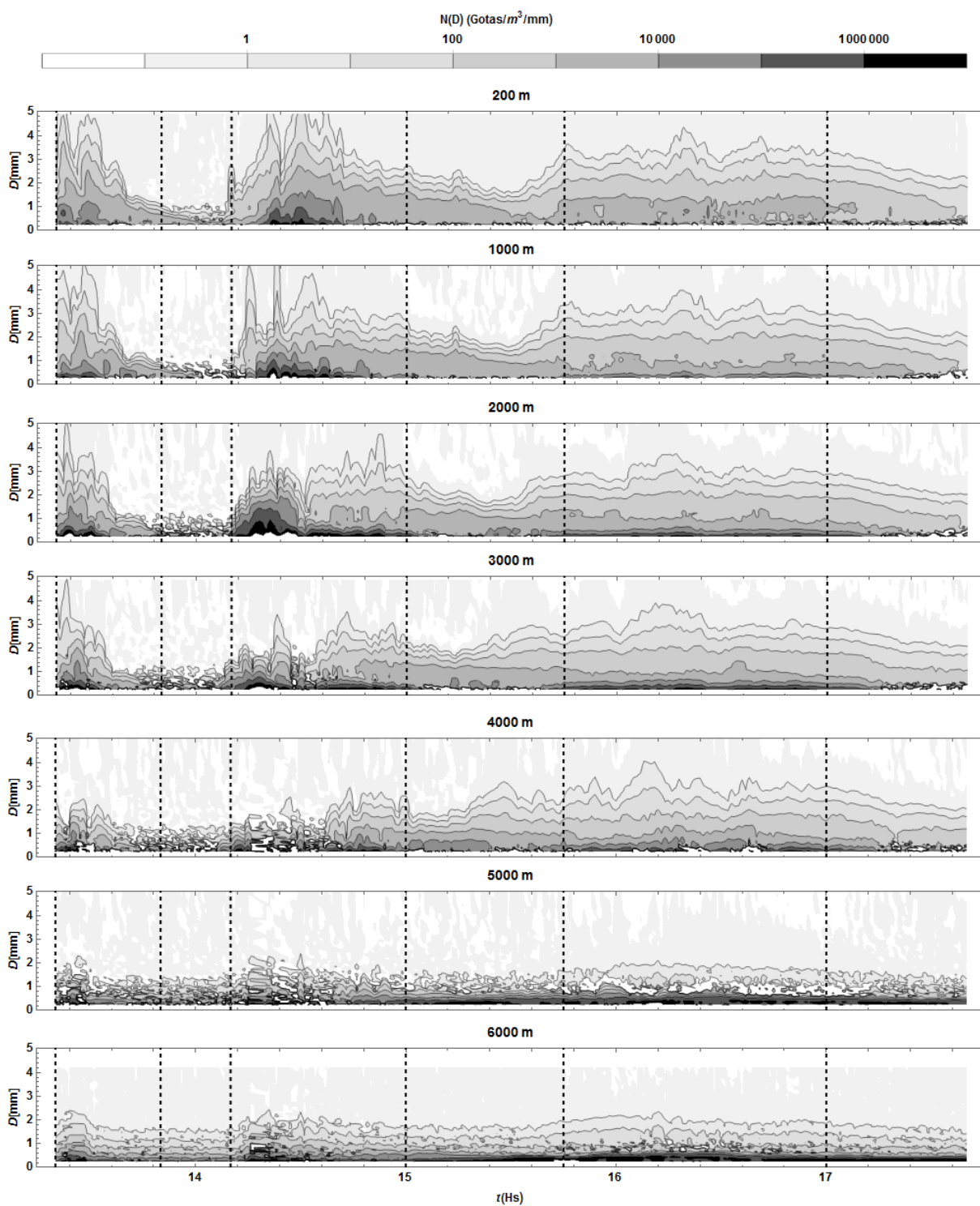


Figura 38 – Contornos de concentração do número de gotas no tempo em diversas alturas para um evento ocorrido em Manaus no dia 04/10/14. Fonte: autoria própria.

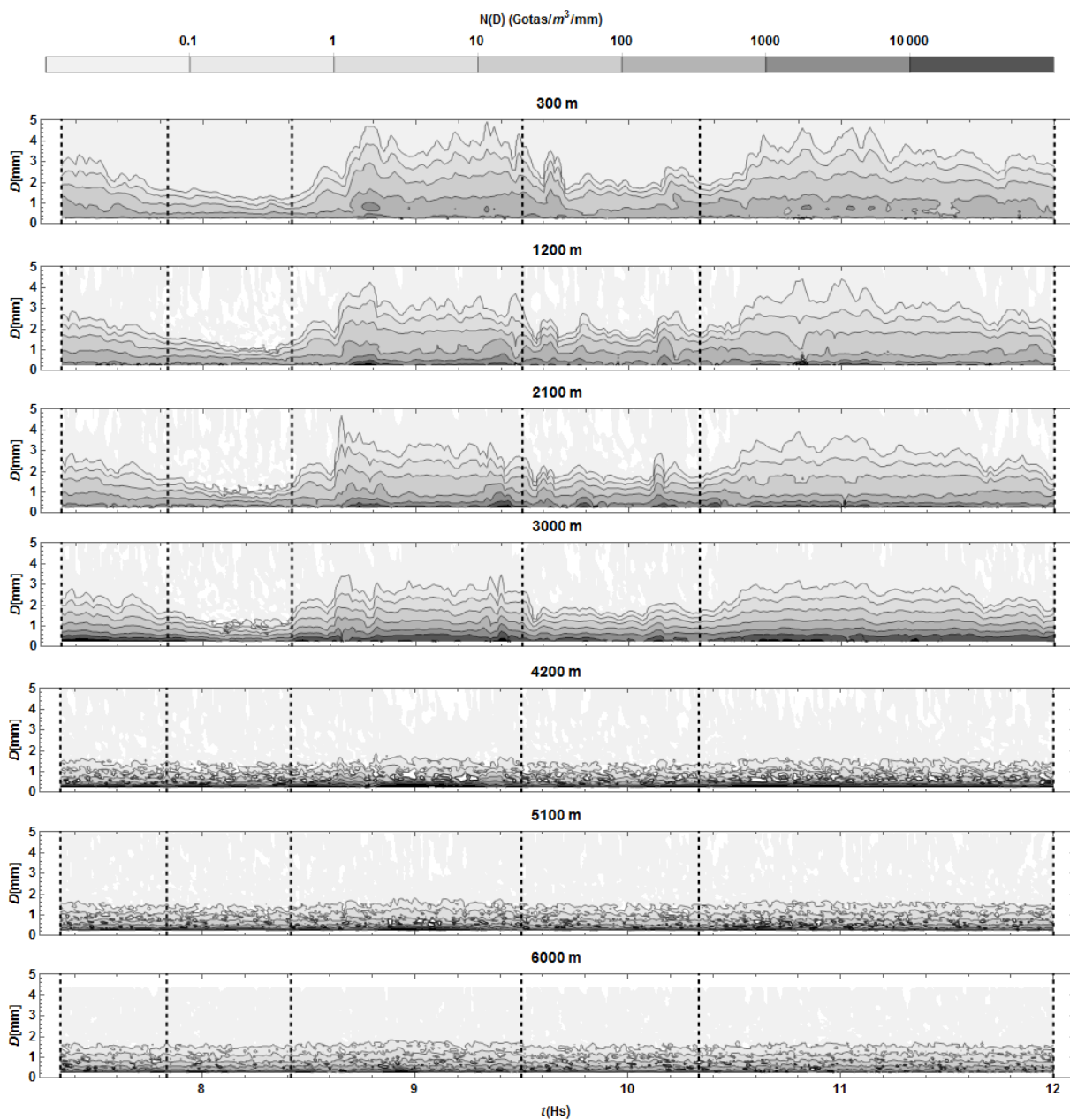


Figura 39 – Contornos de concentração do número de gotas no tempo em diversas alturas para um evento ocorrido no Vale do Paraíba no dia 14/11/11. Fonte: autoria própria.

Referências

- AJAYI, G. O.; OLSEN, R. L. Modeling of a tropical raindrop size distribution for microwave and millimeter wave applications. *Radio Science*, Wiley Online Library, v. 20, n. 2, p. 193–202, 1985.
- ATLAS, D.; CHMELA, A. C. Physical-synoptic variations of raindrop size parameters. In: *Proc. Sixth Weather Radar Conf.* [S.l.: s.n.], 1957. p. 21–29.
- ATLAS, D.; SRIVASTAVA, R.; SEKHON, R. S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics*, Wiley Online Library, v. 11, n. 1, p. 1–35, 1973.
- ATLAS, D.; ULBRICH, C. W.; MENEGHINI, R. The multiparameter remote measurement of rainfall. *Radio Science*, Wiley Online Library, v. 19, n. 1, p. 3–22, 1984.
- BOHREN, C. F.; CLOTHIAUX, E. E. *Fundamentals of atmospheric radiation: an introduction with 400 problems*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2006.
- BRINGI, V.; CHANDRASEKAR, V. *Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2001.
- BROWN, R. A.; WOOD, V. T. *A guide for interpreting doppler velocity patterns: Northern hemisphere edition*. [S.l.]: NOAA/National Severe Storms Laboratory Norman, Oklahoma, 2007.
- CALHEIROS, A. J.; MACHADO, L. A. Cloud and rain liquid water statistics in the chuva campaign. *Atmospheric Research*, Elsevier, v. 144, p. 126–140, 2014.
- DOVIAK, R. J.; ZRNIC, D. S. *Doppler Radar & Weather Observations*. [S.l.]: Academic press, 1993.
- FISER, O. *The Role of DSD and Radio Wave Scattering in Rain Attenuation*. [S.l.]: INTECH Open Access Publisher, 2010.
- FUKAO, S.; HAMAZU, K.; DOVIAK, R. J. *Radar for Meteorological and Atmospheric Observations*. [S.l.]: Springer, 2014.
- GUNN, R.; KINZER, G. D. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *Journal of Meteorology*, v. 6, n. 4, p. 243–248, 1949.
- HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. Fundamentos de física 2: Gravitação, ondas e termodinâmica, vol. 2, 6 a edição. *Rio de Janeiro, LTC*, 2002.
- JACKSON, J. D. Eletrodinâmica clássica, editora guanabara dois sa. *Rio de Janeiro*, 1983.
- JACKSON, J. D. *Classical electrodynamics*. [S.l.]: Wiley, 1999.
- JOSS, J.; GORI, E. Parametrization of raindrop size distributions. *RIVISTA ITALIANA DI GEOFISICA E SCIENZE AFFINI*, RIVISTA ITAL GEOFIS SCI AFFINI VIA GIACOMO MEDICI 26, 10143 TURIN, ITALY, v. 3, n. 5-6, p. 275–283, 1976.

- JR, R. A. H. *Cloud dynamics*. [S.l.]: Academic press, 2014.
- KONWAR, M. et al. Nature of light rain during presence and absence of bright band. *Journal of earth system science*, Springer, v. 121, n. 4, p. 947–961, 2012.
- KRISHNA, U. M. et al. Raindrop size distribution of easterly and westerly monsoon precipitation observed over palau islands in the western pacific ocean. *Atmospheric Research*, Elsevier, v. 174, p. 41–51, 2016.
- MAAHN, M.; KOLLIAS, P. Improved micro rain radar snow measurements using doppler spectra post-processing. *Atmospheric Measurement Techniques*, Copernicus GmbH, v. 5, n. 11, p. 2661–2673, 2012.
- MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, v. 5, n. 4, p. 165–166, 1948.
- MARTINS, R. C.; MACHADO, L. A.; COSTA, A. A. Characterization of the microphysics of precipitation over amazon region using radar and disdrometer data. *Atmospheric Research*, Elsevier, v. 96, n. 2, p. 388–394, 2010.
- METEK. *MRR Physical Basics*. [S.l.], 2009.
- MI, S. *Introduction to RADAR systems*. [S.l.]: Mac-Graw Hill Book Company, New-York, 1980.
- PETERS, G.; FISCHER, B.; ANDERSSON, T. Rain observations with a vertically looking micro rain radar (mrr). *Boreal environment research*, v. 7, n. 4, p. 353–362, 2002.
- PETERS, G. et al. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by microrain radars. *Journal of Applied Meteorology*, v. 44, n. 12, p. 1930–1949, 2005.
- PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D.; WANG, P. K. *Microphysics of clouds and precipitation*. Taylor & Francis, 1998.
- RINEHART, R. *Radar for Meteorologists*. [S.l.]: University of North Dakota, Office of the President, 1990.
- ROSEN, J.; GOTHARD, L. Q. *Encyclopedia of physical science*. [S.l.]: Infobase Publishing, 2010.
- ROSENFELD, D.; ULBRICH, C. W. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. In: *Radar and Atmospheric Science: A Collection of Essays in Honor of David Atlas*. [S.l.]: Springer, 2003. p. 237–258.
- SKOLNIK, M. I. *Radar handbook*. 1970.
- SRIVASTAVA, R. Size distribution of raindrops generated by their breakup and coalescence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 28, n. 3, p. 410–415, 1971.
- TOKAY, A.; SHORT, D. A. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *Journal of Applied Meteorology*, v. 35, n. 3, p. 355–371, 1996.

- TRIDON, F.; BAELEN, J. V.; POINTIN, Y. Aliasing in micro rain radar data due to strong vertical winds. *Geophysical Research Letters*, Wiley Online Library, v. 38, n. 2, 2011.
- ULBRICH, C. W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v. 22, n. 10, p. 1764–1775, 1983.
- WANG, P. K. *Physics and dynamics of clouds and precipitation*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2013.
- YAU, M. K.; ROGERS, R. *A short course in cloud physics*. [S.l.]: Elsevier, 1996.
- YUTER, S. E.; JR, R. A. H. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. part ii: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Monthly weather review*, v. 123, n. 7, p. 1941–1963, 1995.