



**Universidade Federal de Campina Grande.
Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas.
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia.**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**CARACTERIZAÇÃO DE UMA LINHA DE INSTABILIDADE AMAZÔNICA
UTILIZANDO RADAR POLARIMÉTRICO DURANTE O PROJETO CHUVA –
BELÉM**

JEFFERSON APARECIDO ARESTIDES DE MELO

PROF^a Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
Orientadora

**Campina Grande
Fevereiro de 2016**

CARACTERIZAÇÃO DE UMA LINHA DE INSTABILIDADE AMAZÔNICA
UTILIZANDO RADAR POLARIMÉTRICO DURANTE O PROJETO CHUVA –
BELÉM

Dissertação apresentada ao programa
de pós-graduação em Meteorologia
da Universidade Federal de Campina
Grande, para obtenção do título de
Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Grande e Mesoescalas

Orientadora: Prof^a Dra. Clênia Rodrigues Alcântara

Aluno: Jefferson Aparecido Arestides de Melo

Campina Grande – PB
2016

JEFFERSON APARECIDO ARESTIDES DE MELO

CARACTERIZAÇÃO DE UMA LINHA DE INSTABILIDADE AMAZÔNIA
UTILIZANDO RADAR POLARIMÉTRICO DURANTE O PROJETO CHUVA -
BELÉM

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 29/02/2016

BANCA EXAMINADORA


Prof.ª Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. WEBER ANDRADÉ GONÇALVES
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Dedicatória

*Aos meus pais José de Melo e Maria Aparecida, aos meus
irmãos Jadson e Amanda pelo apoio e amor incondicional.*

DEDICO

Agradecimentos

Primeiramente a Deus pelo dom da Vida e por se fazer presente em toda essa jornada.

A minha família meus pais e irmãos, meus avôs maternos Dona Zetti e Seu Tarciso e minha avó paterna Izaura, meus primos e tios, em especial a minha tia Dinha uma segunda mãe, pela confiança e incentivos durante toda essa jornada.

A minha orientadora e professora Dra. Clênia Rodrigues Alcântara, pela confiança, paciência e dedicação durante todo esse processo de aprendizado para realização deste projeto.

Ao Doutor Wendell Farias (UFSC) e a Doutora Magaly Correia (UFGC) por aceitarem o convite de participar da banca examinadora como também pelas sugestões para a melhoria deste trabalho. Aos meus professores do PPGMet, pelos ensinamentos e contribuições. A Divanete Rocha e a Arilene de Almeida por tudo o seu esforço e disponibilidade para com todos os alunos.

Aos amigos Enrique Mattos e Weber Gonçalves, por suas sugestões e ajuda ao longo deste trabalho, agradeço, imensamente, por suas contribuições.

A Capes, pelo auxílio financeiro. Ao Projeto Chuva, por disponibilizar os dados.

Aos amigos que fizeram e fazem (e farão) parte desta jornada que, está encerrando apenas um ciclo, Antonio Marcos (Jequiá), Aurilene Barros, Rayonil, Camilla Borges, Alexandra, Eduardo (Biro), Wanderson (Obina), Alisson (Naruto), Ana Claudia, Maurílio, Dimas. A todo da minha turma de mestrado, que tenho com meus amigos e dividiram comigo este período de vitórias.

Muito Obrigado!!!

Tamo Junto....

Epigrafe

Nunca cruze os braços diante da adversidade, pois o maior de todos os homens morreu de braços abertos (Bob Marley).

Acredite na sua determinação ela nunca te trairá (Shira - NS 395)

Vim, Vi e Venci. (Júlio César)

MELO, J. A. A. **CARACTERIZAÇÃO DE UMA LINHA DE INSTABILIDADE AMAZÔNICA UTILIZANDO RADAR POLARIMÉTRICO DURANTE O PROJETO CHUVA – BELÉM.** Dissertação – Pós-graduação em Meteorologia, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB, Brasil. 110pg. – Fevereiro, 2016. Orientador: Prof. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara.

RESUMO

A linha de instabilidade (LI) Amazônica que atingiu Belém, em 08 de junho de 2008, foi monitorada e analisada por meio de medições de superfície, altitude, satélite e radar. A LI foi identificada, inicialmente, através de imagens do satélite GOES 12. O evento ocorreu durante a campanha de Belém, do Projeto CHUVA, que foi realizada durante o período de 01-30 junho de 2011, durante máxima ocorrência das linhas de instabilidades na região. Através da análise dos dados pluviométricos disponíveis percebe-se que a chuva associada à linha de instabilidade do dia 08 corresponde, aproximadamente, 29% da precipitação acumulada durante todo o experimento. A LI foi monitorada pelo radar meteorológico Banda - XPOL e permitiu a avaliação dinâmica e microfísica do sistema. Esta última realizada por meio da classificação de hidrometeoros com as variáveis polarimétricas. As variáveis utilizadas foram: refletividade horizontal (Z_h , dBZ), refletividade diferencial (Z_{dr} , dB), fase diferencial específica (K_{dp} , $^{\circ} \text{ km}^{-1}$), coeficiente de correlação (ρ_{hv}) e, por fim, se realizou a classificação dos hidrometeoros. O sistema apresentou fortes núcleos de refletividade que indicam a região convectiva. Esta parte da LI também é caracterizada por colunas com, relativamente, fortes Z_{dr} e K_{dp} . A localização de colunas de Z_h , Z_{dr} e K_{dp} sugerem que esta é uma zona de elevada concentração de gotas de chuva com um tamanho considerável. A classificação dos hidrometeoros apresentou um resultado bem condizente com o que pode ser observado por outros pesquisadores e com as características microfísicas de outros sistemas convectivos.

PALAVRAS-CHAVE: Radar Polarimétrico, Microfísica e Linha de Instabilidade Amazônica.

MELO, J. A. A. CHARACTERIZATION OF A SQUALL LINE AMAZON USING RADAR POLARIMETRIC DURING THE CHUVA PROJECT – BELÉM.

Dissertation - Course in Meteorology, Academic Unit of Atmospheric Sciences, Federal University of Campina Grande, Campina Grande - PB, Brazil. 110pg. - February 2016.

Orientador: Prof. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara.

ABSTRACT

A squall line (SL) Amazon, which reached Belém on June 8, 2008, was monitored and analyzed by means of surface measurements, altitude, satellite and radar. The SL was identified initially through the satellite GOES 12 images. The event was during the campaign of Belém, the Chuva Project, which was held during the period 01-30 June 2011, during maximum occurrence of squall line in the region. Through the analysis of available rainfall data we can see that the rain associated with the squall line the day 08 corresponds to approximately 29% of rainfall accumulated during all the experiment. The LI was monitored by weather radar Band - X POL and allowed the dynamic evaluation and microphysics of the system. The latter performed by hydrometeors classification with variables polarimetric. The variables used were: horizontal reflectivity (Z_h , dBZ), differential reflectivity (Z_{dr} , dB), specific differential phase (K_{dp} , $^{\circ} \text{ km}^{-1}$), correlation coefficient (ρ_{hv}) and, finally, was held the classification of hydrometeors. The system showed strong core of reflectivity indicating the convective region. This part of LI is also characterized by columns relatively strong Z_{dr} and K_{dp} . The co-location columns Z_h , Z_{dr} and K_{dp} suggest that this is an area of high concentration of raindrops with a considerable size. The classification of hydrometeors presented the result well consistent with which can be observed by other researchers and the microphysical characteristics of other convective systems.

KEYWORDS: Polarimetric Radar, Microphysics and Amazon Squall Line.

Sumário

Dedicatória	v
Agradecimentos	vi
Epigrafe	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
SIGLAS E ABREVIATURAS	xii
1. INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVOS	19
2.1. Objetivo Geral	19
2.2. Objetivos Específicos	19
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	20
3.1. Linhas de Instabilidade	20
3.2. Radar Meteorológico	26
3.3 Radar Polarimétrico e Variáveis Polarimétricas	31
3.3.1 Refletividade Diferencial (Z_{dr})	32
3.3.2 Fase Diferencial Específica (K_{dp})	33
3.3.3 Coeficiente de Correlação Co-polar (ρ_{hv})	34
3.4 Radar Meteorológico e Linhas de Instabilidade	34
4. MATERIAL E MÉTODOS	38
4.1. Área de estudo	38
4.2. Dados	40
4.2.1. Imagens de satélite	40
4.2.2. Radiossondagens (Latitude $-1,22^\circ$ – Longitude $-48,28^\circ$)	40
4.2.3. Disdrômetro (Joss/Parsivel) (Latitude $-1,26^\circ$ – Longitude $-48,44^\circ$)	40
4.2.4. Estação Automática (Latitude $-1,26^\circ$ – Longitude $-48,44^\circ$)	41
4.2.5. Pluviômetro (Latitude $-1,26^\circ$ – Longitude $-48,44^\circ$)	41
4.2.6. Radar Banda X Polarimétrico e Variáveis Polarimétricas (Latitude $-1,47^\circ$ – Longitude $-48, 45^\circ$)	41
4.3. Aquisição dos dados	48
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	50
5.1 Precipitação durante o Projeto Chuva – Belém	50

5.2 Imagens de satélite.....	50
5.3 Imagens do Radar	53
5.4 Dados observados	59
5.5 Perfis verticais	63
5.6 Variáveis Polarimétricas.....	67
5.6.1 Refletividade Horizontal	67
5.6.2 Refletividade Diferencial	72
5.6.3 Fase Diferencial Específica.....	77
5.6.4 Coeficiente de Correlação Co-polar.....	82
5.7 Classificação de Hidrometeoros	88
6. CONCLUSÕES.....	93
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95

SIGLAS E ABREVIATURAS

φ_V - Fase da onda eletromagnética Polarizada Verticalmente
φ_H - Fase da onda eletromagnética Polarizada Horizontalmente
φ_{dp} - Fase Diferencial
$^{\circ} \text{ km}^{-1}$ – Graus por quilômetro
ABLE-2B – Atmospheric Boudary Layer Experiment
AMMA – African Monsoon Multidisciplinary Analyses
BMRC – Burreau of Meteorology Research Center
CAPE – Energia Potencial Convectiva Disponível
CAPPI – Constant Altitude Plan Position Indicator
Cb – cumulonimbus
CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala
CHUVA – Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement
cm – centímetro
dB – Decibéis
dBZ – Decibéis de Z
DOL – Distúrbios Ondulatórios de Leste
EM – eletromagnética
ENOS – El Niño - Oscilação Sul
Et al. – E outros (<i>latim</i>)
GOES – Geostationary Operational Environmental Satellite
HL – Hora Local
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IMT – Instituto de Tecnologia de Massachusetts
IR – Infravermelho
K – Kelvin
K_{dp} – Fase Diferencial Específica
km – Quilômetro
K_w – Fator relacionado á Constate dielétrica da água
LI – Linhas de Instabilidade
LIS – Lightning Imaging Sensor

MA – Maranhão
mm.h ⁻¹ – milímetros por hora
NBF – Nonuniform Beam Filling
NCC – Nível de Convecção Convectivo
NCL – Nível de Convecção por Levantamento
NE – Nordeste
PPI – Plan Position Indicator
R – Taxa de Precipitação
RHI – Ranger Height Indicator
SCM – Sistema Convectivo de Mesoescala
S _{hh} – Radiação retro-espalhada Horizontalmente
S _{vv} – Radiação retro-espalhada na Polarização Vertical
UFPA – Universidade Federal do Pará
UTC – Universal Coordinated Time
V – Velocidade Doppler (V)
W – Largura do Espectro de Doppler
X-POL – Banda X Polarimétrico
Z – Refletividade do Radar
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical
Z _{dr} – Refletividade Diferencial
Z _h – Refletividade com Polarização Horizontal
λ – Comprimento de Onda
ρ _{hv} – Coeficiente de Correlação
Θ – Temperatura Potencial
Θ _e – Temperatura Potencial Equivalente
Θ _{es} – Temperatura Potencial Equivalente Saturada

Lista de Ilustrações

- Figura 01 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica. Setas maiores indicam o escoamento. Linha tracejada separa parte convectiva da estratiforme. Canto superior esquerdo (direito): estrutura de referência da circulação da parte convectiva (estratiforme)..... 16
- Figura 02 – Esquema da seção transversal de uma Linha de Instabilidade Tropical. ... 17
- Figura 03 – Em a) exemplo de PPI (*Plan Position Indicator*), em b) Estratégia de varredura volumétrica do radar durante a campanha CHUVA-Vale. Cada faixa colorida representa uma das 13 elevações com a indicação do respectivo ângulo de elevação. 30
- Figura 04 – Exemplo da definição de um CAPPI. As curvas em azul representam o feixe de um PPI em diversas elevações, enquanto que a linha vermelha representa o nível do CAPPI e os volumes em amarelo representam os campos a serem reprojatados..... 30
- Figura 05 – Esquema da propagação simultânea das polarizações horizontal (azul) e vertical (laranja) de ondas eletromagnéticas 31
- Figura 06 – Mapa de localização dos sítios de observação do Projeto Chuva – Campanha Belém, com destaque para Outeiro (maior gama de dados) e UFPA (Radar). 39
- Figura 07 - Ilustração para mostrar que a variável Z_{dr} expressa à razão entre o eixo menor (a) e o maior (b) dos hidrometeoros..... 44
- Figura 08 - Ilustração da diferença de fase causada pela distribuição de hidrometeoros quando a radiação é interceptada. 45
- Figura 09 – Limiares de todos os parâmetros da função pertinência para o algoritmo de classificação de hidrometeoros BMRC (Australiano)..... 47
- Figura 10 – Valores acumulados de precipitação diários (a) e horários (b) para o período do Projeto Chuva campanha Belém. 50
- Figura 11 – Imagens do Satélite Goes-12 às (a) 16:00 UTC, (b) 18:00 UTC, (c) 21:30 UTC, (d) 23:30 UTC para o dia 08 de junho de 2011 recortadas para região de interesse. 51

Figura 12 – Imagens CAPPI 3 km do radar meteorológico Banda X Polarimétrico do dia 08 de junho de 2011 para o intervalo entre às 20:00 UTC e 23:00 UTC. Os círculos concêntricos indicam a distância do radar a cada 50 km, os pontos A e B são Outeiro e Benevides, respectivamente e o asterisco marca localização do aeroporto.....	54
Figura 13 – RHI, referente ao azimute Outeiro, do sistema observado sobre Belém no dia 08 de junho de 2011, às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC. Linha vertical marca localização de Outeiro. Linha horizontal marca a posição da isoterma de 0°C.....	58
Figura 14 – Dados observados de Temperatura (° C) e Umidade Específica (g/kg) entre 21:00 UTC e 22:30 UTC de 08 de junho de 2011 no sítio de Outeiro.....	60
Figura 15 – Direção e intensidade do vento entre 21:00 UTC e 22:30 UTC para o evento de Linha de Instabilidade do dia 08 de junho de 2011.....	61
Figura 16 – Distribuição espacial e temporal da precipitação do evento (a) e taxa de precipitação estimada pelos disdrômetros (Joss e Parsível) e pluviômetros localizados no sítio de Outeiro para dia 08 de junho de 2011 (b).....	62
Figura 17 – Perfil vertical da temperatura do ar (°C), temperatura do ponto de Orvalho (C°), velocidade (m/s) e direção do vento (°) no Aeroporto de Belém (latitude -1,22° – longitude -48,28°), onde; a) 1200 UTC do dia 08 de junho de 2008 e b) 0000 UTC de 09 de junho de 2011.	63
Figura 18 – Perfil vertical do vento zonal (m/s) (a) e meridional (b) (m/s) para as sondagens de 12:00 UTC (Azul) e 23:59 UTC (Vermelho) de 08 de junho de 2011.	64
Figura 19 – Perfis atmosféricos das temperaturas potenciais do dia 08 de junho de 2011 referentes às sondagens de 12:00 UTC (a) e 23:59UTC (b).	66
Figura 20 – Corte transversal da refletividade horizontal medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dBZ. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C.....	68

- Figura 21 – Corte transversal da refletividade diferencial medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dB. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C. 73
- Figura 22 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em ° km⁻¹. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0° C. 78
- Figura 23 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em ° km⁻¹. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0° C. 83
- Figura 24 – Classificação dos hidrometeoros pelo método de lógica fuzzy para a LI do dia 08 de junho de 2011, às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). A linha vermelha (vertical) marca a posição do radar..... 89

1. INTRODUÇÃO

Eventos meteorológicos causadores de situações adversas, geralmente, estão associados a fenômenos que produzem quantidades significativas de chuva. Na região tropical (e extratropical) são diversos os sistemas responsáveis pela variação das condições temporais, sendo estes classificados em escalas de tempo e espaço para melhor compreensão de sua área de atuação.

A região da costa norte do Brasil sofre a influência de diversos sistemas meteorológicos associados à ocorrência de precipitação, que se organizam em diferentes escalas. Assim sendo, a precipitação nesta região apresenta variabilidade espaço-temporal muito grande devido às interações de diferentes sistemas atmosféricos, de grande escala (a exemplo da Zona de Convergência Intertropical – ZCIT), de mesoescala (Linhas de Instabilidade), local e tempestades isoladas (Kousky, 1980; Cavalcanti, 1982, Cohen, 1989; Molion & Bernardo, 2002; Barbosa et al., 2006; Barros & Oyama, 2010; Loureiro et al., 2014). Embora, o regime de precipitação nesta região seja dominado pela influência da ZCIT, as Linhas de Instabilidade (LIs) são responsáveis por grandes acumulados de precipitação (Barros, 2008).

As LI são facilmente identificadas em imagens de satélite devido à sua nebulosidade característica e formam-se em várias regiões do globo (Cavalcanti, 1982; Alcântara, 2011). Em média, na região norte do Brasil, a banda de nebulosidade associada a uma LI tem 1400 km (170 km) de comprimento (de largura), e a maior atividade convectiva ocorre no fim da tarde ou início da noite (Cavalcanti, 1982; Cohen, 1989; Garstang et al., 1994). As LI propagam-se para dentro do continente, com uma velocidade média de aproximadamente 13 m/s (Molion, 1987).

A nebulosidade associada às LI pode ter temperatura de topo menor que 213 K (indicando alturas de aproximadamente 13-14 km) e conter nuvens cumulonimbus (Cb) com temperatura de topo abaixo de 193 K (indicando alturas de aproximadamente 16-17 km) (Oliveira, 2012). Na região convectiva da LI, há convergência na baixa troposfera e divergência em altos níveis; na região estratiforme, há convergência em níveis médios e divergência em baixos e altos níveis. Um modelo conceitual do escoamento é apresentado na Figura 01.

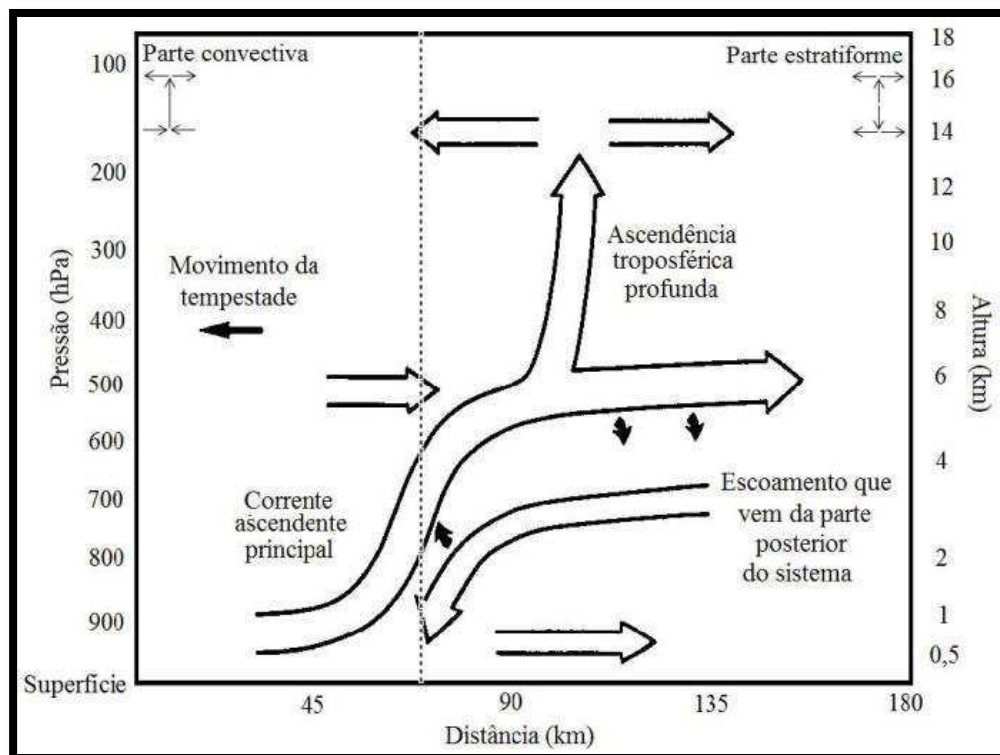


Figura 01 – Modelo conceitual da estrutura do escoamento para uma linha de instabilidade costeira da região amazônica. Setas maiores indicam o escoamento. Linha tracejada separa parte convectiva da estratiforme. Canto superior esquerdo (direito): estrutura de referência da circulação da parte convectiva (estratiforme).

Fonte: adaptado de Garstang et al. (1994).

Linha de instabilidade tropical é definida como sendo uma região da dianteira de um distúrbio que se propaga em mesoescala (Gamache & Houze, 1982). Consiste, basicamente, de Cb e apresenta na sua retaguarda uma nuvem do tipo bigorna que, em geral, possui precipitação associada. Os elementos convectivos são do tipo torres quentes contendo fluxos ascendentes que, por empuxo, retiram ar úmido da camada limite para a alta troposfera (Riehl & Simpson, 1979); movimentos descendentes carregam ar mais seco dos níveis médios para a camada limite, sendo que parte deste fluxo se espalha para a dianteira do sistema formando a frente de rajada e o restante se dispersa na retaguarda do sistema (Fig. 02).

A bigorna, em contraste com a linha convectiva, tem uma estrutura predominantemente estratiforme, com precipitação e nebulosidade quase uniformes. As partículas precipitantes nas porções mais elevadas desta região são, basicamente, cristais de gelo que podem degelar e, conseqüentemente, evaporar na passagem pelo ar seco da retaguarda (Gamache & Houze, 1982). Os movimentos verticais na retaguarda são para

baixo, abaixo da base da bigorna e para cima, na bigorna propriamente dita. Os movimentos para cima não são tão eficientes quanto os movimentos para baixo, porém existem fortes evidências sobre sua existência.

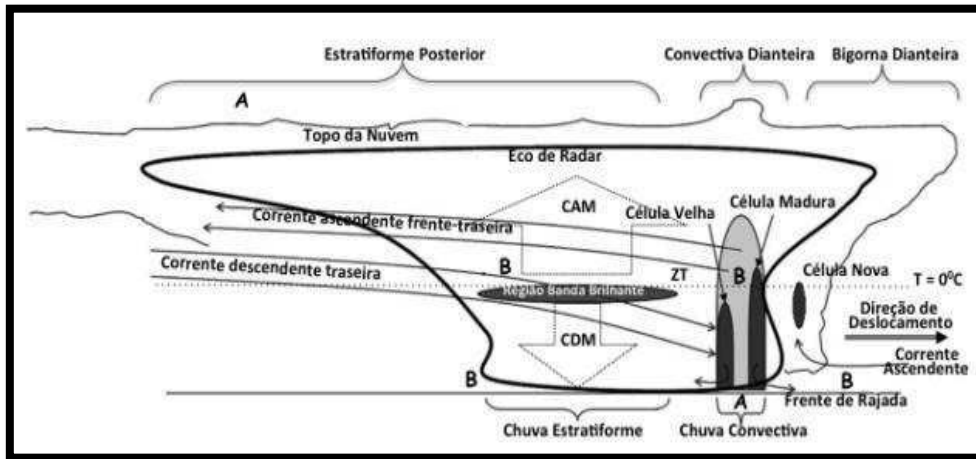


Figura 02 – Esquema da seção transversal de uma Linha de Instabilidade Tropical. Onde A = mesoalta; B = mesobaixa; ZT = zona de transição; CAM = corrente ascendente de mesoescala; CDM = corrente descendente de mesoescala.

Fonte: Beneti (2012).

Kousky (1980) propôs que o aquecimento solar e a circulação de brisa seriam os mecanismos de formação das linhas de instabilidade, enquanto Cohen (1989) e Alcântara et al. (2011), demonstraram que o cisalhamento vertical em baixos níveis pode ser considerado um mecanismo importante para a duração das LIs. De acordo com Oliveira & Oyama (2015), a umidade em baixos (700 hPa) e médios níveis (500 hPa) e o escoamento em altos níveis (350 hPa) sobre a costa norte do Brasil são fatores associados à formação de LI. Sendo que a umidade em baixos níveis pode ser fator principal para sua formação, pois, além de fornecer umidade para o sistema, pode estar atuando como fonte de calor que induz o escoamento em altos níveis (Gandu & Silva Dias, 1998).

As LI, na região norte do Brasil, são mais frequentes no período de abril a julho e menos frequentes na primavera (Cohen, 1989; Alcântara et al., 2011), contribuindo assim para aumento dos valores de precipitação nas regiões atingidas (Silva Dias et al., 2005). No entanto alguns estudos divergem quanto ao mês com maior frequência: agosto (Cavalcanti, 1982), julho (Cohen, 1989), maio (Santos Neto, 2004) ou abril

(Barros, 2008). Para Oliveira (2012), estas diferenças podem decorrer dos diferentes períodos de dados utilizados.

Nuvens cobrem aproximadamente 68% da Terra; portanto, é essencial entender as propriedades físicas das mesmas. Espera-se que um bom entendimento do que ocorre no interior de sistemas precipitantes nos traga informações valiosas no que diz respeito à prevenção das consequências de fenômenos adversos. A falta de informações relativas a estes processos complexos, especialmente, com respeito à microfísica de nuvens é um dos principais obstáculos. A maioria dos estudos de microfísica das nuvens é com modelagem. No entanto, os radares polarimétricos são uma boa alternativa, pois a medição direta (in situ) da estrutura microfísica das nuvens torna-se mais difícil, em termos de custo e de aplicabilidade. Portanto, será testado o potencial de se caracterizar por meio de dados polarimétricos de radar banda X, a microfísica de uma linha de instabilidade Amazônica e a identificação e localização dos hidrometeoros presentes.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

O objetivo geral do presente projeto é analisar um caso de Linha de Instabilidade Tropical na costa Norte do Brasil, do ponto de vista da microfísica deste sistema, através das variáveis polarimétricas de um Radar banda X.

2.2. Objetivos Específicos

- ✓ Analisar o ambiente dinâmico e termodinâmico anterior à formação (6 horas); e posterior à dissipação da linha de instabilidade e sua interação com a microfísica do sistema;
- ✓ Avaliar a aplicabilidade das variáveis polarimétricas do Radar banda X no detalhamento da estrutura interna do sistema estudado;
- ✓ Identificar e classificar os hidrometeoros presentes no sistema através das variáveis polarimétricas do radar e verificar quais tipos de hidrometeoros está presente nas regiões convectiva e estratiforme.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1. Linhas de Instabilidade

As atividades humanas são diretamente influenciadas pelas condições do tempo e do clima, uma vez que diversos setores da sociedade se mostram extremamente dependentes dos mais variados tipos de fenômenos meteorológicos. Monitorar de forma efetiva fenômenos causadores de situações adversas torna-se cada dia mais essencial. Por esta razão, o estudo dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) tem sido difundido entre os pesquisadores, devido ao seu rápido desenvolvimento e deslocamento, sendo muitas vezes responsável por mau tempo em várias partes do globo, a exemplo, do evento ocorrido em julho de 2009 na China resultando, em 27 mortes (Zhang et al. 2012).

De acordo com Chong (2009), os SCM's (por exemplo, linhas de instabilidade) tropicais e de médias latitudes (subtropicais) têm sido amplamente descritos em estudos anteriores e Houze (2004) apresentou uma revisão completa de suas várias estruturas internas e dinâmicas. As LIs consistem de um conjunto de cumulonimbus profundos, não necessariamente contínuas (Huschke, 1959; Galvin, 2009). Podem produzir fortes chuvas, vento intenso e granizo (Meng et al., 2013). Formam-se no final da tarde ao longo da costa e se propagam (para Oeste) para dentro do continente, com uma velocidade média de aproximadamente 13 m/s (Molion, 1987), mantendo certa identidade durante seu tempo de vida, que varia entre poucas horas até um dia (Barbosa et al., 2006).

A primeira descrição de LI Tropical ocorreu em 1945 em estudos realizados por Hamilton e Archbold. Entretanto, a primeira documentação desses sistemas ocorreu somente em 1969, com pesquisas realizadas por Zipser durante a realização de um experimento de campo. A primeira indicação de LI na região amazônica foi dada por Kousky (1980) num estudo observacional.

As LIs, na costa Norte do Brasil, mostram uma maior frequência de ocorrências máximas no inverno e mínimas na primavera e no verão (Cavalcanti, 1982; Souza, 2007). Esta redução é devido à diminuição do contraste térmico entre continente e oceano, necessário para o desenvolvimento da Brisa Marítima. A faixa de atuação das LIs acompanha o deslocamento norte-sul da ZCIT, por isto, a sua frequência máxima no litoral norte da América do Sul ocorre quando a ZCIT se encontra mais organizada (nos

meses de inverno). Segundo Cohen (1989), além da interação direta com a ZCIT, as Linhas de Instabilidade também se relacionam com a alta do Atlântico Norte, uma vez que a intensificação, desta resulta numa intensificação dos alísios de Nordeste (NE), aumentando a convergência em baixos níveis na região de formação da LI.

O sistema de LI é composto: em sua frente, por nuvens cúmulos em desenvolvimento. A seguir, uma borda dianteira de convecção em forma de cumulonimbus, ou seja, a própria LI com chuva forte associada e, finalmente, observa-se uma camada ampla de nuvens estratiformes na região da bigorna (Figura 01) (Cohen et al., 2009).

Entre as regiões convectiva e estratiforme muitas vezes há um mínimo de refletividade, conhecida como zona de transição, geralmente associada com um aumento na subsidência (Biggerstaff & Houze, 1993). Na região de convecção, uma forte corrente ascendente é observada, a partir da superfície para a tropopausa (Roux, 1988). O ar levantado pela corrente ascendente entra na região convectiva e sai do sistema a partir das camadas superiores, acima do nível de fusão (isoterma de 0°, Fig. 02). Logo atrás do movimento ascendente na zona convectiva existe um fluxo descendente abaixo da camada de fusão, proveniente de resfriamento evaporativo, criando um fluxo de retorno frio perto da superfície, conhecida como a densidade de corrente. Isto aumenta a convergência em baixos níveis e, conseqüentemente, favorece a formação de novas células convectivas á frente da região de convecção (Houze, 1977; Chong et al., 1987). À medida que as células mais velhas iniciam a dissipação, movem-se para a da retaguarda do sistema e tornam-se parte bigorna (Houze, 1977; Zipser, 1977; Evaristo et al., 2010).

Zipser (1977) propôs dois tipos de correntes verticais associadas as LIs, cada um sob duas escalas de atuação:

- Movimentos ascendentes
 - ✓ De escala convectiva; produzida pela convergência na CLP contribuindo para o desenvolvimento de novas células convectivas á frente das células maduras;
 - ✓ De mesoescala; responsáveis pela manutenção das nuvens estratiformes.
- Movimentos descendentes
 - ✓ De escala convectiva; o qual ocorre na própria zona da LI (10-20 km) onde as chuvas são intensas e onde o movimento descendente é induzido pelo arrasto da gota de chuva provenientes dos CBs;

- ✓ De mesoescala (100-500km); que ocorrem sob a região da bigorna, sustentado pelo resfriamento do ar proveniente da evaporação das gotas das nuvens estratiformes.

Segundo Risi et al. (2010), a evaporação é maior na região estratiforme que na zona de convecção. Zahiri (2007) demonstrou que a taxas de re-evaporação nas regiões estratiformes ficam em torno de 40-70%, em linhas de instabilidade sahelianas, sugerindo que a evaporação contribuiu para o aumento do vapor em linhas de instabilidade, em particular em zonas estratiformes.

Morrison et al. (2009), investigando a formação e evolução de precipitação estratiforme produzida por uma linha de instabilidade, verificou duas regiões claramente diferentes dentro do sistema. A primeira encontra-se numa região de precipitação estratiforme durante algumas horas da formação da tempestade. E outra região onde a precipitação estratiforme é desprezível. Essa diferença da concentração da chuva estratiforme dentro da linha de instabilidade está associada à redução da taxa de evaporação da chuva entre as duas áreas.

Destacando-se por sua natureza organizada e por se desenvolverem em diferentes regiões climáticas (Takemi, 2014). As LIs podem ser identificadas e acompanhadas em imagens fornecidas por satélites meteorológicos, principalmente, nos canais infravermelho (método subjetivo proposto por Cavalcanti, 1982) e visível. Isto é especialmente verdadeiro, em imagens a partir de satélites geoestacionários. Radares meteorológicos também são utilizados para caracterizar o deslocamento das linhas de instabilidade.

As Linhas de Instabilidade são importantes sistemas de mesoescala nas regiões tropicais, constituindo um dos mais importantes sistemas atmosféricos no que se refere ao transporte de calor e momentum (Liu & Zipser, 2013) e aerossóis e gases traço (Silva Dias et al., 2005) para a alta troposfera. De acordo com Greco et al. (1994), uma única LI pode ser responsável pelo transporte para os níveis mais altos de 15-25% do total de energia necessária para equilibrar o saldo de calor da região tropical. Além disto, em condições anteriores à ocorrência de LI, o cisalhamento do vento na baixa troposfera apresenta rotação anti-horária (Cohen et al., 1995), e o cisalhamento vertical em baixos níveis pode ser considerado um mecanismo importante para sua duração (Garstang et al., 1994; Alcântara et al., 2011) e capaz de promover a auto-organização do sistema (Liu & Zipser, 2013).

Cohen et al. (1995) sugeriram que Distúrbios Ondulatórios de Leste e convecção sobre Amazônia intensificam o jato de baixos níveis que favorecem a propagação da LI. Os Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL) se propagam sobre o oceano Atlântico equatorial em direção à costa do Brasil e fornecem uma quantidade adicional de umidade para as regiões costeiras, de forma que o DOL pode ser responsável por fornecer umidade para a formação de LI.

A região Norte possui diversos mecanismos dinâmicos (isolados ou combinados) que produzem precipitação como a ZCIT, vórtices ciclônicos de ar superior, Linhas de Instabilidade, CCM's e ondas de leste. Embora o sistema dominante na região de interesse seja a ZCIT responsável por cerca de 50% da precipitação anual, as Linhas de Instabilidade são responsáveis por grandes acumulados de precipitação, respondendo por 30% da precipitação anual (Barros & Oyama, 2010), sendo que cerca de 40% da chuva de todo o sistema de uma LI provem da bigorna (Houze,1977). Cohen (1989) estimou que as LIs são responsáveis por 45% da precipitação observada no leste paraense durante o período chuvoso. Greco et al. (1990) mostraram que 40% da precipitação observada durante o ABLE-2B (*Atmospheric Boudary Layer Experiment*), realizado na região de Manaus-AM, foram provenientes das LIs.

Oliveira (2012) constatou que em média, cerca de 30% da precipitação ocorrida no mês de Julho na região do Centro de Lançamentos de Alcântara – MA está associada às LI, no período entre 1999-2009, embora tenha encontrado uma grande variabilidade interanual. Também concluiu que os meses (julhos) mais secos apresentam maior fração da precipitação associada às LIs, enquanto que os meses mais úmidos apresentam uma fração menor de precipitação, pois em meses com anomalias negativas de precipitação, os eventos em sua maioria são sistemas organizados, enquanto para as anomalias positivas de precipitação podem ocorrer mais eventos localizados.

Cohen et al. (2009) verificou que, em anos de El Niño, as LIs tendem a se formar entre o litoral da Venezuela e do Amapá, um pouco ao norte da localização média de formação considerada, enquanto que em anos de La Niña, as LIs tendem a se formar mais no litoral norte e nordeste do Brasil, um pouco ao sul da média considerada. Quanto à variação dos totais anuais, nota-se que o número de casos de LIs junto à costa norte/nordeste tende a diminuir em anos de El Niño, enquanto que em anos de La Niña, o número de casos tende a aumentar. A maioria das LIs apresenta intensidade média ao longo do ano. Nos três primeiros meses do ano, predominam LIs de forte intensidade, e nos três últimos meses, de fraca intensidade. Cavalcanti (1982)

observou que as LIs no litoral se localizam mais ao sul em fevereiro, por outro lado durante o mês de setembro ficam localizadas mais ao norte. Tal variação longitudinal coincide com a época e o sentido de deslocamento da ZCIT.

Garstang et al. (1994) descreveu a formação, desenvolvimento e dissipação de LIs em seis fases distintas durante seu ciclo de vida. Gênese Costeira, Intensificação, Estágio Maduro, Enfraquecimento, Regeneração e Dissipação.

- Gênese costeira: primeiras células de tempestades se formam na zona de convergência da brisa durante a tarde; o número de células e seus tamanhos aumentam com o tempo e começam a se juntar. No estágio de formação, os padrões de precipitação em mesoescala sugerem que os Cbs se alinhem numa direção perpendicular ao vento nos níveis baixos;
- Intensificação: no final da tarde, início da noite, os aglomerados de nuvens continuam se juntando para formar grandes aglomerados, geralmente, orientados NW-SE, em um padrão quase linear e paralelo à costa; as alturas de topo de nuvem podem atingir de 13 a 17 km de altura;
- Estágio maduro: tamanho máximo de quase 3000 km de comprimento; linhas altamente descontínuas ou em forma de arco de células; cerca de 30 a 40 % da linha de instabilidade é formada por Cbs ativos; uma nova linha pode se formar na costa;
- Enfraquecimento: a linha de instabilidade diminui de tamanho e suas células perdem intensidade; além disto, existe uma diminuição na velocidade de propagação;
- Regeneração: durante o máximo de aquecimento diurno no continente próximo a Manaus, as linhas de instabilidade se re-intensificam;
- Dissipação: as células vão se espalhando e deixa de existir a estrutura em mesoescala.

Segundo Molion (1987), o resfriamento radiativo durante a noite provoca a dissipação das nuvens, podendo haver a formação de novas nuvens no dia seguinte, quando ocorre o aquecimento na superfície novamente. No entanto, alguns autores discordam que o aquecimento da superfície seja o único mecanismo responsável pela manutenção das Linhas de Instabilidade, pois já foram observados casos em que a dissipação ocorreu em horários diurnos (Cohen et al., 1989). Existem casos em que a dissipação demora muito mais tempo do que a média. Uma teoria para explicar a manutenção de uma linha de instabilidade por várias horas, sem dissipação da energia

associada, é a de Lindzen e Tung (1976) baseada na propagação de ondas de gravidade em dutos.

As LI tropicais se propagam em relação ao vento em todos os níveis na vertical. O escoamento de entrada ocorre pela frente do sistema e o escoamento de saída por trás, em todos os níveis (Moncrieff & Miller, 1976). As teorias que tratam da propagação das LIs tropicais são classificadas de acordo com os três principais mecanismos causadores de seu movimento: translação, propagação forçada e autopropagação. Sendo **Translação**, o processo pelo qual uma LI tropical é carregada pelo vento médio da camada, entre a superfície até os níveis altos da atmosfera, durante seu ciclo de vida. **Propagação Forçada**, refere-se à regeneração da LI tropical por uma forçante externa (exemplo: a circulação de brisas). Enquanto a **autopropagação** é o processo em que a LI tropical se regenera ou gera elementos novos similares.

Cohen (1989) estudou a dinâmica das LI na Amazônia identificando, a partir das condições ambientais, os mecanismos que determinaram os deslocamentos deste sistema (propagação), e em seguida as classificou conforme sua penetração no continente.

- Linhas de Instabilidade Costeira (LIC) são aquelas cuja propagação horizontal, para o interior do continente, alcança até 170 km e não se deslocam continente adentro;
- Linhas de Instabilidade com Propagação do Tipo 1 (LIP1) apresentam deslocamento horizontal entre 170 e 400 km para dentro do continente;
- Linhas de Instabilidade com Propagação do Tipo 2 (LIP2) apresentam deslocamento horizontal, continente adentro, superior a 400 km.

Não há consenso na nomenclatura deste tipo de sistema. Um dos principais motivos está relacionado ao fato dos pesquisadores utilizarem diferentes critérios para definir uma LI. Barnes & Sieckman (1984) avaliaram a magnitude da propagação em sua classificação. Utilizando dados de radiossondagem na região do experimento GATE, classificaram as linhas de acordo com a magnitude de velocidade de propagação, linhas com velocidade maior ou igual a 7 m/s e linhas com velocidade menor ou igual a 3 m/s. Enquanto Drosowsky & Holland (1987) fizeram uma classificação para as LI que se formaram ao norte da Austrália, baseados no critério de intensidade da atividade convectiva e no formato da nebulosidade.

Greco et al. (1990) estabeleceram categorias para as LI tropicais que produziram precipitação na região de Manaus. Esta classificação foi feita considerando o tamanho,

velocidade de propagação e local de formação da LI. Garstang et al. (1994) estudaram a estrutura e a cinemática das LI de mesoescala até a escala sinótica na Bacia Amazônica. As linhas estudadas foram denominadas de Linhas de Instabilidade Costeira na Amazônia, que eventualmente se propaga continente adentro, alcançando Manaus até os Andes, após 48 horas de sua formação.

Kousky (1980) classificou as LI de acordo com a sua propagação, ou não, continente adentro a partir da costa da Amazônia. O autor identificou que quando o escoamento em 850hPa é perpendicular à costa, a LI propaga-se em direção ao interior do continente. Caso contrário, ou seja, quando o escoamento em 850hPa é paralelo à costa, a LI não se propaga.

3.2. Radar Meteorológico

O radar meteorológico é um equipamento de sensoriamento remoto ativo da atmosfera adequado para monitorar os sistemas precipitantes, devido à sua alta resolução espacial e temporal (Wilson et al. 1998; Farias & Pereira Filho, 2013).

Radar é um acrônimo para *R*adio *D*etection *A*nd *R*anging (Rádio Detecção e Localização). Sua utilização pode ser definida como a arte de detectar objetos através dos ecos de rádio e determinar sua direção e alcance, além de reconhecer as suas características. No caso de estudos na área das ciências atmosféricas, o termo objeto pode ser compreendido como os hidrometeoros (gotículas de nuvem, gotas de chuva, cristais e pedras de gelo). No entanto, atualmente, os radares também detectam alvos como aerossóis ou insetos (através de assinaturas polarimétricas específicas) e até mesmo variações no índice de refração que estão associados a movimentos turbulentos na atmosfera. O radar meteorológico é o único instrumento capaz de prover informações complexas sobre as dimensões horizontal e vertical da chuva (Oliveira, 2014).

Quando utilizado em conjunto com um instrumento de medição de taxa de precipitação, por exemplo, disdrômetros, permite o levantamento adequado do comportamento local da chuva, sendo assim, uma das tecnologias mais precisas e utilizadas dentro da meteorologia (Pinheiro et al., 2005; Tenório et al., 2010). Os disdrômetros foram desenvolvidos, inicialmente, por Joss e Waldvogel em 1967, e são equipamentos capazes de medir o tamanho das gotas de águas automaticamente através da transformação da energia cinética das gotas de chuva em pulsos elétricos (Tenório et al., 2010).

Thurai e Bring (2008) estudaram a microestrutura da chuva em dois diferentes ambientes, continental e marinho, utilizando disdrômetro e Radar banda C e S. Concluíram que as nuvens do tipo marinhas apresentaram número de gotas variando entre 10.000 m^{-3} e 30.000 m^{-3} e diâmetro médio de 1,5 mm e 1,75 mm. As nuvens do tipo continental apresentaram valores de número de gotas entre $1.000 - 3.000 \text{ m}^{-3}$ e diâmetro por volta de 2 mm a 2,75 mm. O uso de uma rede de disdrômetros pode ajudar a melhorar não apenas estimativas de precipitação, mas também a modelagem de sistemas, tais como linhas de instabilidade (Morrison et al., 2009).

O princípio de funcionamento de um radar meteorológico se baseia na propagação de uma onda eletro-magnética (EM), geralmente na faixa de micro-ondas, que se propaga no espaço à velocidade da luz, $2.998 \times 10^8 \text{ m/s}$, que interage com os alvos que estão ao longo do seu caminho. Sendo que a interação que mais interessa na área de meteorologia é a energia refletida que volta na mesma direção da energia incidente, ou seja, energia retro-espalhada. Os hidrometeoros líquidos e sólidos quando atingidos pelo pulso eletromagnético ficam energizados e reemitem (por ressonância) essa energia em todas as direções. Desta forma parte desses ecos produzidos pelo alvo chegará até a antena do radar, e isto possibilita a determinação da distância, do mesmo (Queiroz, 2009). Vale ressaltar que a faixa de micro-ondas sofre atenuação. A atenuação da radiação de comprimento de onda de 3 cm pela chuva é muito maior do que a atenuação em comprimentos de onda mais longos.

Um radar meteorológico é composto por um transmissor/receptor, linha de transmissão (alimentador e guias de onda), uma antena responsável por enviar os pulsos e captar os ecos provenientes dos alvos e algum tipo de sistema de exibição para permitir que se veja o que o radar detectou (Rinehart, 2004).

Basicamente, a área de meteorologia por radar nasceu durante a Segunda Guerra Mundial (1930-1945). Logo em seguida, começou a ser utilizada com intuito de descrever sistemas atmosféricos de mesoescala (Fragoso, 1996). No início da década de 1970, se iniciou a utilização de radar meteorológico em estudos voltados para estimativa e/ou velocidade de propagação dos sistemas atmosféricos causadores de situações adversas (Sauvageot, 1982; Delrieu et al., 1988; Fragoso, 1996).

O radar meteorológico vem sendo utilizado como ferramenta complementar por profissionais da meteorologia, física da atmosfera, hidrologia entre outros, por ser um instrumento de técnicas. Segundo Sauvageot (1982), o advento do radar como instrumento de teledetecção proporcionou o desenvolvimento de mecanismos de

previsão do tempo, principalmente, a médio e curto prazo, como também permitiu adquirir conhecimento sobre as estruturas dos fenômenos atmosféricos.

Radares meteorológicos são uma excelente alternativa para a falta de uma densa rede de pluviômetros, porque apresentam a capacidade de estimar a precipitação em locais bem distantes de onde se encontram. No Brasil, existem mais de vinte radares meteorológicos que pertencem a diversas instituições (Angelis et al., 2006). Mesmo o número não sendo o necessário para uma rede de monitoramento mais eficiente é de extrema importância para as populações onde estão localizados.

Uma das vantagens mais significativas do radar é a disponibilidade imediata dos dados, proporcionando um aumento significativo na produção de literatura técnico-científica sobre os vários aspectos da meteorologia por radar, com destaque para os trabalhos que demonstram a importância do radar no monitoramento de sistemas meteorológicos de mesoescala e nos esquemas de alerta de eventos severos (Gomes, 1994; Gomes, 1998; Pereira Filho, 1999 e Perrella et al., 2000). Diniz et al. (2004) estudaram através de imagens de Radar meteorológico as intensas atividades convectivas, mais especificamente, sobre a região do aeroporto de Petrolina- PE durante a estação chuvosa de 1985. Foram analisados os aspectos termodinâmicos e dinâmicos da atmosfera permitindo avaliar o grau de estabilidade e relacionar com desenvolvimento dos sistemas convectivos.

É possível ver na literatura diversos estudos onde imagens de radar são utilizadas, demonstrando desta forma a abrangência na sua utilização, indo da previsão de curto prazo (*nowcasting*) a estudos que se necessita de décadas de dados para uma análise coerente.

As medidas de chuva oriundas dos radares são indiretas, ou seja, referem-se a quantidades de água líquida baseadas na refletividade das gotículas de precipitação. O tamanho das gotículas é importante para se determinar a distribuição e intensidade da chuva. A essa relação de refletividade, que de acordo com Rinehart (2004) trata-se de um parâmetro determinado pelo número e tamanho das partículas presentes no volume da amostragem e taxa de precipitação, dar-se o nome de relação Z-R, que consiste em uma equação empírica. Dentre inúmeras publicações a respeito de relações Z-R, destacam-se a de Marshall e Palmer (1949), embora bastante empregada, é específica para chuvas estratiformes, Blanchard (1953) para chuvas orográficas, Joss et al. (1970) para chuvas convectivas, Sekhon & Srivastava (1971) para flocos de neve, Antonio (1996) e Moraes (2003) para a região do leste do Nordeste Brasileiro. Recentemente,

Calheiros & Machado (2014) determinaram relações Z-R para Alcântara (MA), Belém (PA), Fortaleza (CE) e Vale do Paraíba, com dados referentes ao Projeto Chuva.

Tenório et al. (2010), para determinarem a relação ZR para o radar meteorológico na cidade de Maceió – Alagoas, dividiram os índices pluviométricos registrados em duas classes para taxas de precipitação (R), $R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ para chuva estratiforme e para chuva convectiva $R \geq 10 \text{ mm h}^{-1}$. Para a classe estratiforme, os valores obtidos para o coeficiente a e b estavam de acordo com valores encontrados na literatura, os valores dos coeficientes convectivos foram distintos dos observados em outros estudos. A relação geral ZR ($Z=176,5R^{1,29}$) apresentou coeficientes semelhantes aos da classe estratiforme. No entanto, isso não significa que as taxas de precipitação estratiforme predominaram durante o período do estudo. Nzeukou et al. (2004), empregando os mesmos limiares de precipitação, constatou que 84% dos eventos de chuva foram classificados como chuva estratiforme e o restante como chuva convectiva.

Para Farias & Pereira Filho (2013), o aumento nos últimos anos da disponibilidade de dados de radar com alta resolução espacial e temporal, desenvolvimento de técnicas de automatização computacional e de novos métodos para aplicação na previsão de chuva a curtíssimo prazo (0-3h), tem possibilitado a análise de eventos de precipitação intensa com algumas horas de antecedência, principalmente, em regiões de adensamento populacional, como é o caso da Região Metropolitana de Belém.

O PPI (*Plan Position Indicator*) fornece a projeção num plano horizontal, obtido através de uma varredura em azimute em coordenadas polares, para um ângulo de elevação constante (Fig. 03). Esta é a forma básica de visualização das variáveis medidas pelo radar. Deve-se observar que, conforme a distância em relação ao radar aumenta, a altitude do feixe com relação ao solo também aumenta. Os dados em coordenadas esféricas são transformados para coordenadas cartesianas e então, são plotados com o centro da imagem indicando a localização do radar.

O RHI (*Ranger Height Indicator*) apresenta o sinal recebido em função da distância e elevação (altura) para azimutes fixos, utilizado para inspecionar a estrutura vertical de uma tempestade. Machado et al. (2014) utilizaram os dados de RHI combinados com radiossondagens para calcular o Índice de nuvens quentes-frias (WII) durante o Projeto Chuva. O estudo demonstrou que aproximadamente 70-75% da precipitação total durante cada campanha do projeto são provenientes de nuvens quentes.

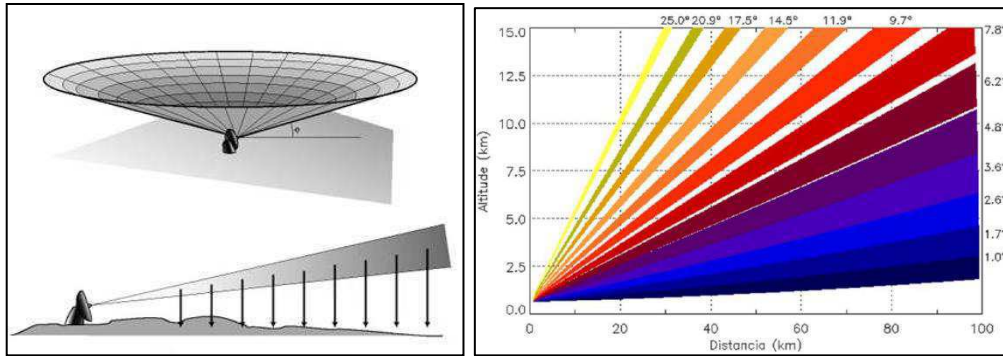


Figura 03 – Em a) exemplo de PPI (*Plan Position Indicator*), em b) Estratégia de varredura volumétrica do radar durante a campanha CHUVA-Vale. Cada faixa colorida representa uma das 13 elevações com a indicação do respectivo ângulo de elevação.

Fonte: Oliveira (2014) e Mattos (2015), respectivamente.

Como o PPI é um indicador do sinal para uma determinada elevação, às vezes é mais conveniente representarmos este sinal a uma altura constante em relação à superfície da terra, uma vez que existe o efeito de curvatura e do ângulo de elevação. Desta maneira, define-se o CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*), como a projeção do sinal recebido a uma altura constante (Fig. 04). O CAPPI trata-se de um sub-produto do PPI, e é um formato de visualização de imagens de radar que mostra o campo de precipitação a altitude constante, dados de diversas varreduras em múltiplos ângulos de elevação do radar são combinados para formar uma composição que se aproxima a uma secção da atmosfera.

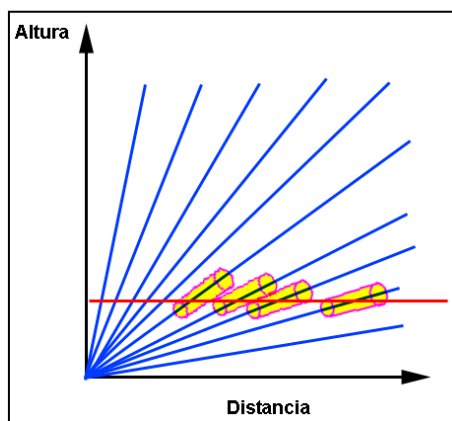


Figura 04 – Exemplo da definição de um CAPPI. As curvas em azul representam o feixe de um PPI em diversas elevações, enquanto que a linha vermelha representa o nível do CAPPI e os volumes em amarelo representam os campos a serem reprojctados.

Fonte: Apostila Estratégias de Varredura para o Radar Meteorológico do CLA.

3.3 Radar Polarimétrico e Variáveis Polarimétricas

Radares de Dupla-polarização transmitem radiação com polarização horizontal e polarização vertical simultaneamente (Fig. 05). Ao comparar os sinais recebidos a partir de retornos de cada polarização, podem-se recolher informações sobre o tamanho, forma e orientação de alvos dentro do volume de amostragem do radar. Assim, o radar polarimétrico é uma ferramenta emergente que pode ser aplicada a numerosas situações operacionais e utilizada para melhorar as previsões, em curto prazo, e a estimativa da precipitação quantitativa.

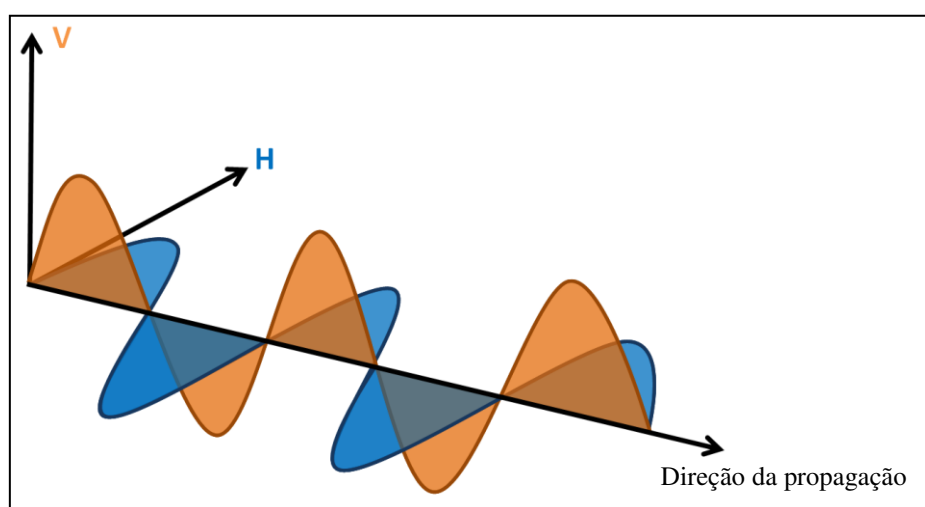


Figura 05 – Esquema da propagação simultânea das polarizações horizontal (azul) e vertical (laranja) de ondas eletromagnéticas

Fonte: Kumjian (2013a).

Segundo Kumjian (2013a) o radar de múltipla-polarização começou a ser utilizado em estudos sobre precipitação na década de 1950 por cientistas no Reino Unido (Browne & Robinson, 1952; Hunter, 1954), Estados Unidos (Newell et al., 1955; Wexler, 1955), e da União Soviética (por exemplo, Shupyatsky, 1959; Gerzenshon & Shupyatsky, 1961; Shupyatsky & Morgunov, 1963; Minervin & Shupyatsky, 1963; Morgunov & Shupyatsky, 1964).

O mais recente avanço no radar meteorológico é dupla polarização, que tem promovido o desenvolvimento da meteorologia por radar, bem como física de nuvens e precipitação (Tang et al., 2014). Como a tecnologia de radar polarimétrico está amadurecendo, tem havido um ressurgimento de interesse significativo na medição de precipitação no comprimento de onda de 3 cm (banda X) (Matrosov et al., 2005; Anagnostou et al, 2010; Park et al., 2005; Maki et al., 2008; Chandrasekar et al., 2009;

Matrosov, 2010; Wang e Chandrasekar, 2010). Atributos atraentes para estes instrumentos, em comparação com os radares de comprimento de onda de 5 cm mais utilizados pelos serviços meteorológicos nacionais na Europa e os radares de comprimento de onda de 10 cm são menor custo, menor tamanho, melhor desempenho em ambiente de desordem, e maior sensibilidade da fase diferencial para as variações na taxa de chuva. (Borowska et al., 2011).

Um dos benefícios do radar de medidas polarimétricas são as possíveis melhorias para a qualidade dos dados de radar, devido à capacidade para corrigir a atenuação e bloqueio do feixe parcial (Zrnic & Ryzhkov 1999; Ryzhkov et al 2005). Os dados polarimétricos são usados para melhorar a identificação de desordem (Kumjian, 2013b). Além de melhorar a detecção de desordem, variáveis polarimétricas de radar são utilizados para melhorar a detecção de ecos não meteorológicos e melhorar a estimativa da precipitação. Recentemente, Zhao et al. (2013) demonstraram diferentes relacionamentos baseados em variáveis polarimétricas para estimar o teor de água da chuva, bem como os efeitos de atenuação sobre recuperações de radar X-band.

Com os radares convencionais é possível medir três momentos: fator de refletividade do radar (Z), velocidade Doppler (V) e largura do espectro de Doppler (W). Como o radar convencional envia e recebe sinais na polarização horizontal, todos os três momentos são medidos em polarização horizontal, limitando as informações sobre os alvos (hidrometeoros). No entanto, os radares de dupla-polarização podem medir esses três momentos em ambas polarizações, horizontal e vertical.

Informações significativas são obtidas comparando as amplitudes e fases dos sinais de retorno das polarizações horizontal e vertical, fornecendo um conjunto de novas variáveis (Kumjian, 2013a). As variáveis polarimétricas mais utilizadas em estudos, com algumas exceções, são fator refletividade com polarização horizontal (Z_h , dBZ), a refletividade diferencial (Z_{dr} , dB), fase diferencial específica (K_{dp} , ° km⁻¹) e coeficiente de correlação (ρ_{hv}).

3.3.1 Refletividade Diferencial (Z_{dr})

O comportamento da refletividade diferencial (Z_{dr}) observado durante precipitações onde a chuva caracteriza-se por tamanhos de gota maiores terão maior Z_{dr} , indicando mais (menos) potência recebida na polarização horizontal (vertical). Z_{dr} tende a aumentar com o aumento Z_h , em virtude da precipitação mais intensa ser caracterizada por maiores concentrações de gotas maiores. Uma exceção a esta tendência ocorre

quando a tempestade apresenta valores elevados de Z_{dr} (indicando grandes gotas oblatas) e Z_h relativamente baixo (indicando que aquelas grandes gotas estão em baixas concentrações) (Kumjian & Ryzhkov, 2012). Isto ocorre devido Z_{dr} ser independente da concentração de partículas (varia de acordo com os tamanhos e formas dos pingos de chuva), enquanto Z_h é diretamente proporcional à concentração de partículas. Tal restrição ocorre, geralmente, ao longo da borda de ataque de sistemas precipitantes e / ou sob correntes de ar ascendentes.

Os valores de Z_{dr} resultante de grandes granizos são muito mais baixos do que para a chuva (Heinselman & Ryzhkov, 2006). Em geral, o Z_{dr} inerente ao granizo varia, dramaticamente, como uma função do tamanho do granizo, forma, e a quantidade de água líquida localizada sobre ou no interior do mesmo. O comportamento de Z_{dr} à medida que o granizo cai tem valores próximos de zero, em razão das pedras parecerem ser de forma esférica, no sentido estatístico. Isto se aplica para qualquer tamanho de pedras de granizo. No entanto, pequenos valores Z_{dr} diferentes de zero medidos em grandes pedras de granizo acima do nível do 0 ° C (camada de fusão) indicam algum grau de alinhamento (Picca & Ryzhkov, 2012).

3.3.2 Fase Diferencial Específica (K_{dp})

K_{dp} é, particularmente, útil para a estimativa de precipitação nos casos em que a chuva é misturada com o granizo. Isto ocorre porque K_{dp} não é afetada por partículas que caem, além disto, K_{dp} é quase, linearmente relacionado, com a taxa de precipitação (Kumjian, 2013a), e pode ser considerada uma boa medida da quantidade de água líquida no volume de amostragem de radar na precipitação da estação quente. O K_{dp} resultante de partículas esféricas (ou em queda) é zero, como o granizo seco. No entanto, nem todas as pedras de granizo estão caindo aleatoriamente e, portanto, medidas de K_{dp} diferentes de zero são possíveis em granizo não esférico. Na verdade, os valores, de fase diferencial específica, negativos são possíveis em grandes granizos, porque estas pedras são dispersores não-Rayleigh. Dispersores de Rayleigh são partículas cujas dimensões são muito menores que o comprimento de onda.

Grandes agregados de neve seca têm K_{dp} característico, praticamente, igual a zero. No entanto, os cristais de gelo cristalinos, tais como placas hexagonais, dendrites, e agulhas em concentrações, suficientemente, elevadas podem produzir valores de K_{dp} positivos tão grandes quanto 0,5 graus km^{-1} (Schneebeil et al., 2013). Considerando que Z_h é afetada pela presença de agregados de neve, K_{dp} ainda pode ser utilizado para

detectar a presença de cristais de gelo cristalinos misturadas com agregados. Fortes campos elétricos podem alinhar pequenos cristais de gelo horizontalmente (verticalmente), resultando em K_{dp} positivos (negativos). Vale ressaltar que é difícil estimar K_{dp} de forma confiável na camada de fusão, pois agregados úmidos podem causar retro espalhamento diferente de zero.

3.3.3 Coeficiente de Correlação Co-polar (ρ_{hv})

O coeficiente de correlação co-polar (ρ_{hv}) descreve as similaridades das características entre a radiação retro-espalhada horizontalmente e verticalmente (Straka et al., 2000; Mattos, 2015). ρ_{hv} é independente da concentração de partículas e é imune a problemas de calibração do radar, a atenuação ou atenuação diferencial, e bloqueio do feixe. Note-se que a diversidade de tamanho não afeta o coeficiente de correlação, a menos que a forma das partículas varia entre o espectro de tamanho. Além de valores reduzidos com o aumento da diversidade das características físicas das partículas, o ρ_{hv} pode ser significativamente, reduzido na presença de dispersores não-Rayleigh. Outras regiões onde o ρ_{hv} medido pode ser reduzido abaixo de seu valor característico incluem aqueles afetados pelo preenchimento não uniforme do feixe (Ryzhkov, 2007).

Os agregados de neve seca produzem valores muito elevados de ρ_{hv} ($> 0,97$). Isto é porque sua densidade muito baixa tende a neutralizar suas formas irregulares e aumento da oscilação. Flocos de neve de fusão levam a uma redução dos valores de ρ_{hv} ($< 0,90$). A adição de água de degelo líquido sobre as partículas acentua a variabilidade pré-existente em formas de partículas e as orientações, dando-lhes uma permitividade complexa relativa maior. Além disto, a agregação de flocos de neve de fusão pode ser grande o suficiente para produzir efeitos de dispersão de Mie (Tromel et al., 2013). Devido a estes fatores, a assinatura da camada de fusão (banda brilhante) é muitas vezes mais evidente em ρ_{hv} .

3.4 Radar Meteorológico e Linhas de Instabilidade

Com base em dados de refletividade de radar meteorológico Doppler, Yang et al. (2015) observaram um evento de linha de instabilidade que se formou, no dia 23 de julho de 2011, na província de Hebei a noroeste da China e que em seguida deslocou-se para sudeste. As análises priorizaram as estruturas dinâmicas e microfísicas, o efeito do calor latente, o mecanismo de formação de granizo e chuva, e as características das distribuições horizontais de precipitação. Esta linha de instabilidade analisada,

caracterizou-se por uma intensa convecção na sua borda frontal, uma região de precipitação estratiforme associado a correntes ascendentes de mesoescala. A piscina de água fria na superfície é formada, principalmente, por precipitação na etapa de desenvolvimento inicial. Durante estágios maduros a piscina fria se localizou por trás da borda frontal da tempestade. A convergência do ar frio divergiu da piscina fria e o ar quente-úmido foram os principais mecanismos de manutenção da linha de instabilidade. Seguindo os autores o crescimento do granizo durante a fase de desenvolvimento ocorreu por agregação. Enquanto no estágio maduro, as partículas de granizo crescem por processos de agregação e congelamento perto do nível de fusão.

Com a implantação em Benin, África Ocidental, (2006 - 2007) do radar X-band dual-polarização Doppler, juntamente com uma rede pluviômetro e vários disdrômetros ópticos, Koffi et al (2014) realizaram um estudo comparativo de vários estimadores de precipitação que usam dados de radar polarimétrico banda X. Em sistemas convectivos tropicais como encontradas no Benin, a atenuação de micro-ondas pela chuva é significativa e estimar precipitação em X-band é um desafio. Foram desenvolvidos vários algoritmos baseados na utilização combinada de refletividade, refletividade diferencial e mudança de fase diferencial que são avaliadas com valores observados por pluviômetros e disdrômetros. Koffi et al. (2014) ao termino de suas análises concluíram que o radar Banda X polarimétrico poderia ajudar a preencher as lacunas na cobertura global e fornecer informações em algumas áreas de regime de chuvas ou região que atualmente não estão documentados, como também monitorar tempestades de chuva em áreas mal cobertos por redes operacionais. Radares polarimétricos banda-X poderia ser uma solução interessante para o monitoramento da precipitação e risco hidrometeorológico nas cidades africanas, em complemento ao monitoramento por satélite (Chandrasekar et al., 2008).

Meng et al. (2013) analisaram 96 casos de linhas de instabilidade no leste da China, com o de objetivo elaborar uma caracterização do sistema para a região. Notaram que as linhas de instabilidade se formaram de março a outubro, com um máximo em julho. O local médio de formação desloca-se de sul na primavera para norte no verão e em seguida retorna para o sul durante o outono. As LIs nesta região da China tiveram orientação, preferencialmente, sudoeste-nordeste e desloca-se em direção ao leste. Propagam-se a uma velocidade de 14,4 m/s, com comprimento máximo de 243 km, a máxima intensidade da refletividade e de 58 – 63 dBZ e uma duração de 4,7 h, em média.

Beneti (2012) utilizou um conjunto de dez anos dados do radar meteorológico Banda - S Doppler instalado no município de Teixeira Soares, Paraná. Concluiu que os topos dos ecos foram distribuídos entre 7 e 11km para 82% dos eventos, e a mais de 80% dos eventos apresentam orientação da precipitação entre nordeste e leste a medida que se deslocam pela área do radar, similar as linhas de instabilidade. Demonstrou que a estrutura vertical de refletividade e a distribuição de precipitação (convectiva e estratiforme) foram condições necessárias para o processo de eletrificação das tempestades, com valores de refletividade entre 30 e 35 dBZ na região de fase mista, entre 0°C e -20°C , o que foi comprovado com os altos índices de relâmpagos (Beneti, 2012).

Evaristo et al. (2010) fizeram uso de dados de radar (banda - X) e disdrômetros, instalados em Benin, África Ocidental, para analisarem a parte estratiforme de três linha de instabilidade durante a campanha AMMA (*African Monsoon Multidisciplinary Analyses*), notaram que estas regiões podem ser não muito uniforme, devido à presença de células velhas. Outro resultado interessante é a presença de graupel na região estratiforme, perto do nível de fusão. Perceberam a presença de neve nos níveis superiores, tanto na região convectiva, quanto na estratiforme, constataram que na região convectiva as gotas crescem, principalmente, por agregação de partículas de nuvem. Segundo os autores, as LI do Oeste Africano são caracterizadas por fortes colunas de refletividade que indicam a região convectiva. A intensidade e altura destas colunas dependerão da força das correntes ascendentes. Também observaram que cristais de gelo em processo de derretimento formam grandes partículas de gelo revestidas por água líquida, que resulta em uma região de máxima refletividade, conhecida como banda brilhante.

Chong (2010) analisou uma linha de instabilidade que passou sobre Niamey, em 11 de agosto de 2006, utilizando dados de um radar Doppler banda - C, pertencente ao Instituto de Tecnologia de Massachusetts (IMT). O sistema propagou-se para oeste. Sua velocidade foi, objetivamente, determinada a partir da refletividade do radar, em baixos níveis e em diferentes momentos de observação. A precipitação líquida (chuva) alcançou até 5 km de altura, enquanto graupel concentrou-se acima de 4 km de altura. De acordo com Chong (2010), uma profunda camada de água nas nuvens diagnosticada entre 1 e 8,5 km foi, progressivamente, substituída por gelo em níveis superiores (5-13 km).

Feng et al. (2009) utilizaram produtos de uma radar polarimétrico e outras ferramentas de análise para caracterizar a atividade de relâmpagos em uma linha de instabilidade ocorrida, no dia 28 de abril de 2006, na província de Shandong no leste da China. Os autores perceberam que, em sua maioria, os relâmpagos nuvem-solo (NS) positivos ocorreu próximo das regiões de ecos fortes na parte da frente da linha de instabilidade, enquanto os CG de flashes negativos ocorreram, principalmente, nas regiões com fracos e uniformes ecos de radar. Ao comparar o LIS (*Lightning Imaging Sensor*) com dados do radar, verificou-se que todos os flashes ocorreram dentro da região com uma refletividade superior a 20 dBZ. A densidade dos relâmpagos tendeu a aumentar com o aumento da refletividade. Além disso, os relâmpagos IN (IC – *intracloud*) concentraram-se na região superior da nuvem acima de 9 km. As características de distribuição NS nesta linha de instabilidade eram obviamente diferentes daqueles de uma SCM comuns, mas foram semelhantes aos do super-célula ocorrida em 29 de junho 2000.

4. MATERIAL E MÉTODOS

O Projeto CHUVA (*Cloud Processes of the Main Precipitation Systems in Brazil: A Contribution to Cloud Resolving Modeling and to the Global Precipitation Measurement*) tem como objetivo ampliar o conhecimento dos processos envolvidos com a formação de nuvens, com intuito de reduzir as incertezas na estimativa de precipitação, conseqüentemente, melhorar o conhecimento do balanço de água e de energia, além da microfísica de nuvens (Chuva Project, 2010). A campanha de Belém foi realizada durante o período de 01-30 junho de 2011, durante máxima ocorrência das linhas de instabilidades (Machado et al., 2014). O radar banda X Doppler Polarimétrico móvel foi instalado na Universidade Federal do Pará ao longo do rio Guamá, um afluente do rio Amazonas. Dois locais de observação foram criados, um em Outeiro e outro em Benevides, a 23,0 km e 27,7 km de distância do radar, respectivamente.

Para realização da pesquisa foram utilizados diferentes equipamentos, dados e imagens que serão descritos a seguir.

4.1. Área de estudo

O Estado do Pará, segundo maior estado do Brasil, está localizado na região norte do Brasil ($02^{\circ}37'36'' - 09^{\circ}50'27''$ de latitude Sul e $46^{\circ}03'18'' - 58^{\circ}53'42''$ de longitude Oeste), com extensão territorial de 1.248.042,515 km² o que representa 14,65% de todo o território brasileiro e 45,27% da região Norte. Sua população é estimada em 8.077.924 de habitantes (IBGE, 2014).

O estado tem como capital Belém, que fica localizada ao Norte do estado, situado nas coordenadas $01^{\circ}00' 59.90''$ e $01^{\circ} 32' 22.95''$ de latitude Sul e $48^{\circ} 32' 22.95''$ e $48^{\circ} 23' 13.01'$ de longitude Oeste (Melo et al., 2014).

A cidade de Belém localiza-se às margens da Baía do Guajará e Rio Guamá, no estuário do Rio Pará, possuindo uma área territorial de 1.059,458 Km², dos quais cerca de 2/3 constitui-se de ilhas (39 ilhas) (Melo et al., 2014). Com uma altitude média de 5m acima do nível do mar e relevo predominantemente plano, com 60 % de sua área acima da cota de 4 metros em relação ao nível médio do mar.

O clima em Belém, segundo a classificação de Köppen é Am, ou seja, clima tropical chuvoso de monção (Silva Junior et al., 2012a). Ainda segundo os autores, a média anual climatológica da temperatura do ar é de 26,0°C, com máximas e mínimas

variando de 31,5 a 22,0°C, respectivamente. Esta amplitude térmica em torno de 10°C durante o ano indica uma grande variabilidade das temperaturas na cidade de Belém. A média anual da evaporação total é 771,6 mm, com valores médios máximos e mínimos de 83,6 mm/mês em agosto, e 38,5 mm/mês em fevereiro (Silva Junior et al., 2012b). A média da umidade relativa do ar é de 85,8% com valores maiores na época chuvosa, cerca de 91%, e menores durante o período menos chuvoso (83%).

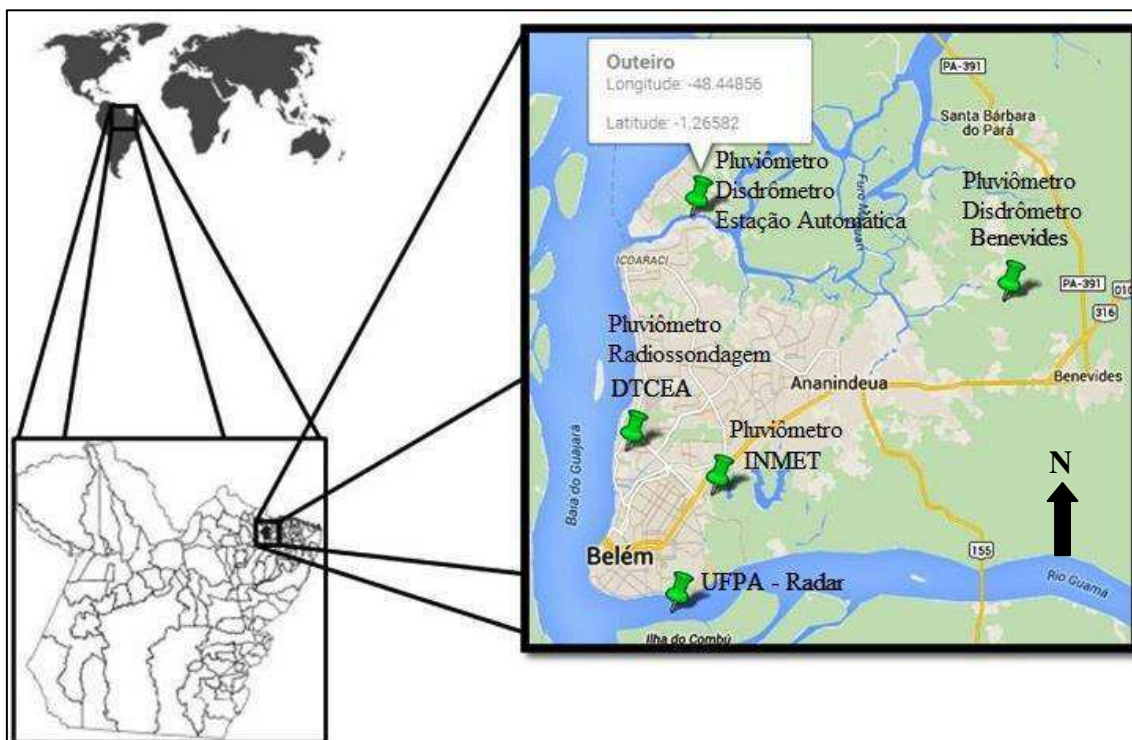


Figura 06 – Mapa de localização dos sítios de observação do Projeto Chuva – Campanha Belém, com destaque para Outeiro (maior gama de dados) e UFPA (Radar).

Fonte: Adaptado de Silva Junior et al. (2012).

A pluviosidade média anual é de 2.858,7 mm ano⁻¹ com maior volume no período chuvoso (dezembro a maio), correspondendo a 71,2% do total anual, enquanto que os 28,8% restantes estão distribuídos nos meses de junho a novembro (Silva Junior et al., 2012b; Fisch et al., 1998; Costa, 1998). O regime pluviométrico nesta região está ligado às flutuações de grande escala, e principalmente, as circulações de Hadley e Walker (Molion, 1987), e também é regida pelos padrões oceano-atmosfera de grande escala através dos fenômenos El Niño - Oscilação Sul (ENOS), no oceano Pacífico, e pelo dipolo sobre o Oceano Atlântico (Souza et al., 2009). A precipitação pluvial oscila de aproximadamente 110 mm/mês, nos meses de outubro e novembro, até acima dos 400 mm/mês, em fevereiro e março (Normais Climatológicas, 2009). Esta baixa

variabilidade ocorre devido Belém estar localizada na região tropical. De acordo com Molion (1987), a precipitação é o parâmetro climatológico mais importante da região.

4.2. Dados

4.2.1. Imagens de satélite

Foram utilizadas imagens do canal infravermelho (IR) do satélite GOES – 12. As imagens se referem aos dados de temperatura de brilho, que permitem estimar a altura do topo da nebulosidade. Estas imagens são utilizadas para a identificação de LIs de modo subjetivo, seguindo a metodologia de identificação descrita em Cavalcanti (1982), que é baseada na análise de imagens das 2100 UTC do canal infravermelho dos satélites GOES. Para complementar a identificação através das imagens no IR foram analisados os produtos do FORTRACC que se trata de uma técnica de previsão e rastreamento da evolução de agrupamento de nuvens (Vila et al., 2008). Esta permite rastrear as propriedades radiativas e morfológicas dos Sistemas Convectivos (SC) e prever a evolução das propriedades físicas dos SC usando imagens de satélite do canal IR. Esta ferramenta foi aplicada com finalidade de ilustra a existência de um sistema em processo de intensificação.

4.2.2. Radiossondagens (Latitude -1,22° – Longitude -48,28°)

Os dados provêm de sondagens realizadas, três vezes ao dia, no aeroporto de Belém às 00:00, 12:00 e 18:00 UTC. As radiossondagens disponibilizam informações sobre o perfil vertical de variáveis termodinâmicas, como temperatura, umidade e pressão, e dinâmicas (vento), a partir da superfície até a alta troposfera (Oliveira & Oyama, 2009). Os dados derivados das radiossondagens foram integrados as informações de estabilidade atmosférica (Skewt e índices). O perfil vertical de temperatura proporcionou localizar a isoterma de 0°C do ambiente.

4.2.3. Disdrômetro (Joss/Parsivel) (Latitude -1,26° – Longitude -48,44°)

O disdrômetro é um instrumento que mede de forma contínua e automática as características de uma chuva, o tamanho e distribuição das gotas de chuva, e a taxa de precipitação. Os disdrômetros foram instalados em Outeiro. O disdrômetro do tipo Joss (DISDROMETER RD-80) converte o impacto da gota de chuva em impulsos elétricos, cuja amplitude é proporcional ao tamanho da gota.

O disdrômetro do tipo Parsivel (*PARTicle Size and VELOCITY*) mede o tamanho e a velocidade de queda dos hidrometeoros caindo sobre um feixe de laser. O sensor transmite um feixe de luz horizontal que é convertido em um sinal elétrico. O instrumento pode medir a quantidade (taxa) de precipitação e a distribuição de tamanho e velocidade das partículas, e também identificar o tipo de precipitação e fornecer o código de precipitação. Limitações para medições com PARSIVEL foram relatados por Tokay et al. (2013). O equipamento tende a subestimar o menor e superestimar os maiores pingos de chuva em comparação com outros modelos.

4.2.4. Estação Automática (Latitude -1,26° – Longitude -48,44°)

A estação meteorológica automática, instalada no sitio observacional de Outeiro, disponibiliza dados de superfície para as variáveis meteorológicas, temperatura (° C), umidade (%), ventos (m/s), pressão (hPa), chuva (mm), radiação solar e infravermelha (J/m^2), com dados (valores médios) a cada 1 minuto.

4.2.5. Pluviômetro (Latitude -1,26° – Longitude -48,44°)

Os pluviômetros foram instalados em três sítios diferentes: Outeiro, Benevides e Aeroporto. Os três locais de coleta possuem dois instrumentos. Foi possível obter os dados tanto tratados quanto brutos (para eventuais erros constatados). Inicialmente foram trabalhados apenas os dados provenientes de Outeiro, haja vista que é o local que dispõem de uma gama maior de informações, no entanto, os demais postos de coleta de precipitação terão papel fundamental na caracterização da distribuição da chuva no decorrer das análises. Outeiro está distante, de Benevides cerca de 25 km e aproximadamente 13 km do Aeroporto. Os dados foram processados com a finalidade de se obter médias diárias e horárias durante o período do experimento.

4.2.6. Radar Banda X Polarimétrico e Variáveis Polarimétricas (Latitude -1,47° – Longitude -48, 45°)

Para as análises microfísicas do sistema foram utilizados os dados volumétricos (em formato de *Plan Position Indicator*, PPI) provenientes do radar de dupla-polarização banda X ($\lambda=3$ cm) adquiridos pelo projeto CHUVA. As variáveis utilizadas foram: **refletividade horizontal** (Z_h , dBZ), **refletividade diferencial** (Z_{dr} , dB), **fase diferencial específica** (K_{dp} , ° km^{-1}), **coeficiente de correlação** (ρ_{hv}) e, por fim, se realizou a **classificação dos hidrometeoros**. O Radar Banda X polarimétrico

(METEOR 50DX – Selex) esteve localizado na Universidade Federal do Pará em Belém nas coordenadas $-1,4749^{\circ}$ S e $-48,4582^{\circ}$ W e 16m de altitude. Operou com varreduras a cada 10 minutos em diversas elevações. O radar foi colocado, estrategicamente, a curta distância do local de estudo principal com o objetivo de minimizar os efeitos de atenuação (Calheiros & Machado, 2014).

Durante a campanha, a estratégia do radar incluiu uma varredura volumétrica; dois *Range Height Indicator scans* (RHI) um no azimute de $2,7^{\circ}$ (Outeiro) e outro em $46,0^{\circ}$ (Benevides); e um apontamento vertical em 89° . No total 13 PPIs (Fig. 03b) foram realizados para cada varredura volumétrica compreendendo as elevações de $1,0^{\circ}$ até 25° e com $1,0^{\circ}$ e 150 m de resolução angular e radial, respectivamente. Através dos dados oriundos das varreduras é possível calcular as variáveis polarimétricas, que vem sendo aplicadas nos estudos de microfísica das nuvens (Schneebeli et al., 2012).

Antes de serem utilizados, os dados do radar passaram por um pré-processamento, onde foram aplicados procedimentos como a correção de atenuação da Z_h e atenuação diferencial de Z_{dr} . Radares Banda X sofrem atenuação significativa quando o feixe do radar propaga através de um volume de precipitação. Assim, para realizar a correção de atenuação foi utilizado o método proposto por Testud et al. (2000) chamado de *Rain Profiling Algorithm*. Este procedimento considera a atenuação total como função da fase diferencial total (PhDP). Por outro lado, a correção da atenuação diferencial deve-se ao fato de que quando o feixe atravessa gotas de chuva grandes e oblatas, um *bias* negativo surge no Z_{dr} , pois a radiação de polarização horizontal torna-se mais atenuada em relação à de polarização vertical. Para esta correção foi utilizado o método do PhiDP linear (Bringi et al., 2007).

Apesar da maioria das correções terem sido realizadas, erros ainda podem permanecer devido a varias razões, entre eles: métodos de correção da atenuação e atenuação diferencial utilizado, determinação do offset de Z_{dr} , efeitos de ressonância, preenchimento de *beam* (*Nonuniform Beam Filling* – NBF do inglês) entre outros (Mattos, 2015). Schneebeli et al. (2012) avaliaram o *bias* introduzido pelo método de correção ZPHI de Z_h e Z_{dr} , respectivamente. No entanto, um desvio padrão alto $\pm 8,8$ BZ (Z_h) e $\pm 0,73$ (Z_{dr}) foi encontrado. Contudo, em comparação com outros métodos de correção (isto é, como *Extended Kalman Filter*) demonstrou um melhor desempenho.

A **refletividade horizontal** (Z_h) representa a quantidade de radiação retro-espalhada com polarização horizontal. Em termos físicos ela é proporcional à

concentração de hidrometeoros com diâmetro a sexta potência, sendo representada em dBZ e expressa por:

$$Z_h = \left(\frac{4 * \lambda^4}{\Pi^4 * |K_w|^2} \right) * \langle |S_{hh}|^2 \rangle [dBZ] \quad \text{Equação 01}$$

onde λ é o comprimento de onda do radar, S_{hh} é a radiação retro-espalhada horizontalmente e K_w é o fator relacionado á constate dielétrica da água.

Os colchetes na Equação 01 indicam que os valores são expressos em termos da distribuição média das propriedades dos hidrometeoros como: tamanho, forma, forma das irregularidades, orientação de queda, ângulo de vértice, densidade da partícula, composição, constante dielétrica entre outras. A dependência da constante dielétrica implica que para hidrometeoros na fase líquida e de gelo com o mesmo tamanho, o gelo produz uma Z_h menor que a água, devido à baixa constante dielétrica do gelo em relação à água. Além disto, Z_h é sensível à calibração e pode ser afetada pela atenuação causada por precipitação intensa (principalmente, quando radares com baixo comprimento de onda são utilizados, como aqueles operando em banda X (3 cm)).

A **refletividade diferencial** (Z_{dr}) foi introduzida pela primeira vez por Seliga e Bringi (1976) para medições de precipitação. É a razão logarítmica dos fatores de refletividade horizontal (H) e vertical (V), e, portanto, é uma medida da relação de refletividade ponderada do eixo (ou forma) dos alvos (Fig. 07). Assim, para alvos esféricos, Z_{dr} é 0 dB. Para dispersores que são pequenos em comparação com o comprimento de onda do radar, aqueles com seu eixo maior alinhado no plano horizontal produzem Z_{dr} positivo e aqueles com o seu eixo maior alinhado na direção vertical produzem Z_{dr} negativo. Z_{dr} também é afetado pela composição física e / ou a densidade de partículas, sendo representada por dB e expressa por:

$$Z_{dr} = 10 * \log \left(\frac{\langle |S_{hh}|^2 \rangle}{\langle |S_{vv}|^2 \rangle} \right) [dB] \quad \text{Equação 02}$$

onde S_{hh} significa que a radiação incidente e retro-espalhada tem polarização horizontal e S_{vv} significa que a radiação incidente e retro-espalhada tem polarização vertical.

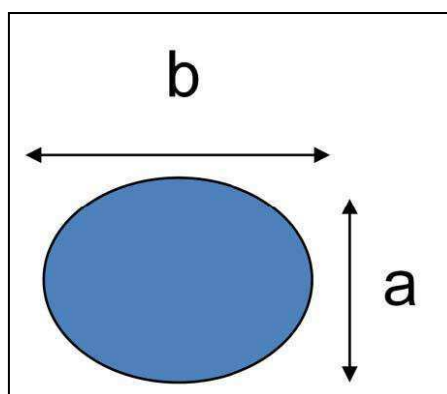


Figura 07 - Ilustração para mostrar que a variável Z_{dr} expressa à razão entre o eixo menor (a) e o maior (b) dos hidrometeoros.

Fonte: Mattos (2015)

O Z_{dr} de uma gota de água oblato é maior do que o Z_{dr} de uma pelota de gelo do mesmo tamanho e forma, o que por sua vez é maior do que o Z_{dr} de uma partícula de gelo de inferior densidade (por exemplo, neve ou graupel agregado) do mesmo tamanho e forma. O Z_{dr} é independente da calibração e da concentração total de hidrometeoros, porém pode depender da concentração relativa entre os hidrometeoros de diversos tamanhos numa amostra de volume do radar. A desvantagem desta variável é que a mesma sofre com os efeitos de atenuação quando a radiação atravessa um volume de precipitação, sendo necessária a aplicação de correção antes de ser utilizada.

A **fase diferencial específica** (K_{dp}) é a medida da quantidade de deslocamento de fase diferencial por unidade de distância (geralmente dado em unidades de graus por km) ao longo da direção radial (Fig. 08). Assim, é útil para localizar regiões de chuva forte. K_{dp} expressa o grau de achatamento e orientação dos hidrometeoros e possui dependência da concentração numérica dos hidrometeoros. A formulação para seu cálculo é expressa por:

$$K_{dp} = \frac{\varphi_{dp(r_2)} - \varphi_{dp(r_1)}}{2 * (r_2 - r_1)} [^{\circ} km^{-1}] \quad \text{Equação 03}$$

Onde φ_{dp} é a fase diferencial, e sendo calculada através da equação.

$$\varphi_{dp} = \varphi_H - \varphi_V [^{\circ}] \quad \text{Equação 04}$$

onde φ_H e φ_V são a fase da onda eletromagnética polarizada horizontalmente e verticalmente, respectivamente e r_1 e r_2 são as distâncias de medidas do ponto 1 e 2 em relação ao radar.

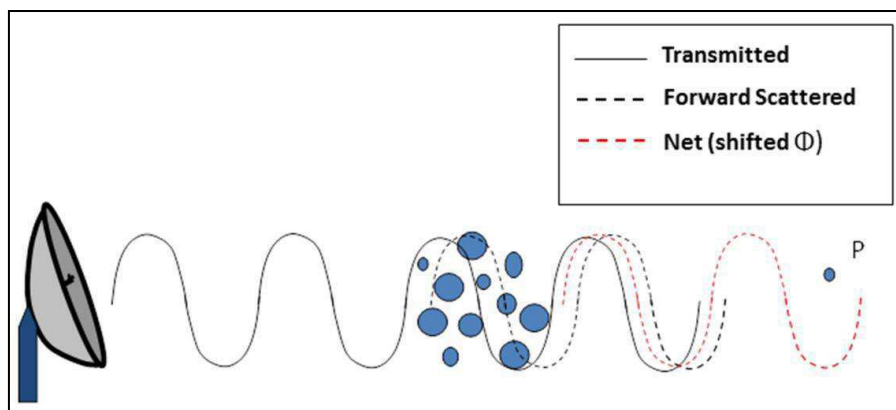


Figura 08 – Ilustração da diferença de fase causada pela distribuição de hidrometeoros quando a radiação é interceptada.

Fonte: Carey (2015).

O K_{dp} permite a discriminação entre uma distribuição de hidrometeoros isotrópica e outra anisotrópica (Straka et al., 2000). O conceito físico envolvido é que a onda eletromagnética ao atravessar um volume preenchido com hidrometeoros orientados horizontalmente (como gotas de chuva e cristais de gelo) a onda orientada horizontalmente apresentará um maior deslocamento de fase, e como consequência propagará mais lentamente do que a onda orientada verticalmente. Como consequência, o valor de K_{dp} apresentará um valor positivo. Em contrapartida, se partículas orientadas verticalmente preenchem o volume do radar, o K_{dp} resultante será negativo.

Regiões de alta K_{dp} muitas vezes se sobrepõem regiões de alta Z_h ; no entanto, a principal diferença entre Z_h e K_{dp} é que Z_h é afetado por partículas líquidas e congelado, enquanto K_{dp} é afetada, principalmente, pela presença de água líquida. K_{dp} pode ser difícil de estimar em chuva, bem como na presença de preenchimento não uniforme do feixe (Ryzhkov, 2007) e na presença de dispersores não Rayleigh como granizo muito grande (Giangrande & Ryzhkov 2008).

O **Coefficiente de correlação co-polar** (ρ_{hv}) foi introduzido na década de 1980 por Sachidananda & Zrnic (1985) e Jameson (1985). ρ_{hv} é uma medida da diversidade de como cada um dispersor no volume de amostragem contribui para os sinais da polarização (horizontal e vertical). Esta diversidade inclui qualquer característica dos dispersores que afeta a amplitude do sinal. Basicamente, esta variável expressa o grau de mistura dos hidrometeoros, fase das partículas (líquida ou gelo), diversidade de formatos e orientação existente num volume do radar, tornando-o útil para distinguir

entre a chuva pura e áreas de granizo misturado com chuva (Kumjian, 2013a). Assim a correlação pode ser expressa por:

$$\rho_{hv} = \frac{\langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle}{\left(\langle S_{hh}^2 \rangle^{\frac{1}{2}} \langle S_{vv}^2 \rangle^{\frac{1}{2}} \right)} \quad \text{Equação 05}$$

onde S_{hh} significa que a radiação incidente e retro-espalhada tem polarização horizontal e S_{vv} significa que a radiação incidente e retro-espalhada tem polarização vertical.

Assim, quando existe uma grande variedade de tipos, formas, e / ou orientações de partículas dentro do volume de amostragem do radar, ρ_{hv} diminuí. Em contraste, dispersores mais uniformes tendem a produzir ρ_{hv} perto de 1,0. Partículas esféricas de qualquer tamanho irá produzir $\rho_{hv} = 1.0$ porque cada polarização (H e V) contribui de forma idêntica para os sinais. Os valores de $\rho_{hv} > 1,0$ são por vezes observados na periferia de precipitação (Kumjian et al., 2013). Chuva pura produz altos valores de ρ_{hv} ($> 0,98$). Fortes chuvas tende a ter ρ_{hv} um pouco mais baixa do que chuva leve, mas a chuva muito leve e garoa deve ter ρ_{hv} perto 1.0 (porque todas as gotas são pequenas e, portanto, perto da forma esférica).

O ρ_{hv} não é sensível à calibração do radar e também a concentração dos hidrometeoros e não sofre com os efeitos de propagação (isto é, atenuação). No entanto, o ρ_{hv} sofre com efeitos de espalhadores ressonantes, o que tende a causar uma diminuição no seu valor.

A **classificação de hidrometeoros** por meio de medidas polarimétricas com o radar meteorológico é obtida das características dos hidrometeoros com relação as variáveis polarimétricas (Rocco, 2003). A metodologia aplicada para classificação dos hidrometeoros e produzida pelo software do radar e consiste em duas etapas: a primeira (*Meteofrance*) introduz uma pré-classificação dos hidrometeoros em meteorológico e não-meteorológico, enquanto a segundo etapa é o BMRC (*Bureau of Meteorology Research Center*), um algoritmo australiano que faz a classificação de hidrometeoros (os limiares dos parâmetros da função podem ser visto na Figura 09), as duas etapas são baseadas na lógica fuzzy, permitindo uma redução do tempo de computação total (Davini et al., 2012).

O método de lógica fuzzy foi desenvolvido por Vivekanandan et al. (1999). Este método de classificação utiliza transições mais suaves nos limites das variáveis polarimétricas observadas para cada tipo de hidrometeoro, ao invés de se utilizar limites

fixos, como no método de regras fixas (Ferreira, 2010). A lógica fuzzy utiliza regras simples ao invés de equações analíticas para descrever o sistema em questão, assim é mais fácil de ser implementado operacionalmente. A lógica fuzzy é o método mais adequado para a classificação dos hidrometeoros. (Liu e Chandrasekar, 2000). O sistema de lógica fuzzy consiste de 4 etapas: a) Adimensionalização e Normalização (*Fuzzification*), b) Regra de inferência (*Rule inference*), c) Agregação (*Aggregation*), e d) Conversão para espaço dimensional (*Defuzzification*) (Heske & Heske, 1996).

Radar Echo Classification Unit: SI

General Nexrad Met/NM MeteoFrance C Nexrad Warm Nexrad Cold **BMRC C-band**

General Settings for BMRC C-Band Method

Auto-Adjust Kdp for S- and X-Band

Thresholds for precipitation

Min Reflectivity Hail: 40 dBZ

Max Reflectivity Drizzle: 35 dBZ

Use Temperature Information

Membership function parameters

	dBZ	ZDR	Kdp	Rho	Temp
Weight	1.0	1.0	0.5	1.0	--
Drizzle (Mean)	17.5	0.45	0.03	0.985	10.0
Drizzle (Width)	7.5	0.25	0.03	0.015	20.0
Rain (Mean)	42.5	2.25	10.0	0.975	10.0
Rain (Width)	17.5	1.75	10.0	0.025	20.0
Weak snow (Mean)	12.5	0.00	0.0	0.975	-10.0
Weak snow (Width)	22.5	0.50	1.0	0.025	10.0
Strong snow (Mean)	12.5	0.50	0.2	0.975	-15.0
Strong snow (Width)	22.5	0.50	0.2	0.025	15.0
Wet snow (Mean)	32.5	1.75	0.5	0.70	2.5
Wet snow (Width)	12.5	1.25	0.5	0.20	2.5
Dry graupel (Mean)	27.5	0.25	0.5	0.975	-10.0
Dry graupel (Width)	7.5	0.75	0.5	0.025	10.0
Wet graupel (Mean)	40.0	0.75	1.5	0.975	2.5
Wet graupel (Width)	10.0	1.25	1.5	0.025	17.5
Small hail (Mean)	55.0	0.00	0.0	0.935	2.5
Small hail (Width)	5.0	0.50	1.0	0.015	17.5
Large hail (Mean)	60.0	-0.25	0.5	0.910	2.5
Large hail (Width)	5.0	0.75	1.5	0.010	17.5
Rain-Fail-mix (Mean)	62.5	2.50	10.0	0.95	7.5
Rain-Fail-mix (Width)	17.5	3.50	10.0	0.05	17.5

Figura 09 – Limiares de todos os parâmetros da função pertinência para o algoritmo de classificação de hidrometeoros BMRC (Australiano).

Fonte: Manual de Instruções – Rainbow 5. Produtos e Algoritmos (2010).

5.3. Aquisição dos dados

Para a realização do estudo, inicialmente, foi necessário analisar imagens de satélite referentes ao período do experimento do projeto CHUVA na campanha de Belém – PA, que ocorreu durante o mês de Junho do ano de 2011, com o simples propósito de verificar nebulosidade característica de sistemas convectivos de mesoescala, mais precisamente, Linhas de Instabilidade que estivessem sobre a região de interesse.

Após a avaliação inicial foram baixadas as imagens dos sensores no canal infravermelho do Satélite GOES-12 junto a CPTEC/INPE, adquiridas por meio de banco de dados públicos, através do endereço eletrônico <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>.

A caracterização do comportamento do ambiente foi realizada através de dados observacionais das variáveis meteorológicas das diversas plataformas de monitoramento ambiental do Projeto CHUVA referentes à campanha Belém. O trabalho utilizou em suas análises dados de radiossondagem, disdrômetros, pluviômetro, além de dados de estações automáticas de superfície, onde foram realizadas as medições de variáveis como temperatura do ar, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, velocidade e direção do vento e produtos gerados através das observações oriundas de um Radar Banda X de Doppler Polarimétrico móvel. Tais dados foram disponibilizados de forma online pelo Portal *CHUVA PROJECT* (<http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/admin.login.logic>).

Os passos seguintes foram

- ✓ Analisar as Linhas de Instabilidade (LI) observadas através de imagens de satélite em conjunto com dados de superfície durante o experimento e identificar um evento notório para ser estudado;
- ✓ Caracterizar os perfis verticais das variáveis termodinâmicas (temperatura, pressão, umidade);
- ✓ Calcular e analisar as variáveis polarimétricas e as relacionar com a microfísica do sistema.

Para avaliar a evolução espaço-temporal da Linha de Instabilidade foram utilizados CAPPI de 3 km e imagens de satélite referentes ao período no qual o sistema esteve dentro da área de varredura do radar. A escolha por CAPPI de 3 km se deu em virtude do mesmo retratar melhor a espacialidade da refletividade quando comparado

com os demais CAPPI disponíveis para o momento da passagem do sistema sobre a área de varredura do radar.

Outra questão importante para o propósito deste trabalho foi à localização da isoterma de 0° C, que foi identificada através das radiossondagens e constatou-se que a mesma está posicionada em, aproximadamente, 5 km de altura. A localização da isoterma de 0° C (nível de fusão) foi importante para a análise da estrutura vertical (RHI) do sistema ao ponto que a mesma é pertinente para alguns conceitos apresentados nas variáveis polarimétricas e na classificação de hidrometeoros.

Os mapas de CAPPI e Refletividade horizontal (Z_h) estão em termos de refletividade, de modo a manter essência dos dados recuperados do radar. No entanto quando se fizer necessário à conversão dos valores de refletividade em estimativas de chuva será aplicada a relação $Z - R$, apresentada logo a baixo, encontra por Calheiros & Machado (2014) para Belém com dados do Projeto Chuva, a qual tem coeficiente de determinação 0,97.

$$Z=336,1 R^{1,32}$$

Equação 06

onde;

Z = fator de refletividade ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$)

R = Taxa de precipitação (mm h^{-1})

(a) 336,1 e (b) 1,32 = coeficiente da relação determinados para Relação $Z-R$ em Belém.

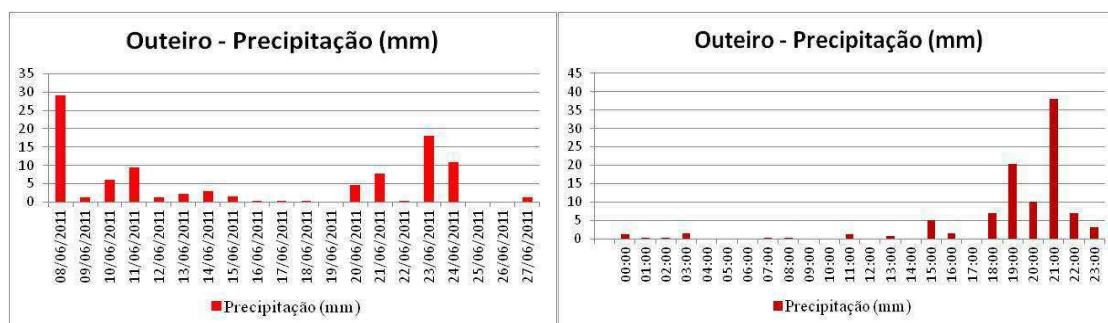
As variáveis polarimétricas foram processadas em softwares computacionais adequados. Vale ressaltar a necessidade de se utilizar dados com atenuação corrigida para as variáveis, refletividade horizontal (Z_h) e refletividade diferencial (Z_{dr}), para minimiza ao máximos os erros relacionados à atenuação.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Precipitação durante o Projeto Chuva – Belém

Os resultados preliminares buscam representar as perspectivas iniciais do estudo contribuindo, assim como uma base sustentável para dar-se prosseguimento as análises que competem ao objetivo principal do estudo.

A distribuição temporal da precipitação durante o período do experimento ficou restrita, neste primeiro momento, aos dados coletados em Outeiro, com precipitação acumulada de 97,73 mm durante todo o experimento. Computada os valores diários e horários para os dias com dados disponíveis, destaca-se o dia 8 por contabilizar o maior acúmulo de chuva (Fig. 10a) e entre as quantidades horárias observadas durante o período se percebe uma concentração entorno das 21:00 UTC (final da tarde – 18:00 HL) (Fig. 10b), período este característico de eventos de Linhas de Instabilidade sobre a região Norte-Nordeste do Brasil.



(a)

(b)

Figura 10 – Valores acumulados de precipitação diários (a) e horários (b) para o período do Projeto Chuva campanha Belém. Horas em UTC

De acordo com o Climanálise (2011), as linhas de instabilidade estiveram mais bem caracterizadas em 12 dias no mês de junho, vale ressaltar que destes 12 eventos mencionados pelo Climanálise, algumas das datas não correspondem há dias com precipitação observada no sitio de Outeiro, no entanto, ao averiguar as informações das estações automáticas do CPTEC/INPE se constata volumes pluviométricos para tais datas.

5.2 Imagens de satélite

O sistema formou-se por volta das 16:00 UTC (13:00 HL) como pode ser visto na imagem de satélite (Fig. 11). Teve tempo de vida de aproximadamente 08 horas e se dissipou por volta das 00:00 UTC (21:00 HL) do dia seguinte (09/06/2011). Estendeu-se

desde o litoral do Pará, até o Suriname, com orientação noroeste-sudeste. Sua nebulosidade associada atingiu comprimento máximo de aproximadamente 1100 km e largura máxima em torno de 120 km. A LI se propagou continente adentro por cerca de 270 km na direção sudoeste, com velocidade próxima de 34 km/h. Desta forma, pode ser classificada como linha de instabilidade do tipo 1 (LIP1) de acordo com Cohen et al. (1989), pois sua propagação ficou entre 170-400 km.

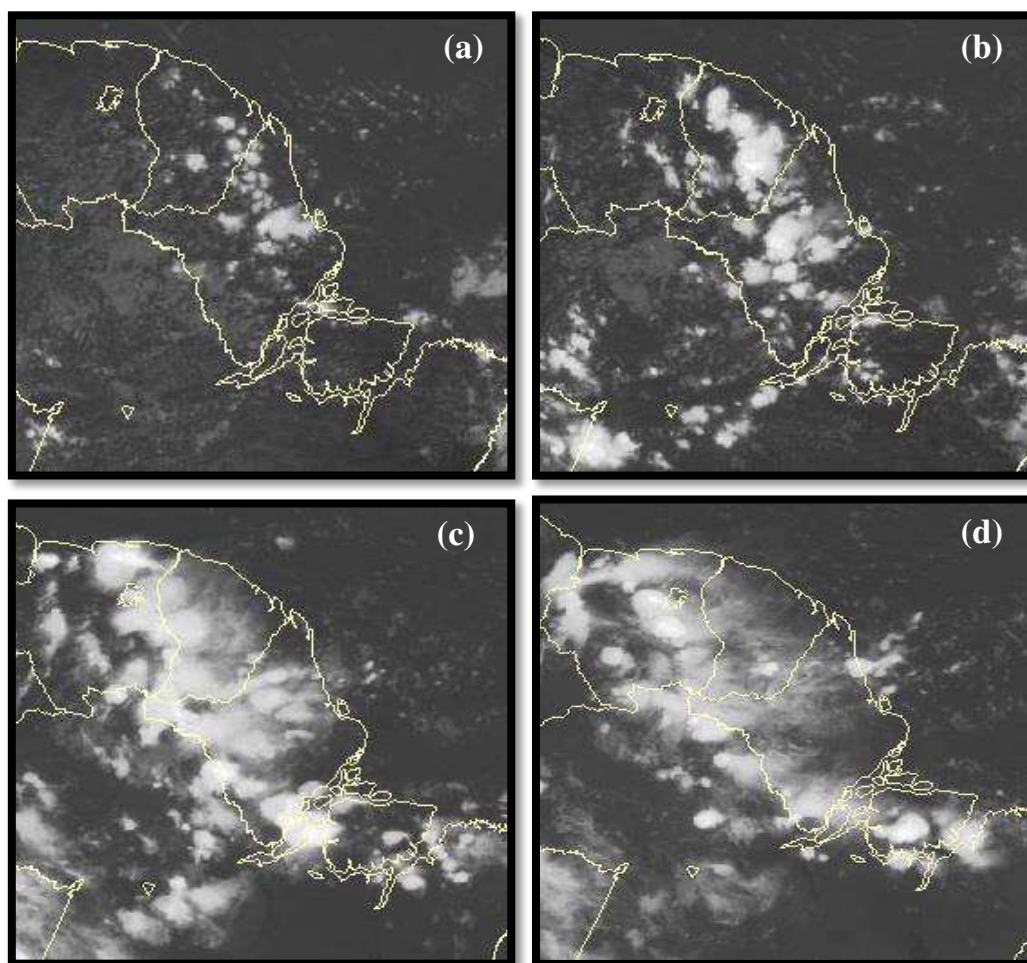


Figura 11 – Imagens do Satélite Goes-12 às (a) 16:00 UTC, (b) 18:00 UTC, (c) 21:30 UTC, (d) 23:30 UTC para o dia 08 de junho de 2011 recortadas para região de interesse.

Fonte: DSA/INPE.

Pode-se ver todo o ciclo de vida do sistema a partir das imagens do satélite GOES 12 IR 4 (canal infravermelho) com informações sobre a temperatura de brilho do topo das nuvens. Diferente do caso estudado por Garstang et al. (1994), no qual o sistema era uma linha de instabilidade costeira (COS) [segundo classificação de Greco et al. (1990)], que se propagou por toda a bacia amazônica e passou por 6 estágios de

desenvolvimento, o caso aqui mostrado é similar ao estudado por Alcântara (2011) que passou por apenas 4 estágios. São eles: formação, intensificação, maturidade e dissipação (Fig. 11a, b, c e d).

O sistema teve início com o surgimento de pequenos núcleos com temperaturas do topo das nuvens próximas a $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 11a) denotando convecção profunda, com altura do topo das nuvens atingindo 14 km (Fig. 13b). A partir destes núcleos, se formaram vários aglomerados como uma linha de células convectivas sobre a costa da Guiana Francesa e Amapá e algumas células alcançando o litoral paraense.

As 18:00 UTC (15:00 HL), a linha de instabilidade tornou-se mais organizada e se intensificou, com algumas células com temperaturas inferiores a -60°C , deslocando-se para dentro do continente e se desenvolveu, possivelmente, devido ao aquecimento diurno (Fig. 11b). Tipicamente, apenas 30-40% da borda principal do sistema consiste de convecção profunda e ativa (Garstang et al., 1994), conseqüentemente, apenas este valor é visível através de imagens de satélite. Por volta das 21:30 UTC (18:30 HL), o sistema se encontrava paralelo à costa em um padrão quase linear, atingindo neste momento seu comprimento e largura máximos, com orientação característica desse tipo de SCM.

O sistema encontrou-se sobre Benevides, às 21:00 UTC, um dos locais de observação do Projeto Chuva. Sua chegada acarretou um volume de aproximadamente 19 mm de chuva em pouco mais de 20 minutos, que pode ser comprovado através das medições pluviométricas no local. Logo em seguida, a LI alcançou o segundo ponto observacional (Outeiro) onde foi registrados 28 mm de chuva no período entre 21:28 e as 22:00 UTC. O posicionamento da linha de instabilidade sobre os locais mencionados pode ser visualizado na Figura 12.

O sistema começa a perder suas características por volta das 23:30 UTC (20:30 HL). Os aglomerados de nuvens começam a ficar dispersos e a LI já não era mais contínua e alguns de seus núcleos eram menos intensos e menores que anteriormente (Fig. 11d). O sistema se dissipou totalmente antes da 01:00 UTC (22:00 HL do dia 08) do dia seguinte, restando algumas células bem intensas sobre a Ilha de Marajó e o Suriname como vestígios.

5.3 Imagens do Radar

As informações de radar permitem um detalhamento interno mais adequado da estrutura do sistema (Beneti, 2012). Através do CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) é possível verificar o campo de precipitação do radar, através da refletividade, sobre a área de atuação do sistema, a partir da refletividade da linha de instabilidade a 3 km. Vale salientar que as imagens do radar mostram apenas uma parte do sistema dentro de sua área de varredura, que é bem menor que a área de cobertura do satélite. Os dados de CAPPI permitem exibir dados de radar em duas superfícies dimensionais a uma altitude constante acima da superfície de terra (Kumar et al. 2015).

Na Figura 12a, referente à varredura de 20:44 UTC, nota-se que o sistema já está bem alinhado e em sua orientação característica, no entanto, com células espaçadas entre si. Cerca de uma hora depois, observa-se que células bem intensas, associadas a LI, encontram-se sobre Benevides (ponto B) distante 25 km de Outeiro, os dados pluviométricos para Benevides (Fig. 16a) colaboram com os valores de refletividade do radar (Fig. 12a; b) que indicam chuva forte no local.

Pode-se verificar uma célula com refletividade superior a 40 dBZ que corresponde a uma taxa de precipitação de 25 mm.h^{-1} , aproximadamente. O sistema apresenta-se mais organizado por volta das 21:30 UTC (Fig. 11 (c)), evidenciando o estágio maduro da LI, anteriormente mostrado por imagens de satélite. O RHI, no azimute Outeiro, para às 21:30 UTC (Fig. 14b) e CAPPI para as 21:33 UTC (Fig. 13c) mostram um núcleo com refletividade maior que 60 dBZ sobre Outeiro (ponto A) denotando alta taxa de precipitação no sítio observacional, com máximos de até 200 mm.h^{-1} observados pelos pluviômetros e disdrômetros instalados no local.

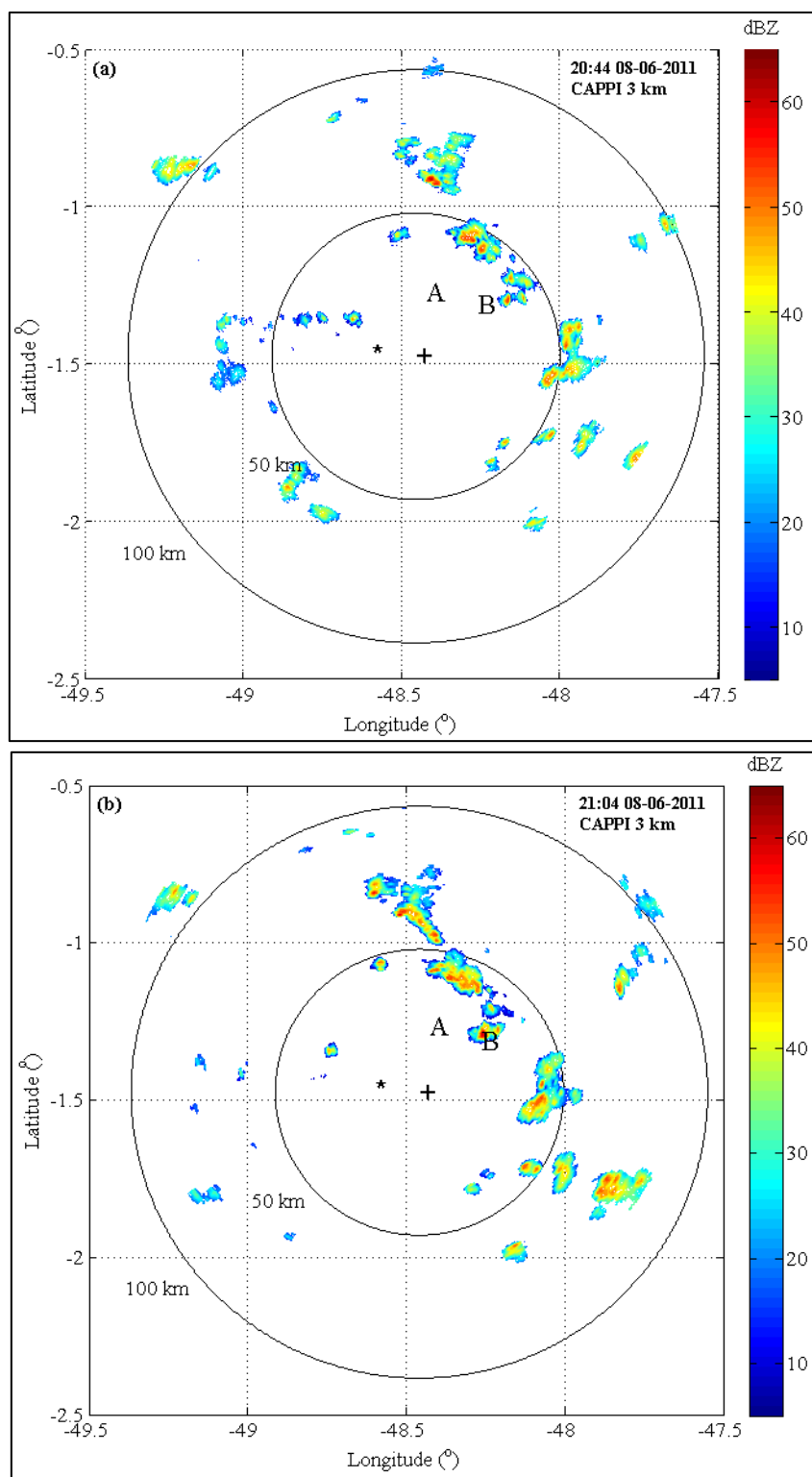


Figura 12 – Imagens CAPPI 3 km do radar meteorológico Banda X Polarimétrico do dia 08 de junho de 2011 para o intervalo entre às 20:00 UTC e 23:00 UTC. Os círculos concêntricos indicam a distância do radar a cada 50 km, os pontos A e B são Outeiro e Benevides, respectivamente e o asterisco marca localização do aeroporto (Continua).

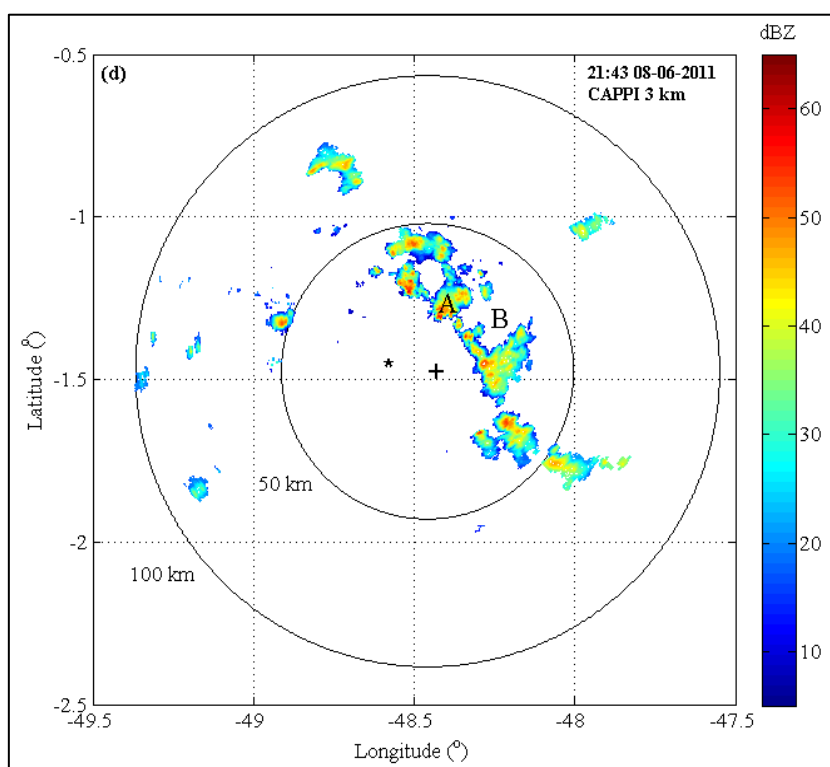
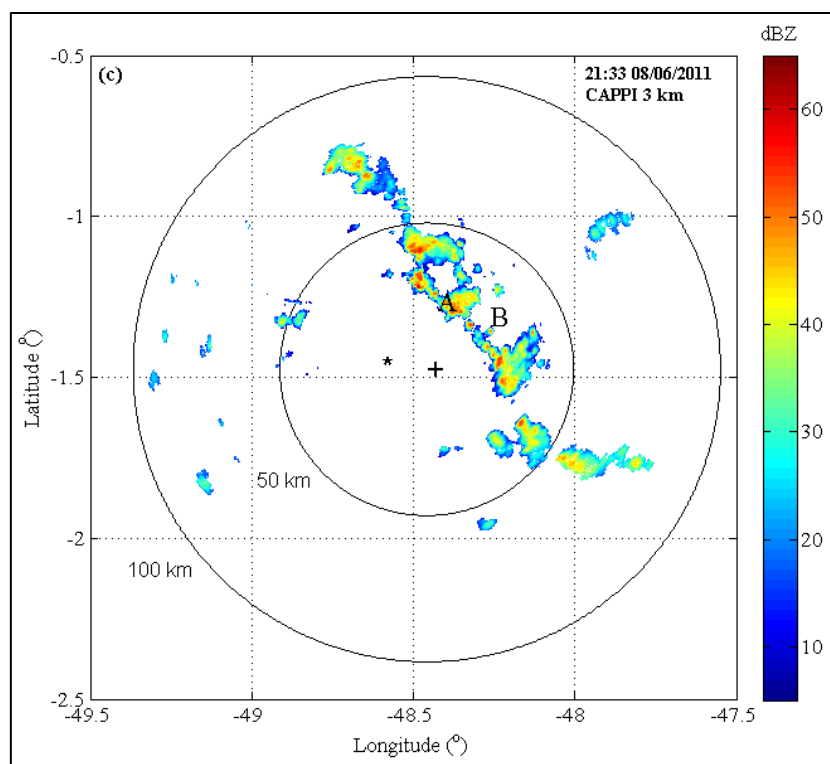


Figura 12 – Imagens CAPPI 3 km do radar meteorológico Banda X Polarimétrico do dia 08 de junho de 2011 para o intervalo entre às 20:00 UTC e 23:00 UTC. Os círculos concêntricos indicam a distância do radar a cada 50 km, os pontos A e B são Outeiro e Benevides, respectivamente e o asterisco marca localização do aeroporto (Continua).

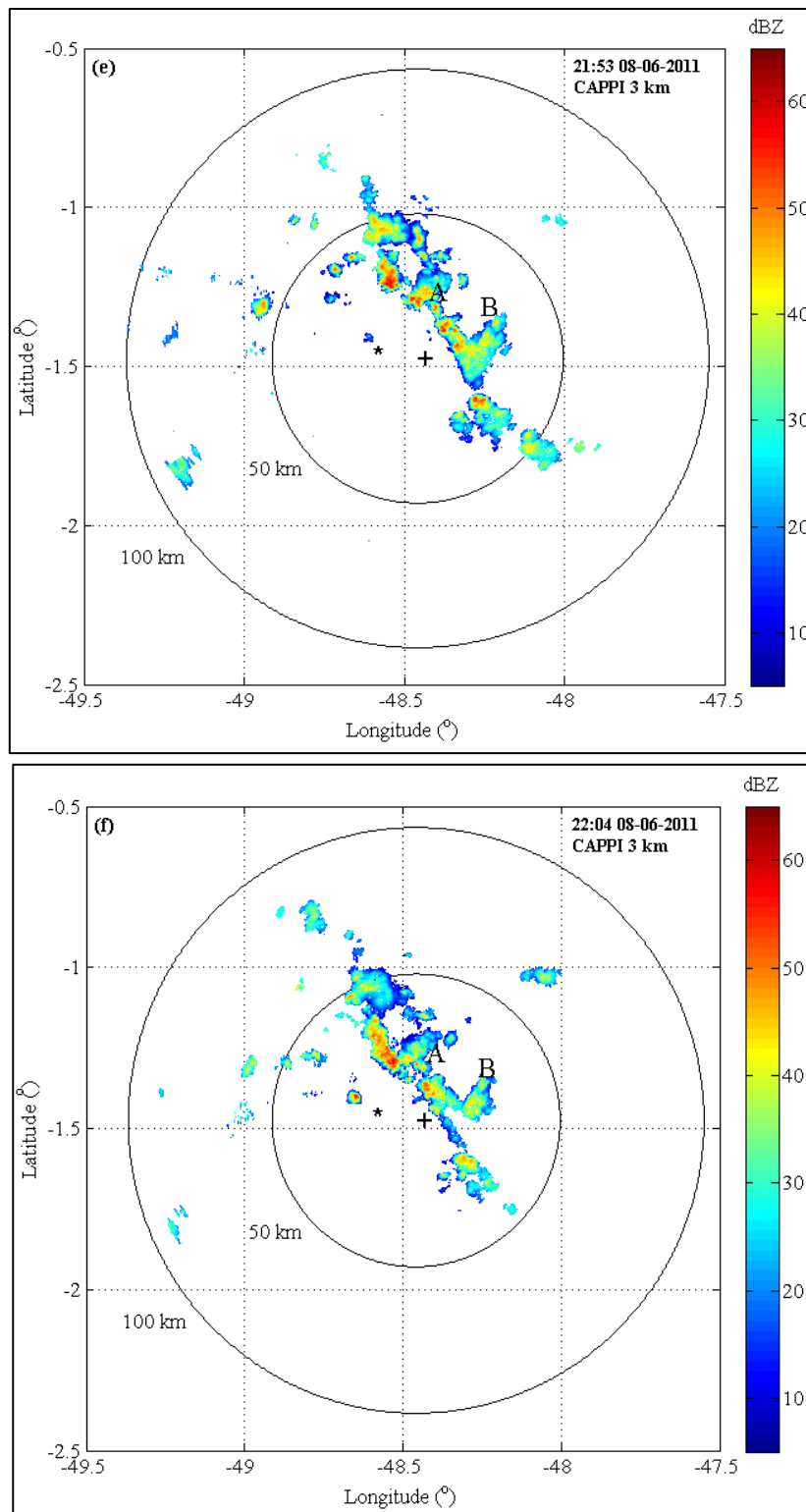


Figura 12 – Imagens CAPPI 3 km do radar meteorológico Banda X Polarimétrico do dia 08 de junho de 2011 para o intervalo entre às 20:00 UTC e 23:00 UTC. Os círculos concêntricos indicam a distância do radar a cada 50 km, os pontos A e B são Outeiro e Benevides, respectivamente e o asterisco marca localização do aeroporto (Continua).

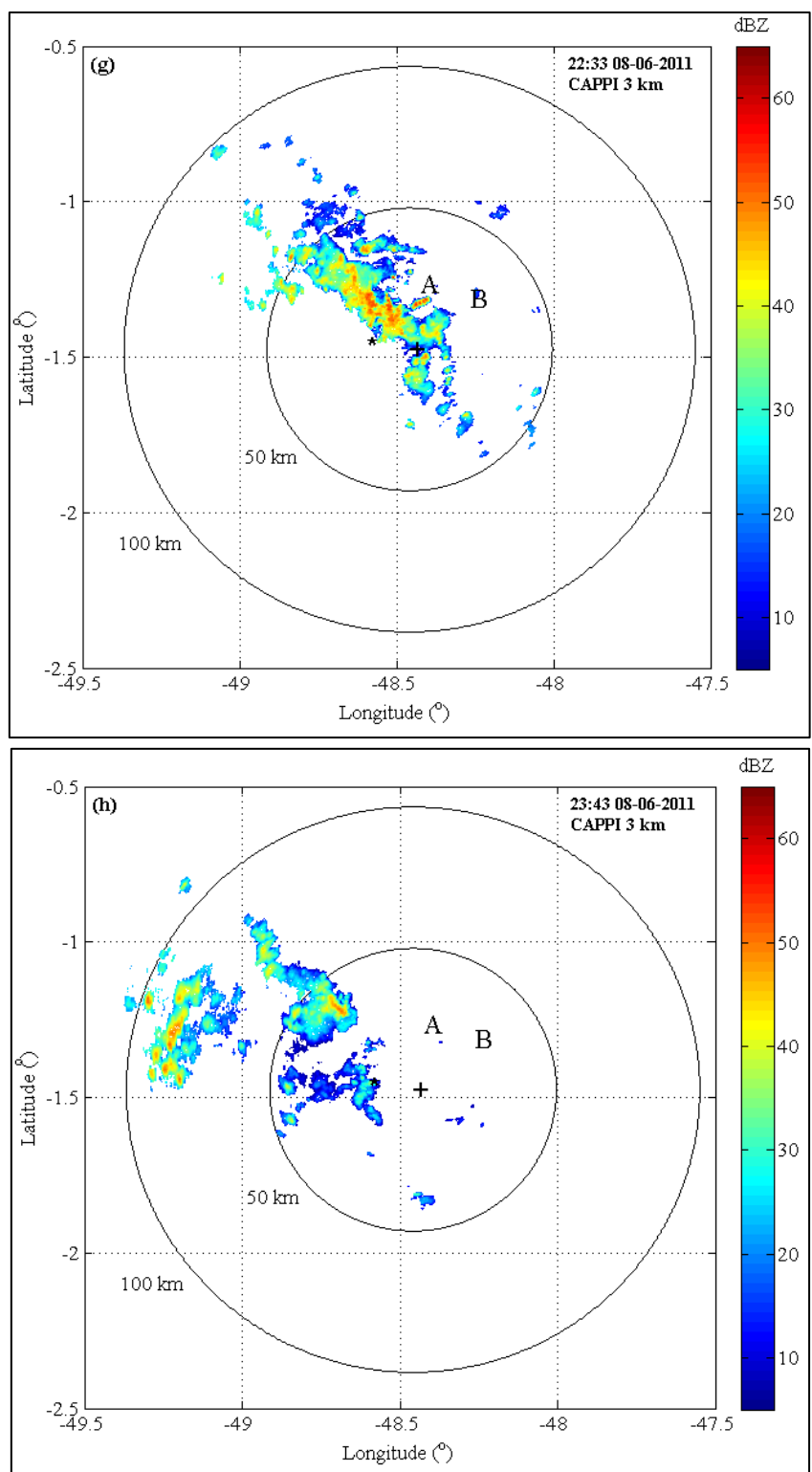


Figura 12 – Imagens CAPPI 3 km do radar meteorológico Banda X Polarimétrico do dia 08 de junho de 2011 para o intervalo entre às 20:00 UTC e 23:00 UTC. Os círculos concêntricos indicam a distância do radar a cada 50 km, os pontos A e B são Outeiro e Benevides, respectivamente e o asterisco marca localização do aeroporto (Conclusão).

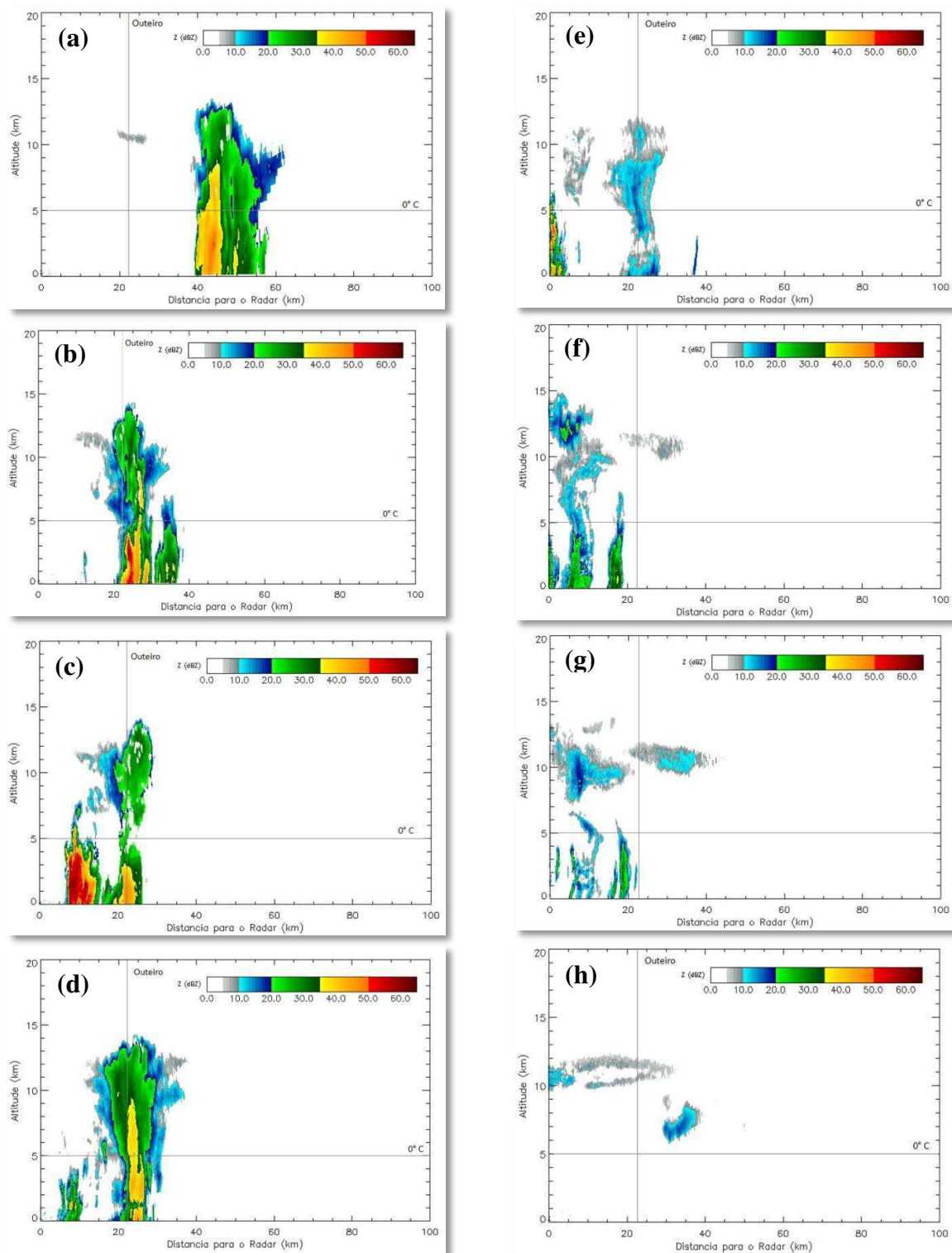


Figura 13 – RHI, referente ao azimuth Outeiro, do sistema observado sobre Belém no dia 08 de junho de 2011, às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC. Linha vertical marca localização de Outeiro. Linha horizontal marca a posição da isoterma de 0° C.

Os CAPPI (21:43 e 21:53 UTC), fundamentados pela pluviometria, sugerem que a precipitação na região de Outeiro, nesse momento, é do tipo estratiforme (Fig. 16). Através da Figura 12f (CAPPI de 22:04 UTC), percebe-se que o sistema se distancia de Outeiro apresentando refletividade entre 5-10 dBZ, mesmo valor visualizado no RHI de 22:00 UTC, apontando taxa de precipitação de $0,1 \text{ mm.h}^{-1}$, de tal maneira que não se tem precipitação registrada pelos pluviômetros neste momento.

As imagens seguintes do CAPPI de 3 km mostram que a linha de instabilidade está saindo da área de varredura do radar e começa a perder suas características. O sistema tem intensidade de seus núcleos menores e às 22:30 UTC (Fig. 12g e 13g) o sistema demonstra a tendência de se enfraquecer, iniciando processo de dissipação. Seguindo a evolução temporal do sistema, observa-se este perdeu sua estrutura linear (22:53 UTC) e cerca de uma hora depois (Fig. 12h) apresenta alguns aglomerados de células convectivas com refletividade próxima a 50 dBZ, mas não exhibe características de uma linha de instabilidade.

É possível notar um deslocamento da LI na direção sudoeste e uma evolução temporal, de pouco mais de 50 km, durante o período que foi monitorado pelo radar. Ferreira (2010) monitorou a evolução espaço-temporal de uma LI, sobre a Região Metropolitana de São Paulo, através de um radar banda X polarimétrico e observou que o sistema deslocou-se por cerca de 100 km, enquanto pôde ser imageado pelo radar.

5.4 Dados observados

Os dados observados, no período entre 00:00 UTC (22:00 HL do dia 07) e 23:59 UTC (20:59 HL) do dia 08/06/2011, provenientes da estação meteorológica automática de Outeiro, foram utilizados para entender melhor o comportamento dinâmico do sistema, a partir das variáveis: pressão atmosférica (hPa), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade específica (g/kg), velocidade (m/s) e direção ($^{\circ}$) do vento. Radiossondagens realizadas às 12:00 UTC (09:00 HL) (anterior à formação do evento) e 23:59 UTC (22:59 HL) do mesmo dia foram utilizadas para a obtenção dos perfis verticais das variáveis termodinâmicas desde a superfície até alta troposfera, para: temperaturas potencial, potencial equivalente e equivalente saturada (K), velocidade zonal e meridional (m/s) e direção ($^{\circ}$) do vento.

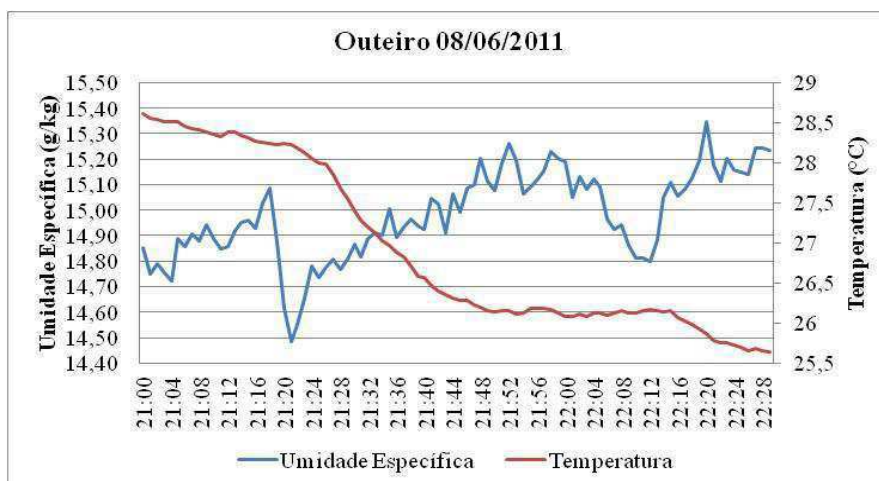


Figura 14 – Dados observados de Temperatura (° C) e Umidade Específica (g/kg) entre 21:00 UTC e 22:30 UTC de 08 de junho de 2011 no sítio de Outeiro.

Pode-se perceber através da Figura 14 que os valores da temperatura começam a decrescer de forma suave próximo as 21:00 UTC (18:00 HL), seguido de uma queda brusca por volta das 21:25 e variando cerca de 2°C em menos de 30 minutos. Logo após, se estabiliza com temperaturas entorno de 26°C, voltando a cair novamente até 25°C depois das 22:15 UTC (19:15 HL). O leve decréscimo indica a aproximação da linha de instabilidade que nesse momento estava localizada sobre Benevides a cerca de 25 km de distância do local de coleta dos dados, porém pode-se relacionar tal decréscimo ao pôr do sol. A queda acentuada, de 28°C para 26°C, pode ser associada à chegada da frente de rajada do sistema que esta momentaneamente sobre Outeiro (Fig. 13c). Sugere-se que a diminuição da temperatura, logo após um período mais estável desta variável, esteja ligada ao resfriamento provocado pela evaporação da precipitação e derretimento das partículas de gelo que formam a piscina fria na região estratiforme da LI.

Durante a aproximação da linha de instabilidade, se observa um acréscimo significativo nos valores de umidade específica, cerca de 0,4 g/kg em pouco mais de 15 minutos, causada, possivelmente, pela convergência da frente de rajada. Em seguida, ocorre uma queda repentina entre 21:18 e 21:21 UTC (18:18 – 18:21 HL), possivelmente, relacionada com movimentos descendentes originários da frente de rajada do sistema. Analisando a evolução temporal da variável, se constata um aumento gradual de aproximadamente 0,5 g/kg entre 21:22 e 22:00 UTC (18:22 – 19:00 HL), possivelmente, associado a mesobaixa da região convectiva, seguido de um novo

decréscimo mais leve e gradativo que pode ser associado a correntes descendente transferindo ar mais seco das camadas superiores para os baixos níveis (Berkes, 2012).

Por fim, temos mais um aumento no teor de umidade que coincide com o momento em que a temperatura volta a decrescer. Após um período sem variações perceptíveis, essa característica de inversão é bem evidente durante o período da passagem do sistema pelo local de observação, podendo, de modo geral, ser relacionada às mesoaltas e mesobaixas pertencentes ao sistema.

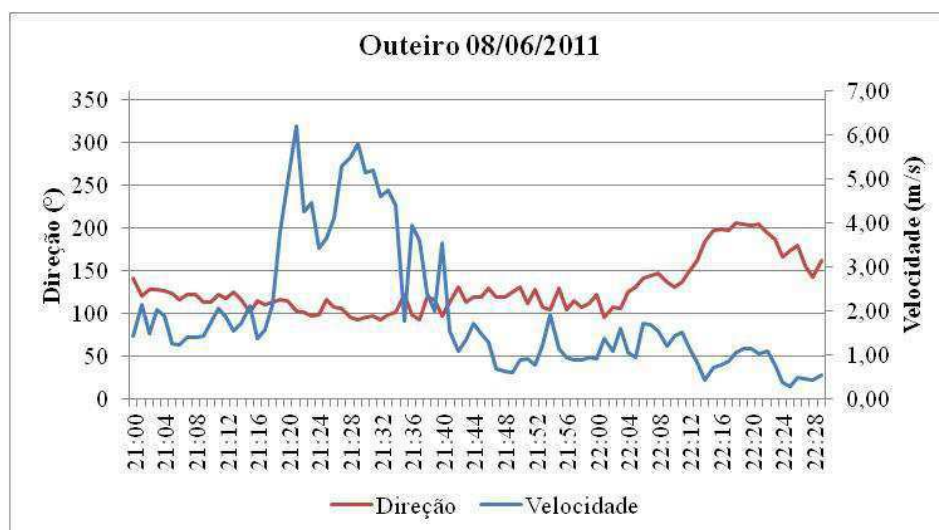


Figura 15 – Direção e intensidade do vento entre 21:00 UTC e 22:30 UTC para o evento de Linha de Instabilidade do dia 08 de junho de 2011.

A direção do vento pouco mudou sendo, preferencialmente, de leste-sudeste e se modificando para sul-sudoeste depois da passagem do sistema por Outeiro (22:00) (Fig. 15). Quando a LI alcançou Outeiro próximo as 21:30 UTC (19:30 HL), a velocidade do vento era de 5-6 m/s, com oscilação entre 4 m/s e 2 m/s por alguns instantes. Precedendo a chegada do sistema ao local, se observou um jato de magnitude superior a 6 m/s por volta das 21:20 UTC (19:20 HL), e coincide com o mínimo valor de umidade específica. Desta maneira, pode-se relacionar tal máximo de velocidade do vento com a frente de rajada da linha de instabilidade, haja vista que se observa uma célula mais avançada da linha de instabilidade, por volta das 21:20 UTC (18:20 HL), com sua borda próxima a Outeiro. Após valores em torno de 5 m/s com a presença da LI sobre o local observacional, a intensidade do vento diminui sua magnitude de maneira lenta atingindo cerca de 1 m/s pouco antes das 22:00 UTC (19:00 HL). Posteriormente, observam-se valores inferiores a 1m/s, quando o sistema está se afastando de Outeiro.

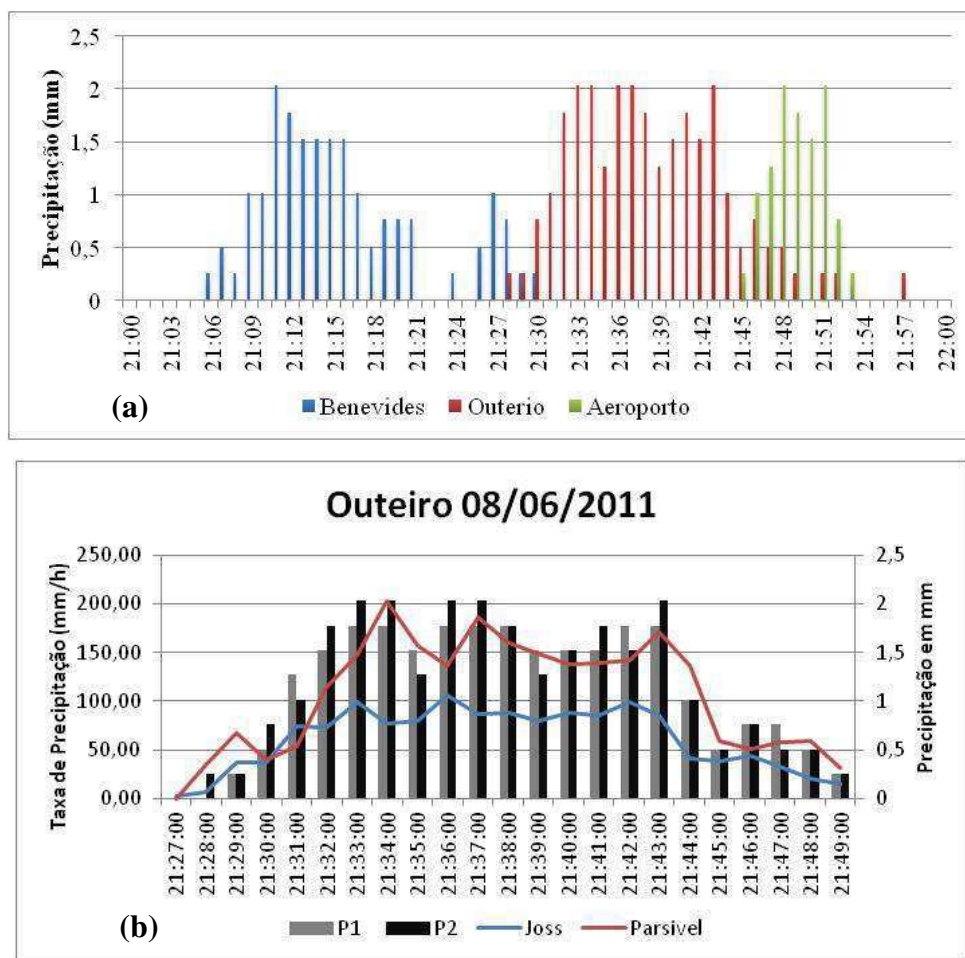


Figura 16 – Distribuição espacial e temporal da precipitação do evento (a) e taxa de precipitação estimada pelos disdrômetros (Joss e Parsível) e pluviômetros localizados no sítio de Outeiro para dia 08 de junho de 2011 (b). Horas em UTC.

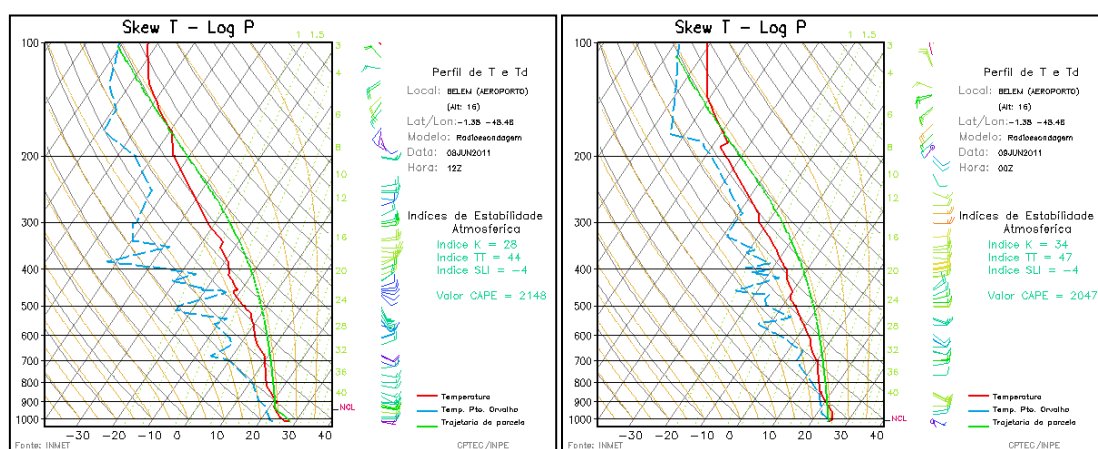
O sistema chega a Benevides próximo as 21:00 UTC. Seguindo com seu deslocamento, a LI aproxima-se de Outeiro por volta das 21:30 UTC e alcança o ponto de mediação da precipitação no aeroporto cerca de 15 minutos depois. O CAPPI para as 21:04, 21:33 e 21:53 UTC colabora com tal informação. Ao analisar a configuração da precipitação sobre os três locais notar-se, no primeiro momento, os valores registrados são baixos e tendem a aumentar até alcançarem seu máximo, seguido por uma diminuição. Este perfil se deve a evolução da LI durante sua passagem do sistema sobre os locais de medição.

A Figura 16b mostra esta evolução temporal da precipitação, especificamente, sobre Outeiro, através de dados de precipitação de dois pluviômetros e taxa de precipitação medida por disdrômetros e pluviômetros. Esta configuração de precipitação pode ser relacionada à evolução espacial do sistema, haja vista, que o mesmo possui

regiões com maior (convectiva) e menor (estratiforme) precipitação associada. Os valores tendem a aumentar até atingir um máximo devido região convectiva esta sobre o local, com precipitação intensa e curta duração. Após a passagem da região convectiva, a intensidade da chuva diminui, haja vista, que a região estratiforme possui taxa de precipitação de 1-10 mm.h⁻¹, menor que a convectiva. Percebe-se na Figura 16b que o disdrômetro Joss subestimou a taxa de precipitação quando comparado com os pluviômetros e o outro disdrômetro (Parsível), isto ocorreu devido problemas no instrumento, possivelmente, durante sua instalação ou/e calibração.

5.5 Perfis verticais

A Figura 17 mostra o perfil de temperatura, umidade e vento medidos com a radiossonda no Aeroporto de Belém (latitude -1,22° – longitude -48,28°) às 1200UTC do dia 08 de junho de 2011 e às 0000 UTC do dia 09 de junho de 2011. Observa-se que houve um aumento significativo da razão de mistura em todos os níveis, que indicou a passagem da linha de instabilidade pela região. A análise dos índices de instabilidade mostra as condições antes da chegada da LI e logo após sua passagem pelo local.



(a)

(b)

Figura 17 – Perfil vertical da temperatura do ar (°C), temperatura do ponto de Orvalho (C°), velocidade (m/s) e direção do vento (°) no Aeroporto de Belém (latitude -1,22° – longitude -48,28°), onde; a) 1200 UTC do dia 08 de junho de 2008 e b) 0000 UTC de 09 de junho de 2011.

Fonte: INMET – CPETC/INPE.

No diagrama é localizado o nível de convecção por levantamento (NCL) que denota a altura na qual uma parcela de ar se torna saturada quando é levantada

adiabaticamente onde em (b) esse nível é visivelmente mais baixo. No caso do evento aqui analisado o NCC (nível de convecção convectivo) torna-se mais aceitável em virtude de representar a altura da base de nuvens cumuliformes. O NCC segue a mesma configuração do NCL (em (b) – o ponto de convecção é abaixo com relação ao mostrado em (a)).

Os valores dos índices apresentados na Tabela 01 para o dia 08 sugerem que a atmosfera estava moderada em termos de estabilidade (Showalter, Lift e CAPE), havendo ligeira possibilidade de tempestades severas (SWEAT e Total Totals) com moderado potencial convectivo (índice K). Vale ressaltar que os valores de CAPE observados são condizentes com uma atmosfera muito instável de acordo com Houze (1993). No entanto, por se tratar da região amazônica esses são valores corriqueiros. Às 0000 UTC do dia 09 apresenta uma atmosfera com valores um pouco mais elevados.

Tabela 01 – Valores dos índices de instabilidade referentes às sondagens das 1200 UTC do dia 08 de junho e da 0000 UTC do dia 09 de junho de 2011.

ÍNDICE	08 DE JUNHO	09 DE JUNHO
SHOWALTER (°C)	0,48	-2,59
LIFT (°C)	-2,90	-4,48
SWEAT (°C)	213,70	260,20
K (°C)	28,00	33,80
TOTAL TOTALS (°C)	44,10	47,10
CAPE (J/KG)	2148,00	2047,00

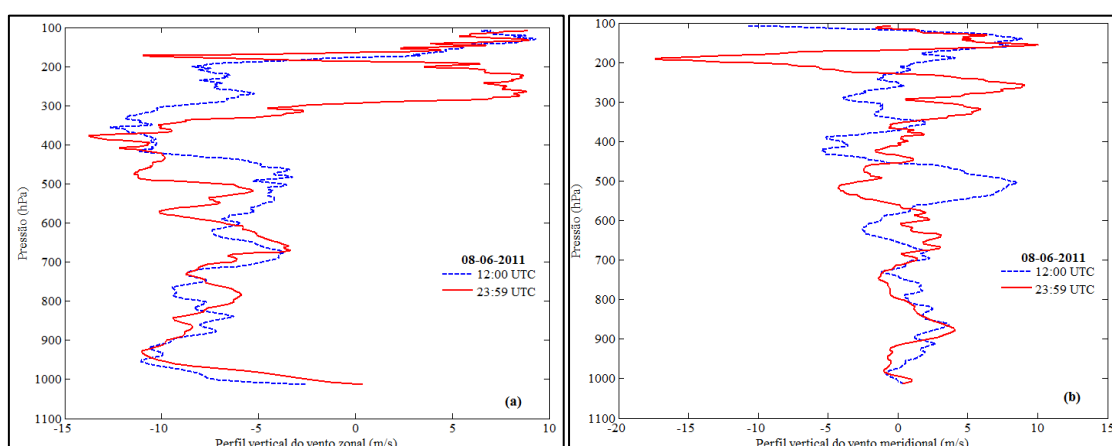


Figura 18 – Perfil vertical do vento zonal (m/s) (a) e meridional (b) (m/s) para às sondagens de 12:00 UTC (Azul) e 23:59 UTC (Vermelho) de 08 de junho de 2011.

Os perfis verticais de intensidade do vento foram decompostos em suas componentes zonais e meridionais, de modo que se verificou que o vento no ambiente foi governado pela componente leste-oeste, ou seja, a magnitude do vento zonal foi mais intensa, nos dois horários verificados, com exceções para o nível de 500 hPa durante a sondagem de 12:00 UTC e 200 hPa no perfil vertical das 23:59 UTC, em que a velocidade da componente meridional foi mais intensa.

Pode-se notar na Figura 18a que o vento zonal se apresenta com valores muito similares em baixos níveis até níveis médios. Em seguida diminuiu de intensidade até mudar de direção em altos níveis. Nos perfis verticais do vento zonal, das sondagens estudadas, teve fluxo preferencialmente de leste nos médios e baixos níveis, enquanto que nos mais elevados níveis da troposfera, um fluxo de oeste mais expressivo pode ser notado. Os fluxos norte-sul do vento são mais heterogêneos ao longo do perfil atmosférico, para os dois momentos discutidos, apresentado perfis característicos para vento meridional em casos de linhas de instabilidade.

Esta configuração de escoamento revela claramente um jato com forte cisalhamento nos baixos níveis e um fraco cisalhamento em altos níveis. A existência deste notável cisalhamento em baixos níveis pode ter favorecido a formação de linha de instabilidade (Alcântara et al., 2014) e promovido uma vida mais longa para o sistema, devido sua atuação na dinâmica que governa as correntes ascendentes e descendentes. Enquanto o fraco cisalhamento em altos níveis podem ter contribuído para a formação e extensão de uma região de chuva estratiforme (Schumacher & Houze, 2006). A manutenção do sistema pode está relacionado ao equilíbrio entre as circulações de cisalhamento e piscina fria como sugerido por Takemi (2014).

Os perfis termodinâmicos das sondagens atmosféricas do dia analisado indicaram presença de forte instabilidade condicional sobre a região de interesse. A Figura 19 mostra os perfis verticais das variáveis de temperatura potencial (Θ), temperatura potencial equivalente (Θ_e) e temperatura potencial equivalente saturada (Θ_{es}), para o dia 08 de junho de 2011. Nos horários de 12:00 UTC, antes da formação do sistema e 23:59 UTC, depois da passagem do sistema sobre a região de análise. Observou-se que em toda a coluna troposférica havia predominância de ar úmido em condições próximas à saturação, favorecendo instabilidade potencial. Os valores de Θ_e elevados, superiores a 335 K por todo o perfil das duas sondagens, revelam um caráter de convecção severa com fortes chuvas (Aspliden, 1976).

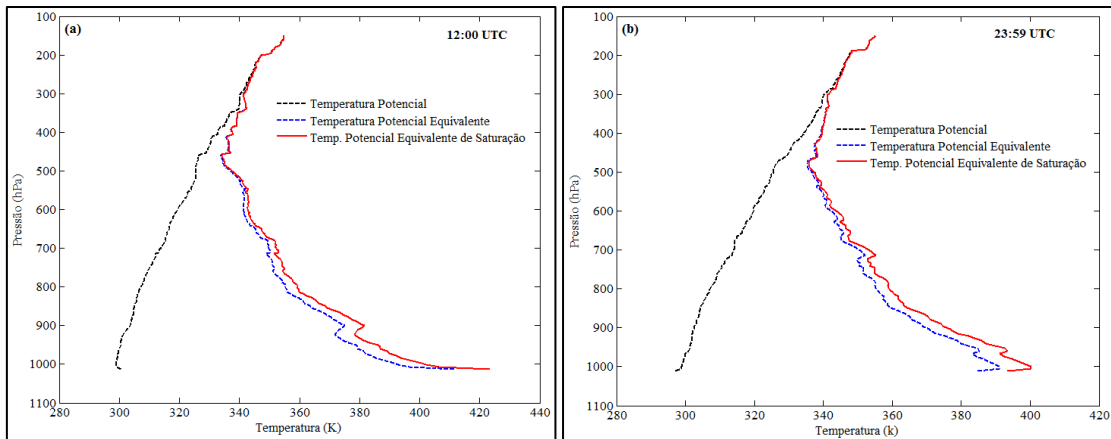


Figura 19 – Perfis atmosféricos das temperaturas potenciais do dia 08 de junho de 2011 referentes às sondagens de 12:00 UTC (a) e 23:59UTC (b).

A sondagem realizada as 12:00 UTC (Fig. 19a) mostra o estado da atmosfera cerca de quatro horas antes da formação do sistema. Percebe-se que o perfil de Θ indica uma atmosfera instável estaticamente próximo à superfície e estável nas demais camadas. Ao observar o perfil de Θ_e , pode-se notar uma atmosfera convectivamente instável até nível de 922 hPa, seguida de uma pequena camada estável deste nível até 890 hPa. Entre os níveis de 890 e 450 hPa, a atmosfera torna a ficar convectivamente instável, com as demais camadas, acima desta, estável novamente.

Os perfis de Θ_e e Θ_{es} estão bem próximos por toda a coluna atmosférica e evidenciam um alto teor de umidade. Quando observado em conjunto os perfis Θ_e e Θ_{es} com os de razão de mistura, nota-se que nos níveis onde a camada está convectivamente estável, os valores de razão de mistura tendem a aumentar. Tal afirmação pode ser verificada confrontando os dados em 500 hPa onde a razão de mistura era de aproximadamente 1 g.kg^{-1} e logo acima está próximo de 4 g.kg^{-1} . Também se observa tal aspecto na sondagem de 23:59 UTC.

A Figura 19b mostra o estado da atmosfera durante o processo de dissipação da linha de instabilidade. Através do perfil Θ , percebe-se que a atmosfera está estaticamente estável da superfície aos altos níveis. Ao analisar o perfil da temperatura potencial equivalente, atenta-se para uma atmosfera convectivamente estável próximo a superfície, sucedida de uma camada instável convectivamente até 475 hPa, com pontos de estabilidade nos níveis de 959 e 786 hPa. Acima de 475 hPa, a atmosfera apresenta-se estável convectivamente. O perfil de Θ_e e Θ_{es} se mantém bem próximo como observado anteriormente às 12:00 UTC. Esta proximidade também pode ser vista nos gráficos de temperatura e ponto de orvalho, indicando um ambiente úmido. Tal

proximidade das linhas de temperatura que compõem o perfil é uma característica marcante de linhas de instabilidade.

5.6 Variáveis Polarimétricas

5.6.1 Refletividade Horizontal

A Figura 20a mostra a linha de instabilidade no dia 08 de junho de 2011 as 2110 UTC na área de cobertura do radar X-POL no azimute Outeiro. Nota-se um sistema de grande intensidade. A LI apresenta uma coluna que se estende desde a superfície á pouco mais de 11 km com refletividade superior a 30 dBZ. Dentro desta, se observa um núcleo com Z_h que ultrapassa os 50 dBZ, condizendo com uma região de precipitação convectiva. Koffi (2014) também obteve dados de refletividade horizontal com magnitude superior a 50 dBZ, durante experimento realizado Benin (Oeste da África), voltado para estimativa de chuva e distribuição do tamanho de gota, em 2006. Na retaguarda e em uma porção na dianteira (acima da isoterma de $0^\circ \text{C} \sim 5 \text{ km}$ (dados da radiossondagem)), a refletividade fica da ordem dos 20 dBZ revelando uma região estratiforme. Tang et al. (2014) demonstraram que o Z_h na região estratiforme é muito menor que na região convectiva. Devido, possivelmente, a diferença na velocidade das correntes nas duas regiões do sistema.

O sistema desloca-se em direção ao radar e a coluna de com alto Z_h agora fica abaixo de 5 km, parte da LI está sobre Outeiro (sítio principal) com valores de Z_h próximos a 50 dBZ, proporcionado a ocorrência de chuva (Fig. 20b) como registrado pelos pluviômetro no local (Fig. 16a). Picca et al. (2014), em análises feitas em uma tempestade ocorrida em Massachusetts (nordeste do EUA), observou valores de refletividade horizontal superiores a 50 dBZ. Segundo Bechini et al. (2013), Z_h e K_{dp} são considerados representativos da taxa de precipitação média perto da superfície. Uma segunda célula mais velha aparece logo atrás da célula principal com valores correspondentes a 30 dBZ, magnitude similar á encontrada por Islam et al. (2012) para sistemas de mesoescala. As 2140, o padrão de refletividade da superfície até a isoterma de 0°C concorda com chuva convectiva. Observou-se que os valores de reflectividade do radar tendem a diminuir acima de 6 km. Isto indica que, possivelmente, o processo de chuva quente domina sobre esta região (Kumar et al., 2015). Ainda de acordo com o autor, a refletividade do radar superior a 35 dBZ, a uma altitude mais elevada do que -10°C (6,5 km), pode ser usado para a detecção de precipitação.

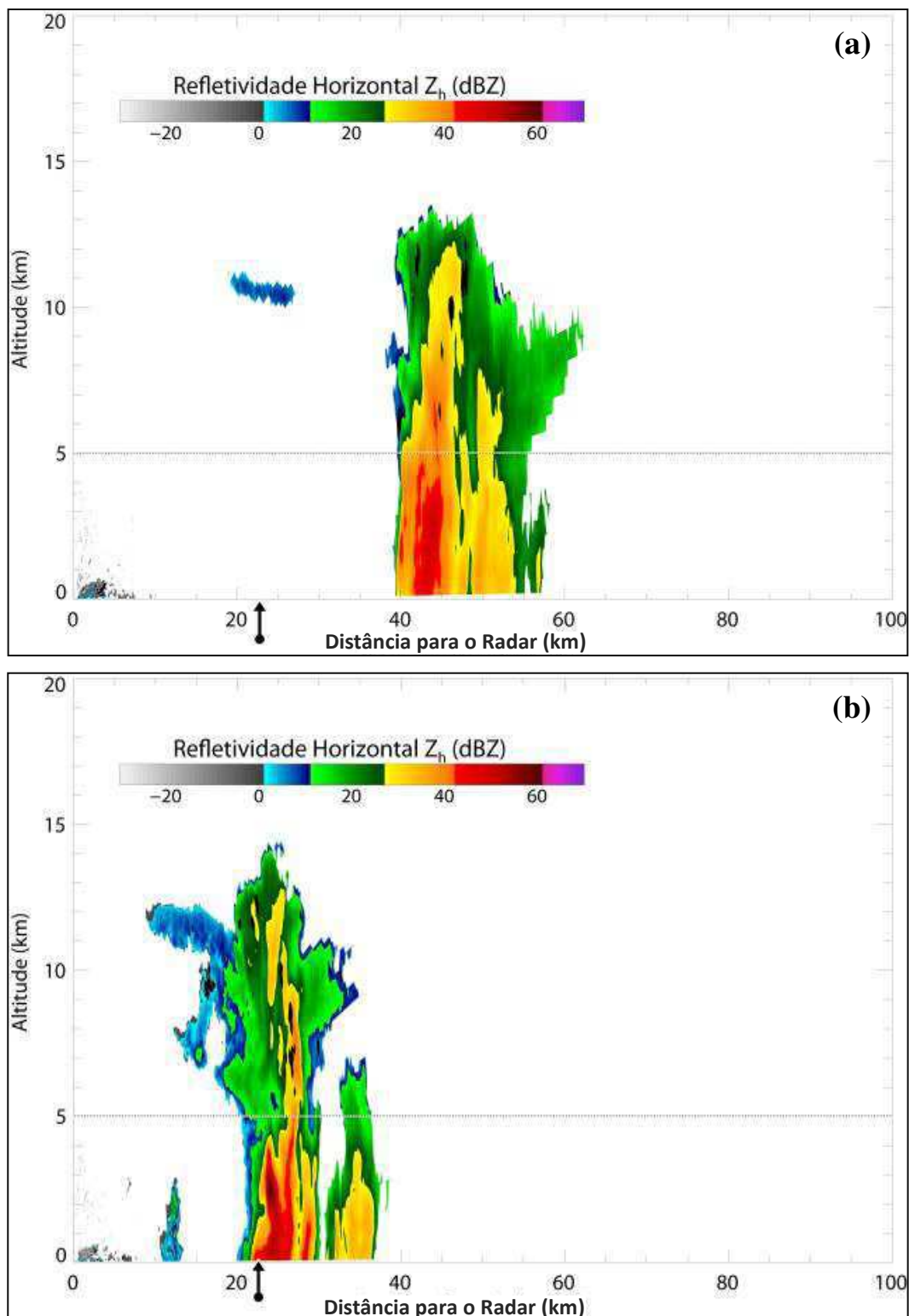


Figura 20 – Corte transversal da refletividade horizontal medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dBZ. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

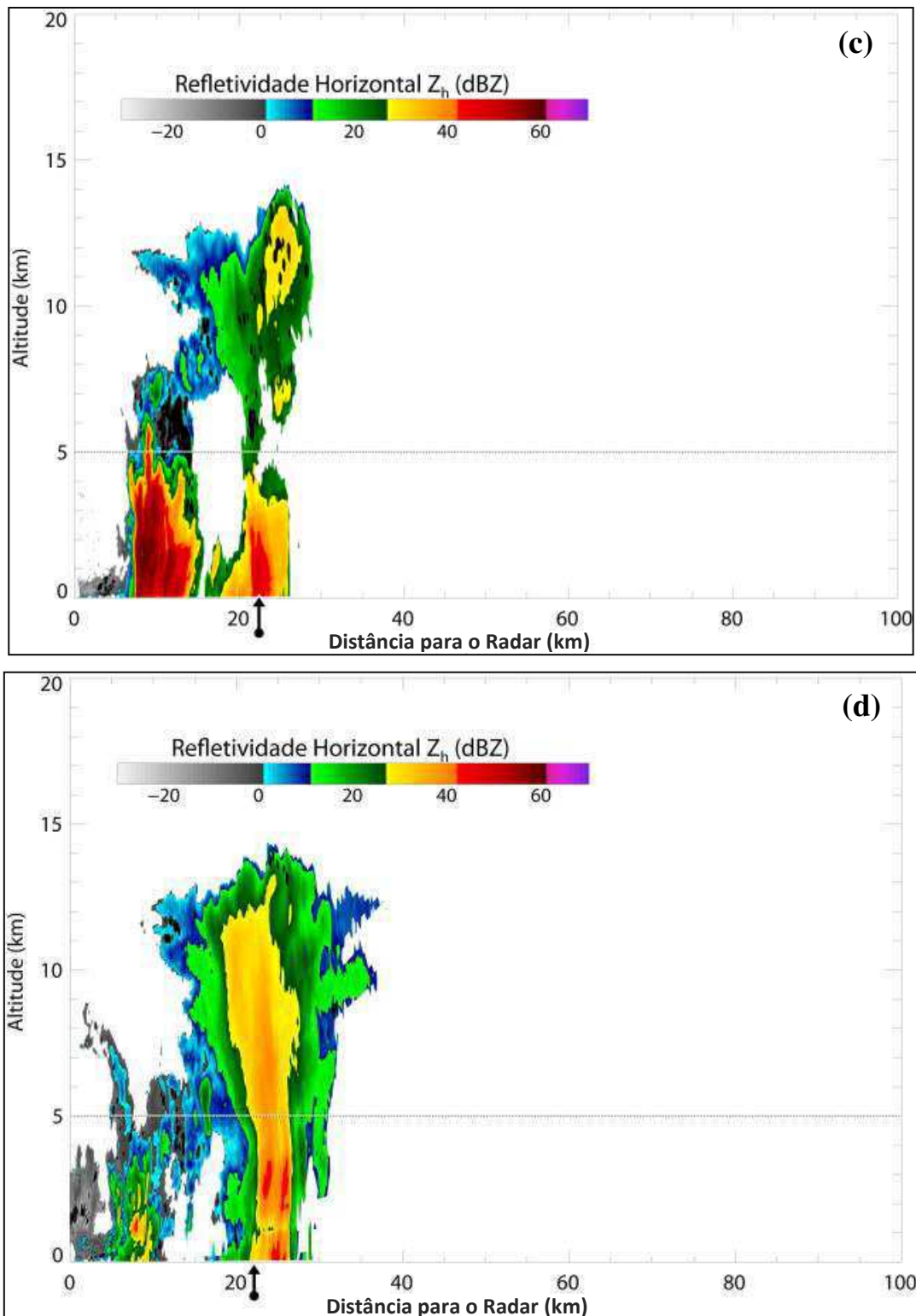


Figura 20 – Corte transversal da refletividade horizontal medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dBZ. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

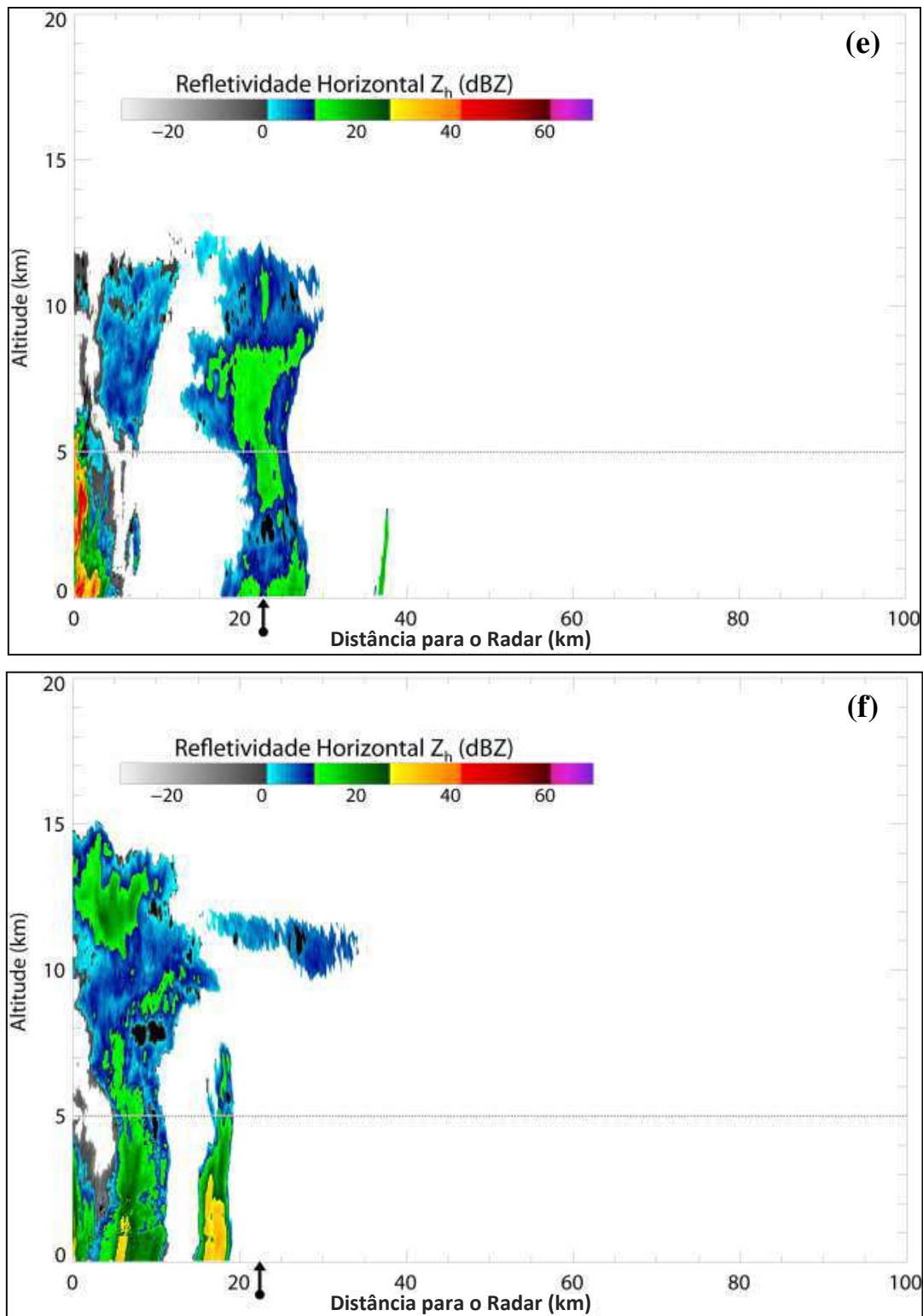


Figura 20 – Corte transversal da refletividade horizontal medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dBZ. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

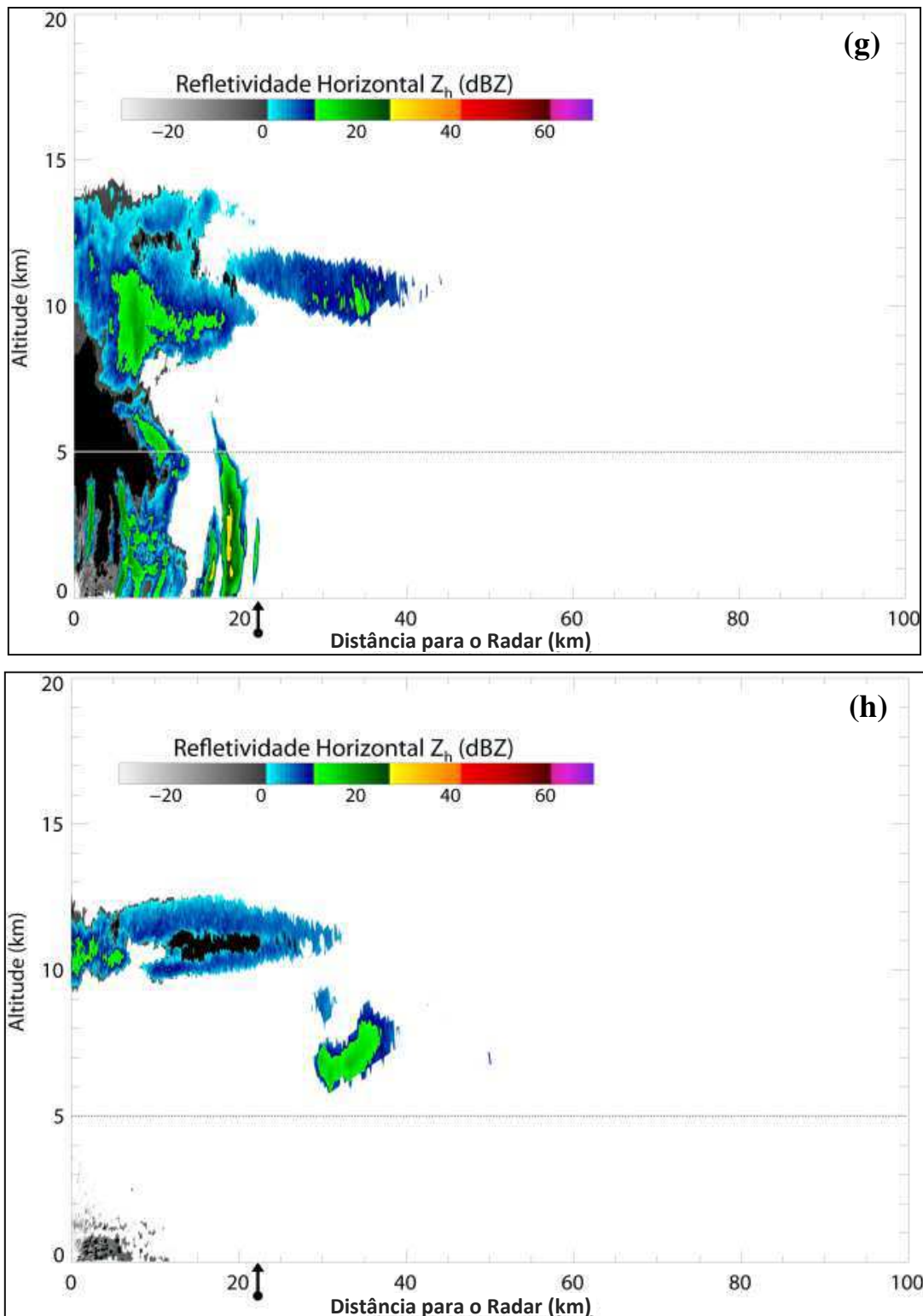


Figura 20 – Corte transversal da refletividade horizontal medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dBZ. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Conclusão).

Na dianteira do sistema uma nova célula se desenvolve, provavelmente, devido as correntes ascendentes a frente da LI (Fig. 20b). Na célula principal uma abrangente faixa vertical desde a superfície até 13 km tem valores entre 30 – 40 dBZ. Estes valores são similares aos encontrados por Tang et al. (2014) em regiões de precipitação convectiva, durante estudo realizado em Pequim/China, entre os anos de 2010 e 2011. A Figura 20e mostra uma pequena faixa, logo acima do radar, com Z_h superior a 40 dBZ. O sistema demonstra perda de intensidade. A segunda célula aparenta está em processo avançado de dissipação, tendo em conta, algumas regiões com 0 dBZ.

Próximo as 2230 UTC (Fig. 20g) a estrutura vertical tende a se dissipar, a magnitude da refletividade horizontal é baixa em toda atmosfera acima de 0°C. A LI já não aparece mais no radar (azimute – Outeiro) às 2330 UTC (Fig. 20h). O que é mostrado é apenas uma camada como vestígio do sistema.

5.6.2 Refletividade Diferencial

É visível na Figura 21a que abaixo da isoterma de 0° C os valores de refletividade diferencial são, em sua maioria, positivos. Essa coluna de maior Z_{dr} se estende acima do nível de congelamento do ambiente e marca o local de correntes ascendentes. Na parte dianteira da linha de instabilidade é visualizado dados com intensidade de 3 dB, co-localizados com valores de Z_h elevados. Os altos valores de Z_{dr} (≥ 3 dB) indicam a presença de grandes, hidrometeoros oblatos, possivelmente, grandes pingos de chuva ou granizo revestido em água (Kumjian & Ryzhkov, 2008). Acima de 0° C, valores negativos em sua maior concentração inferiores a -1 dB. Perto de 10 km de altitude se pode observa um centro com valores no intervalo de -1,0 dB – -2,0 dB. Agregados secos de baixa densidade são conhecidos por baixo Z_{dr} intrínseca (Ryzhkov et al., 2005). Bechini et al., (2013) mostrou em perfis verticais de Z_{dr} um mínimo local, imediatamente, acima do nível de congelamento, onde grandes agregados são mais susceptíveis de serem encontrados.

A frente do sistema, às 2130 UTC, percebe-se uma nova célula, com aproximadamente 3 km de altura, com predominância de Z_{dr} negativo, sugerindo um alinhamento vertical das partículas. Na célula madura (sobre Outeiro), um núcleo com Z_{dr} maior que 3 dB esta inserido em uma coluna que alcança pouco mais de 4 km (Fig. 21b). Essa coluna com elevados valores de refletividade diferencial é uma assinatura notável em tempestades convectivas (Evaristo et al., 2013).

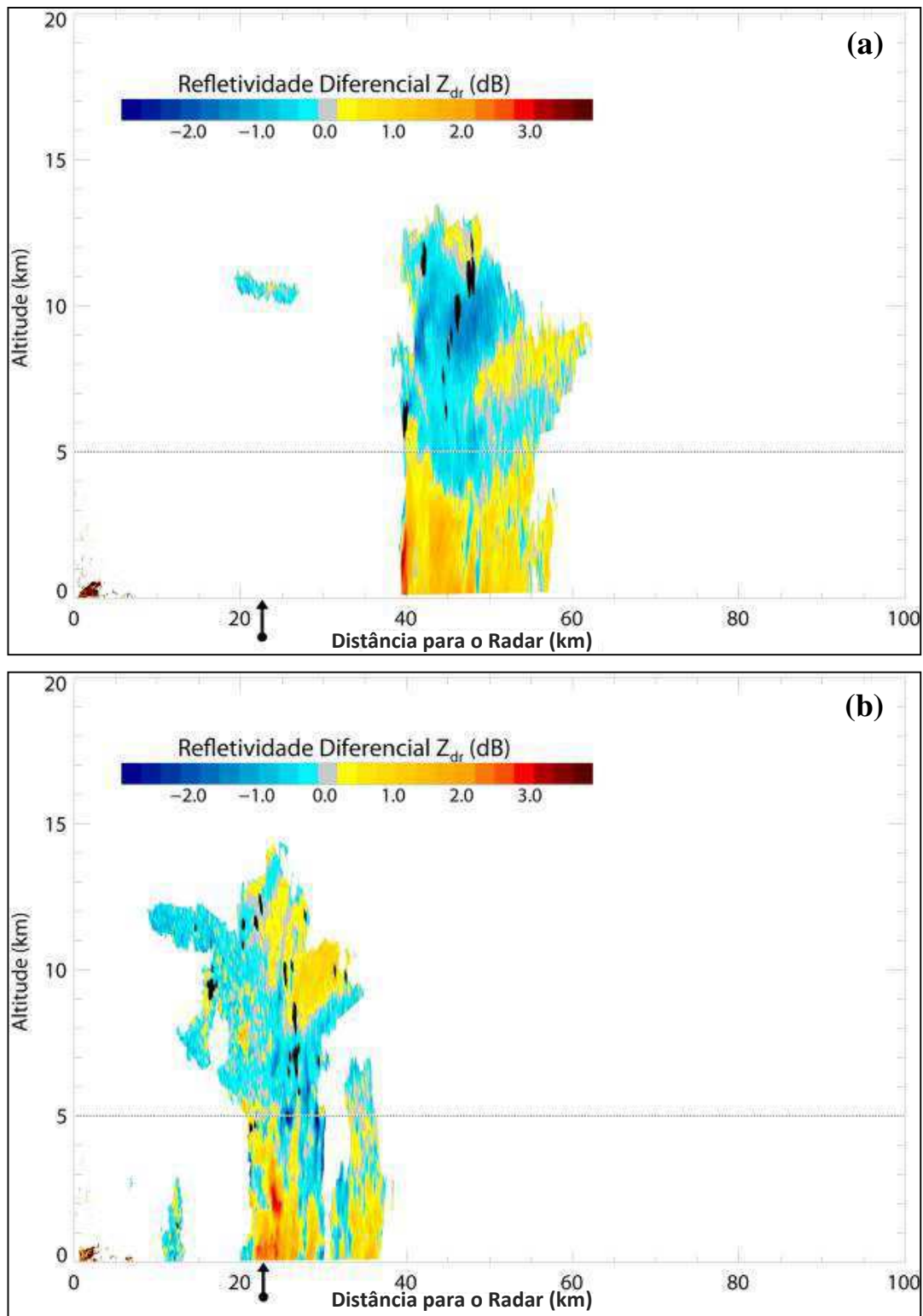


Figura 21 – Corte transversal da refletividade diferencial medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dB. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

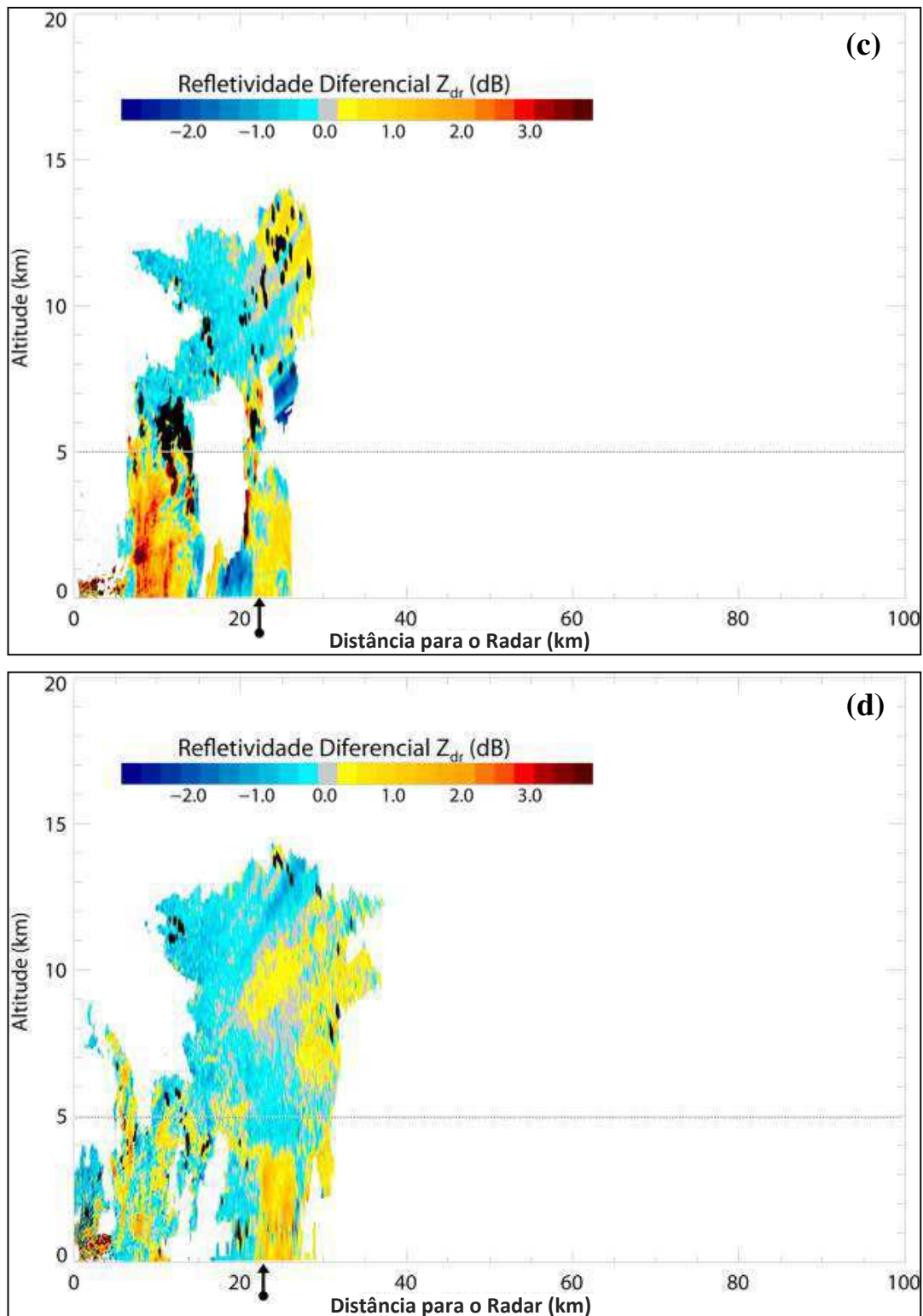


Figura 21 – Corte transversal da refletividade diferencial medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dB. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

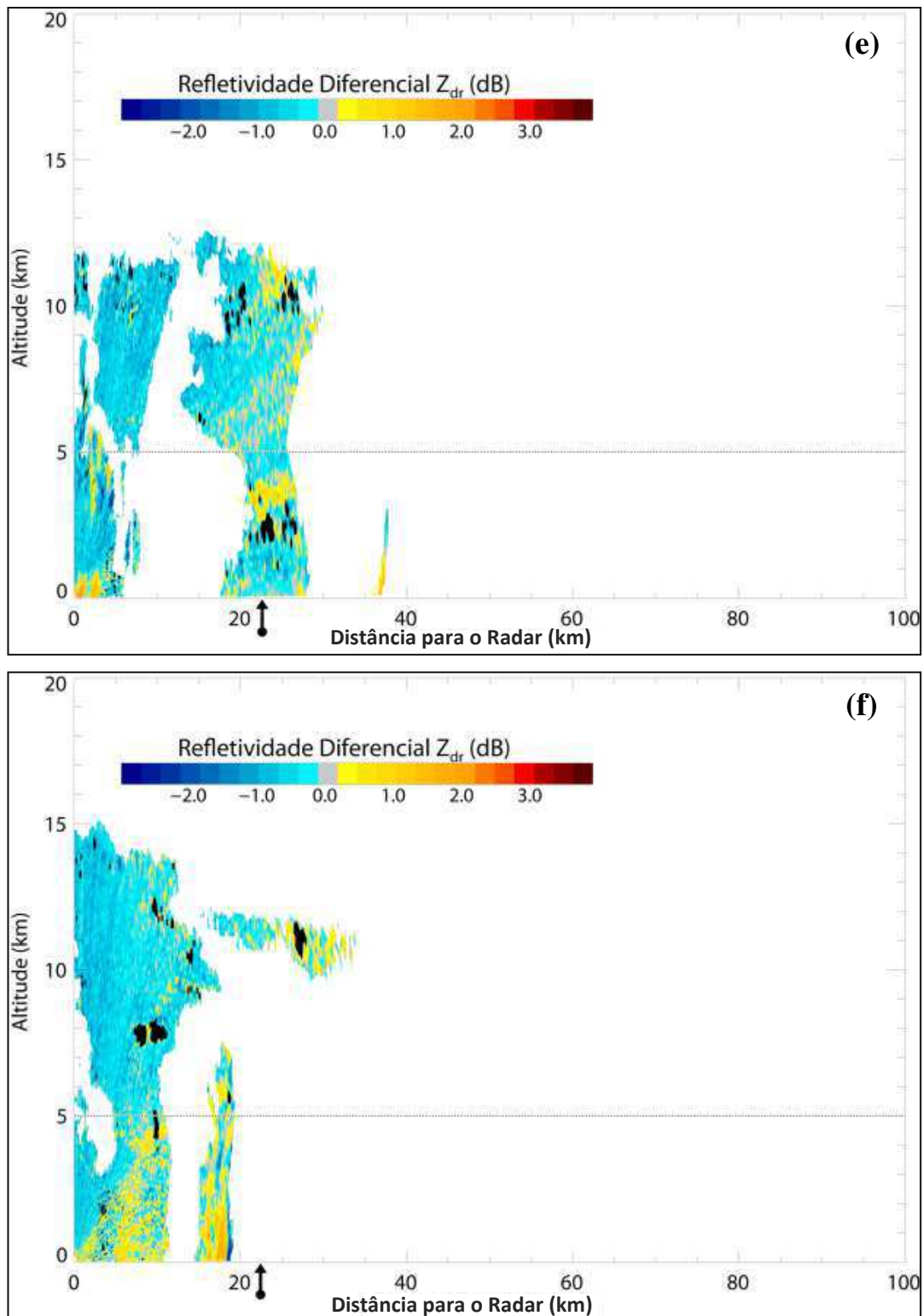


Figura 21 – Corte transversal da refletividade diferencial medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dB. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

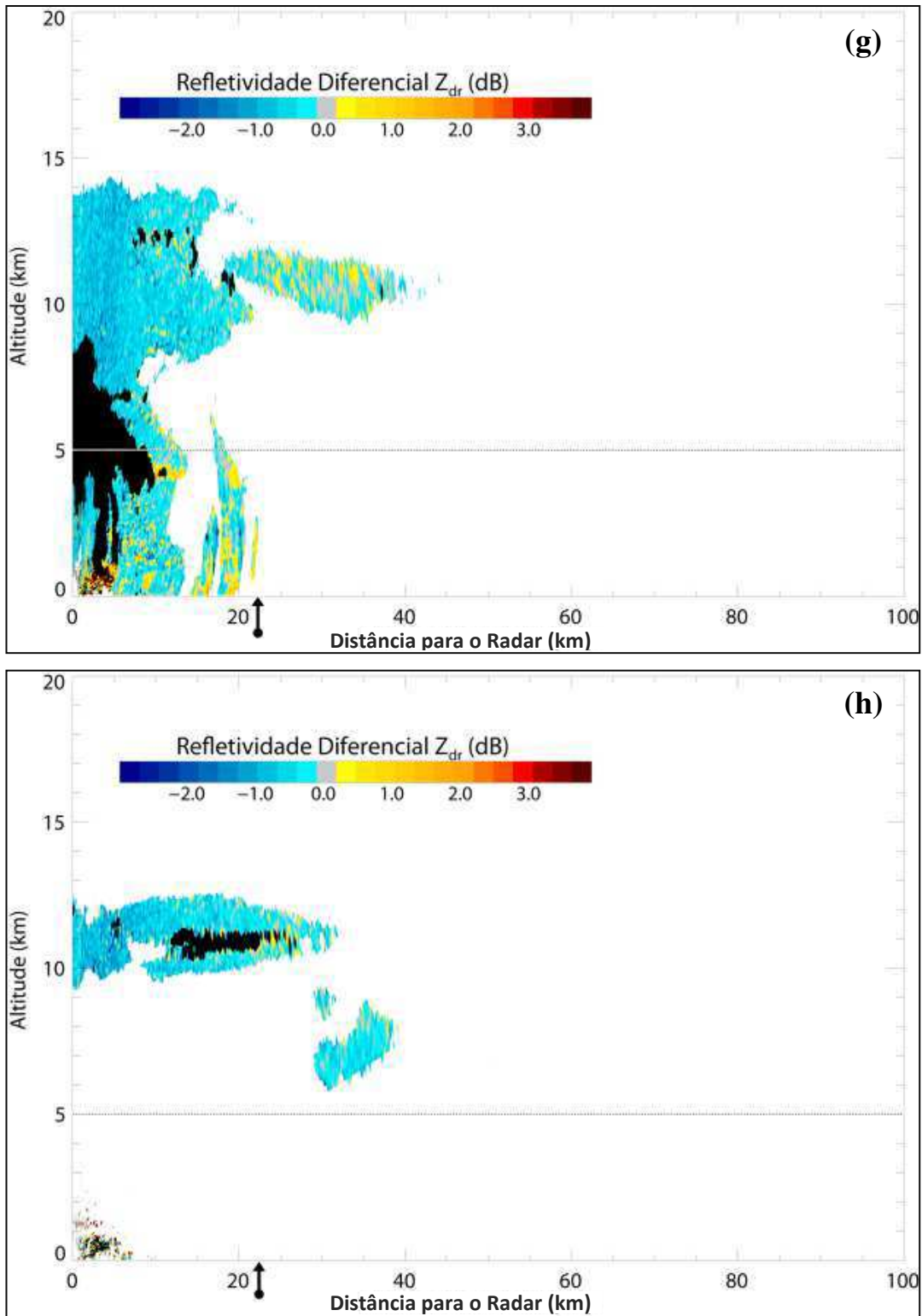


Figura 21 – Corte transversal da refletividade diferencial medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em dB. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Conclusão).

Neste momento (2130 UTC), o sistema encontra-se em seu comprimento e largura máximos, denotando o máximo de intensidade (estágio maduro). As correntes ascendentes sobre a região, possivelmente, estão mais fortes, associadas à mesobaixa da região convectiva, o que os valores elevados. Logo acima da isoterma de 0° C são visíveis valores de Z_{dr} negativos de baixa intensidade. Na parte traseira da LI, acima de 8 km valores positivos de Z_{dr} são vistos. Cristais dendríticos com menor densidade atinge valores na faixa de 1-2 dB (Bechini et al., 2013). Essa porção positiva dentro do evento pode está relacionada a correntes ascendentes que se deslocam em direção à retaguarda do sistema, assim alinhando horizontalmente, os hidrometeoros. Estudos anteriores mostram que a coluna Z_{dr} é, consistentemente, dentro (em tempestades convectivas) ou à margem da corrente ascendente (Kumjian & Ryzhkov, 2008).

A maioria dos valores de Z_{dr} é positiva da superfície á 5 km (0° C) com alguns pontos excedendo 3 dB (Fig. 21c). Koffi et al (2014) obteve Z_{dr} com magnitude similar em alguns pontos em sua área de estudo. As 2150 UTC, o sistema se apresenta em sua maior extensão Z_{dr} negativo e valores positivos estão presentes na parte traseira. Dez minutos depois (Fig. 21e), a linha de instabilidade está com duas células e ambas possuem Z_{dr} negativo, aos quais não ultrapassam -1,5 dB. As correntes ascendentes, possivelmente, se enfraqueceram e com isso as partículas estão alinhadas na vertical. Na Figura 21f, a segunda célula (mais velha) se constitui de uma faixa vertical da superfície á 2 km onde Z_{dr} é positivo ($\sim 1,0$ dB). Na sequencia das imagens, o sistema mantém sua predominância de dados negativos.

5.6.3 Fase Diferencial Específica

A Figura 22a mostra a fase diferencial específica para as 2110 UTC no dia 08 de junho de 2011. Nota-se uma coluna com valores elevados de K_{dp} da ordem de $3^{\circ} \text{ km}^{-1}$ a cerca de 40 km de distância do radar, a partir da superfície a, aproximadamente, 4 km de altura. Essa coluna de maior K_{dp} está co-localizada com os maiores valores de Z_h e Z_{dr} para este momento. Kumjian & Ryzhkov, (2008) mostram que a coluna K_{dp} está associada com uma alta concentração de hidrometeoros de fase mista e é muitas vezes colocado com valores altos de Z_h . Para Evaristo et al. (2010) a co-localização de colunas Z_h , Z_{dr} e K_{dp} , sugere, a presença de chuva forte e parece ser uma assinatura da zona de convecção de linhas de instabilidade tropicais.

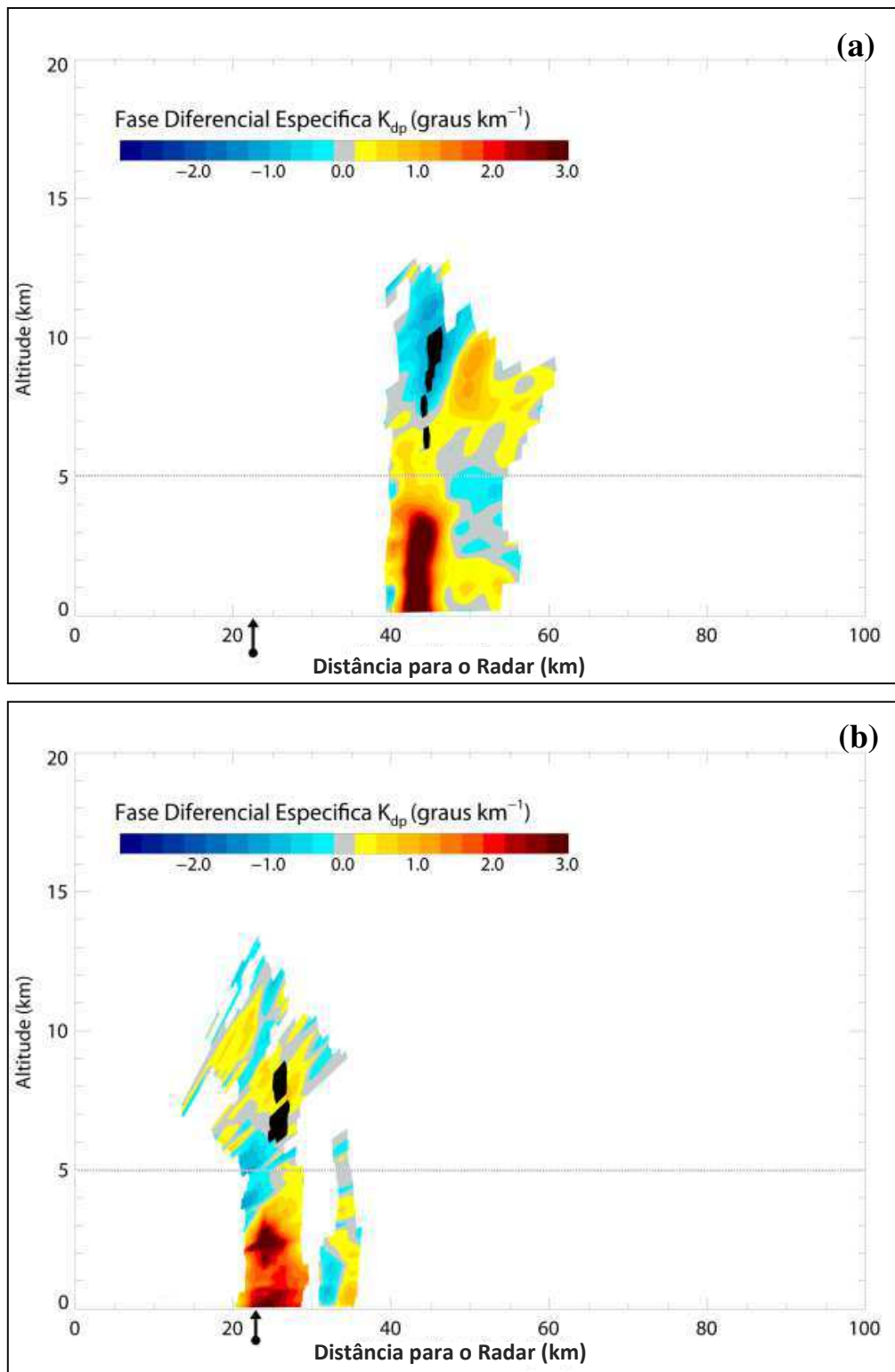


Figura 22 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em $^\circ \text{ km}^{-1}$. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

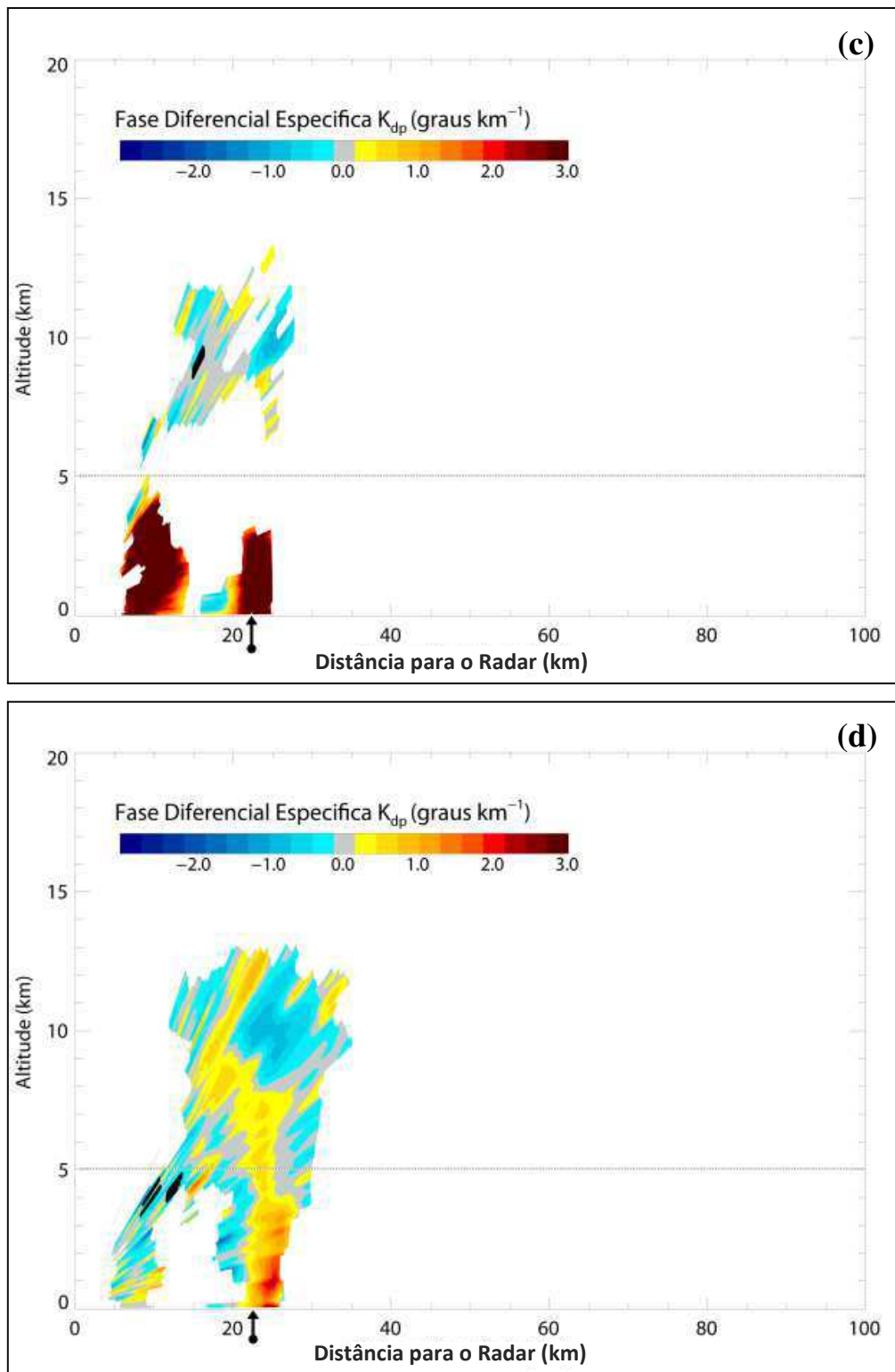


Figura 22 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em $^\circ \text{ km}^{-1}$. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

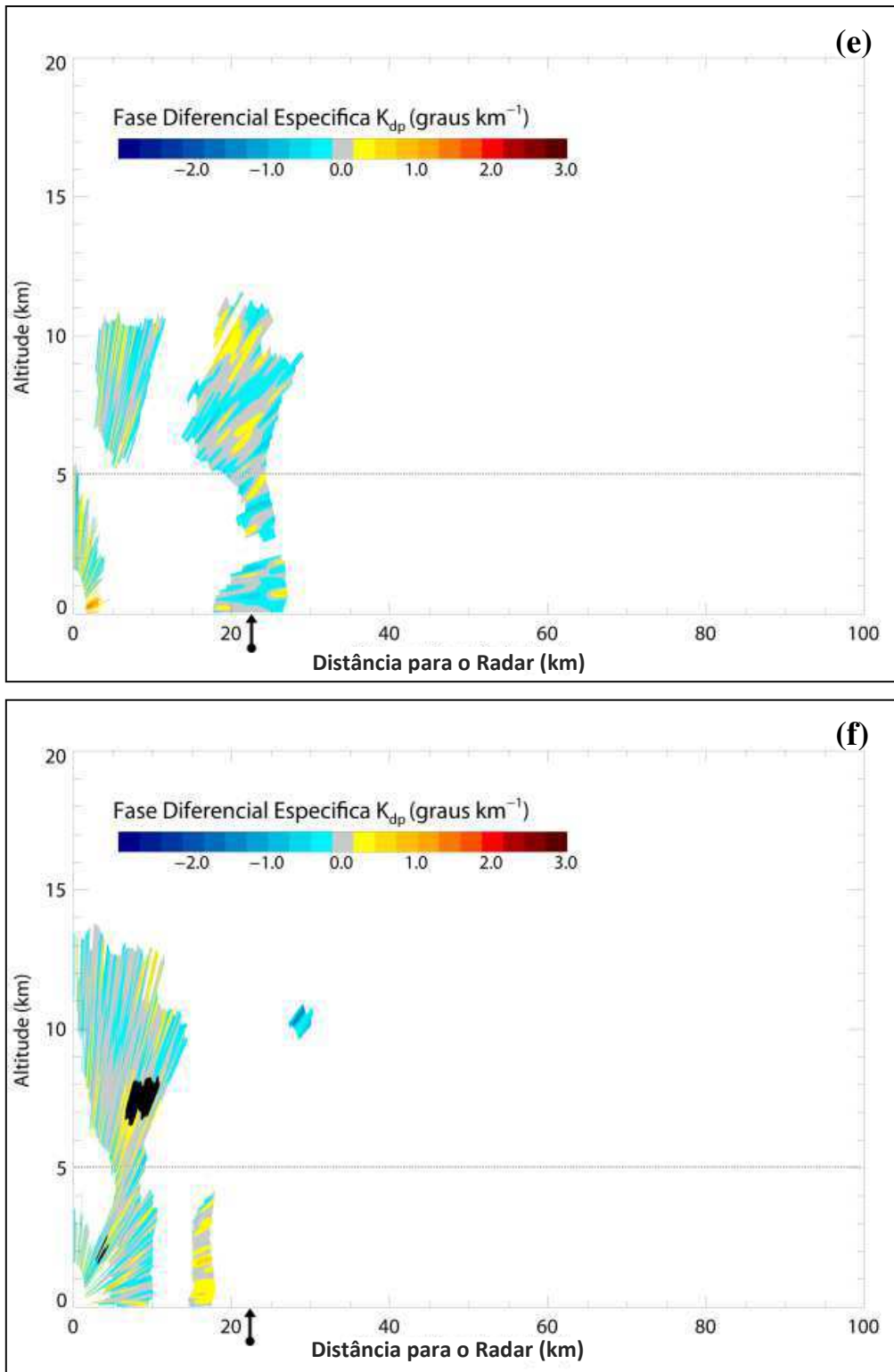


Figura 22 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em $^\circ \text{ km}^{-1}$. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

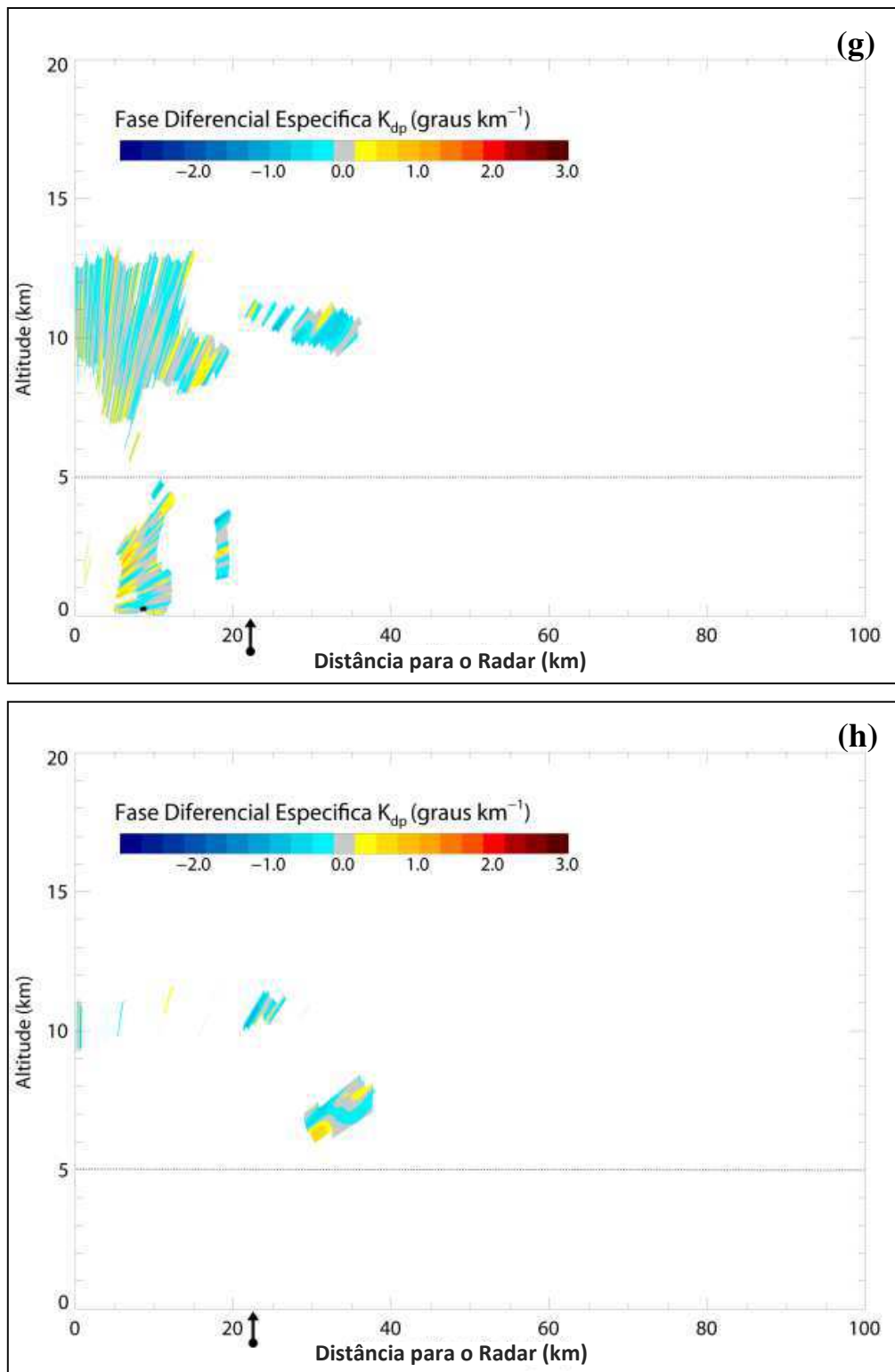


Figura 22 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em $^\circ \text{ km}^{-1}$. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Conclusão).

Enquanto K_{dp} negativo é visto acima de 8 km (Fig. 22a). Valores positivos de K_{dp} são visto na parte da retaguarda da célula, no entorno da isoterma de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (8km). Kennedy e Rutledge (2011) encontraram regiões de K_{dp} positivo perto da isotérmica $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ e sugeriram que eles estão relacionados com o crescimento de cristais dendríticos. Os valores positivos de K_{dp} na região de gelo em nuvens estratiformes têm sido ligados ao aumento da taxa de precipitação à superfície (Bechini et al., 2013).

Com o deslocamento do sistema a coluna de K_{dp} máximo ($3\text{ }^{\circ}\text{km}^{-1}$) está sobre Outeiro (Fig. 22b). Entretanto, com uma composição menos uniforme, e com dito, anteriormente, as colunas de Z_h , Z_{dr} , K_{dp} estão co-localizadas, produzindo chuva no local. Este deslocamento da sobreposição das colunas pode está relacionado com o cisalhamento no ambiente, pois o mesmo é importante na inclinação das corrente ascendentes. Tang et al. (2014) encontraram para precipitação convectiva K_{dp} ($3,89\text{ }^{\circ}\text{km}^{-1}$) similar ao observado em Belém. Enquanto, para precipitação estratiforme, os autores observaram que o valor foi bem menor ($0,21\text{ }^{\circ}\text{km}^{-1}$). Nesse momento, observa-se uma segunda célula com valores no entorno de $0\text{ }^{\circ}\text{km}^{-1}$.

As 2140 UTC, sobre Outeiro, ainda se observa uma coluna de K_{dp} que alcança 3 km de altura e magnitude de $3\text{ }^{\circ}\text{km}^{-1}$, sugerindo a ocorrência de água líquida misturada com partículas de gelo, possivelmente granizo, na parte superior desta coluna. A sobreposição entre as colunas das três variáveis não é concisa, ainda assim é registrado chuva no local de coleta dos dados. Colunas Z_{dr} e K_{dp} são características persistentes durante todo o estágio maduro de sistemas de mesoescala.

É constatada a presença de K_{dp} negativo ($-0,5\text{ }^{\circ}\text{km}^{-1}$) logo acima de 8 km (Fig. 22d). Distante 25 km do radar, se vê um faixa positiva de K_{dp} desde 8 km de altitude em direção à superfície com intensidade variando entre $3,0 - 0,5\text{ }^{\circ}\text{km}^{-1}$. Durante a evolução espaço-temporal do evento (Fig. 22e, f, g, h), a variável pouco muda em termos de intensidade ficando sempre próximo a $0\text{ }^{\circ}\text{km}^{-1}$.

5.6.4 Coeficiente de Correlação Co-polar

A variabilidade (forma, tipo, orientação) no volume amostrado, em sua maior fração, é menor entre 5 km e 14 km (Fig. 23a), indicando uma uniformidade na região. Abaixo este nível, a constituição da célula é mais heterogênea, o que demonstra um alto grau de mistura em as partículas nesta camada.

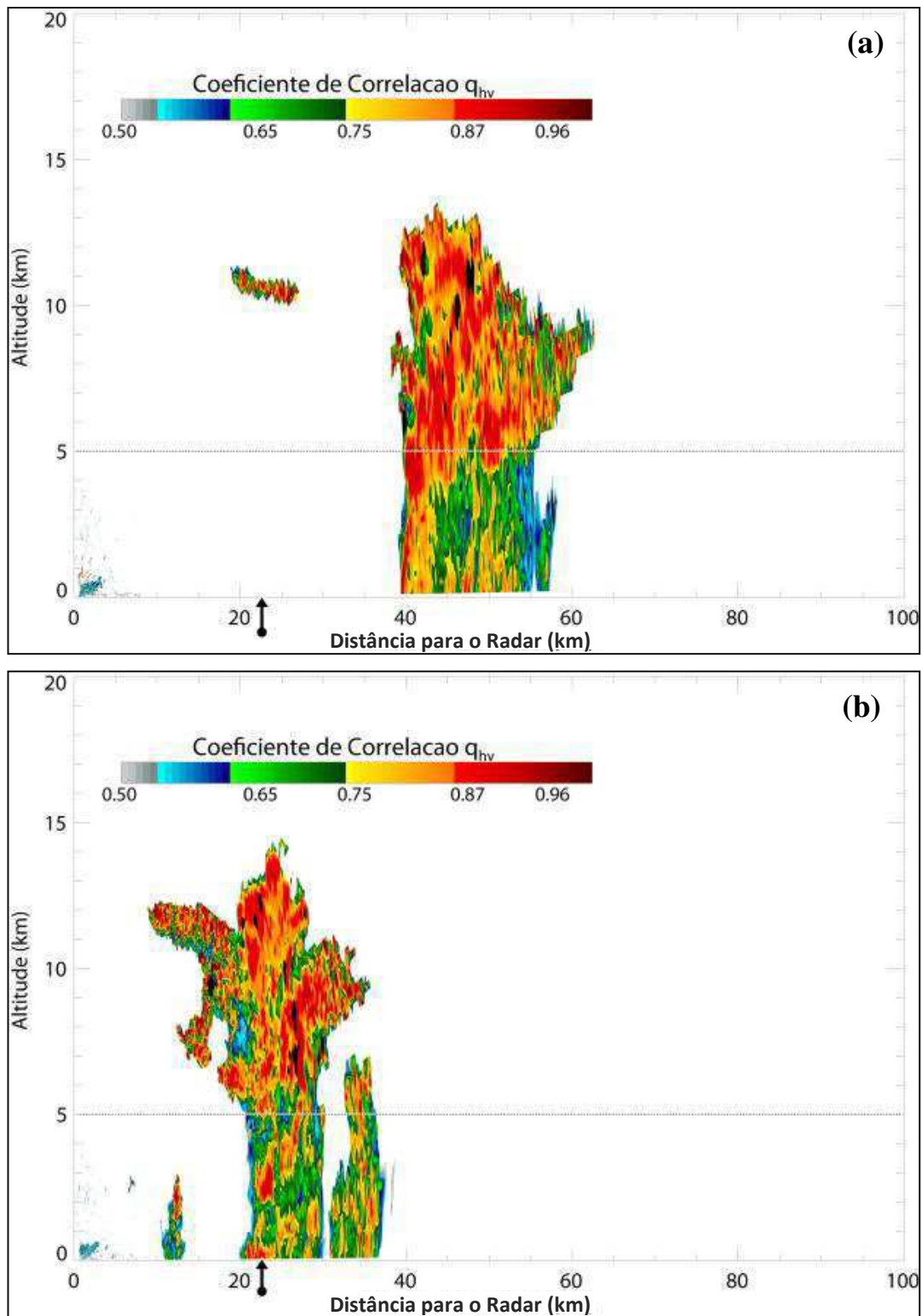


Figura 23 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em $^{\circ} \text{km}^{-1}$. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Continua).

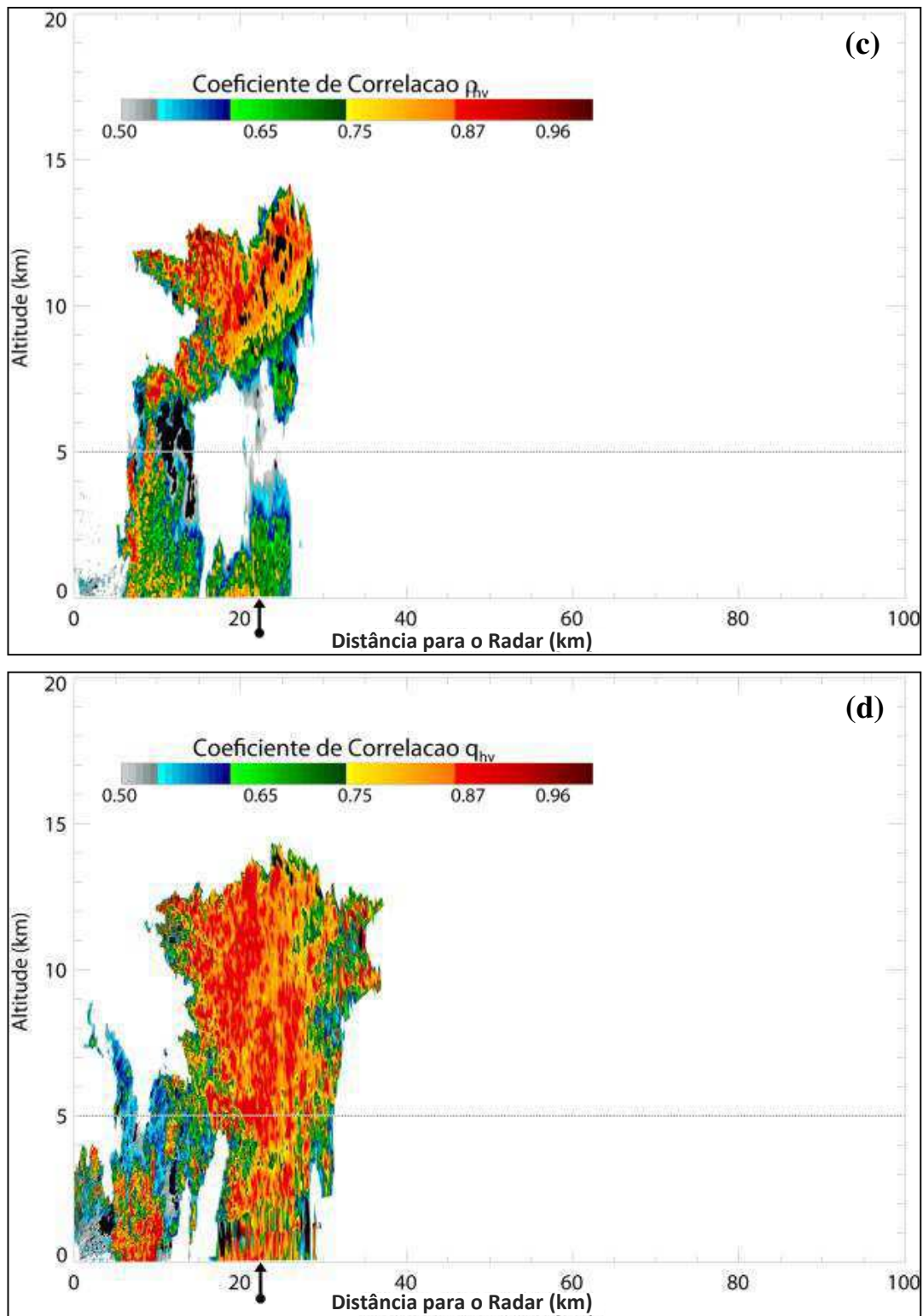


Figura 23 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em $^\circ \text{km}^{-1}$. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0°C (Continua).

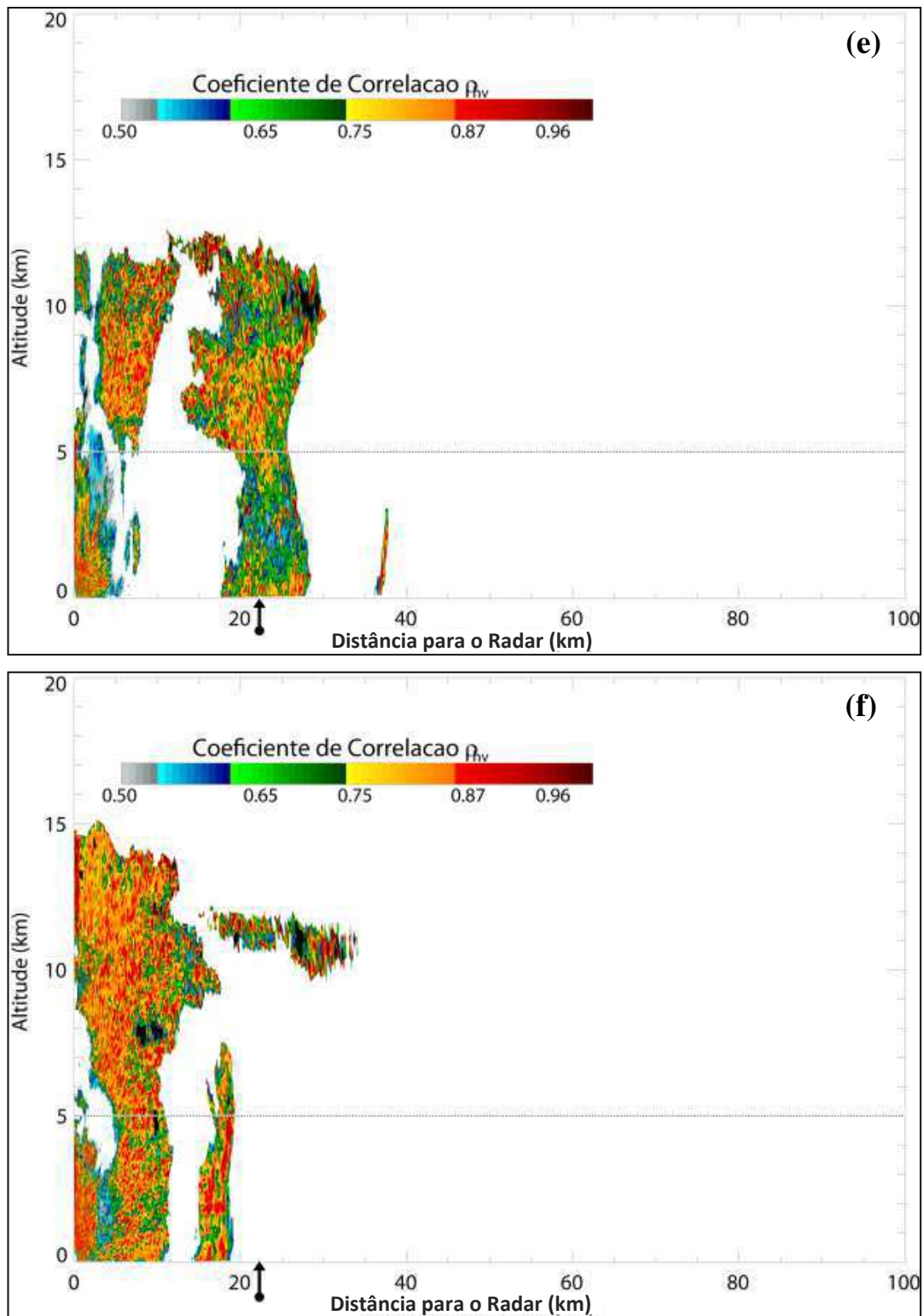


Figura 23 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em $^\circ \text{km}^{-1}$. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0°C (Continua).

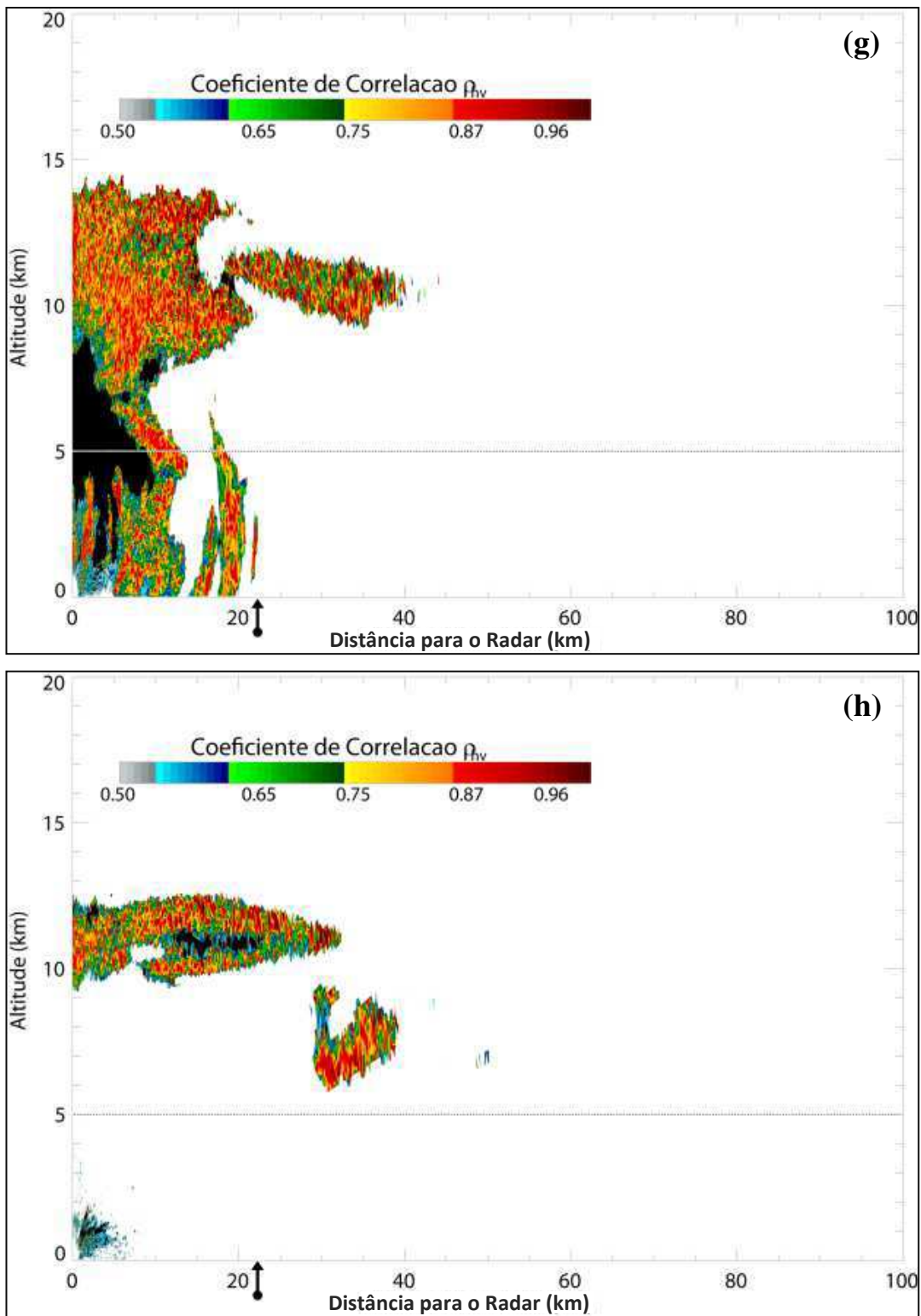


Figura 23 – Corte transversal da fase diferencial específica medido pelo X-POL no dia 08 de junho de 2011 às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de 2,7° (Outeiro). Escala de cores indica refletividade em $^{\circ} \text{km}^{-1}$. A seta preta marca a localização de Outeiro que está 23 km de distancia do radar e a linha horizontal marca a isoterma de 0° C (Conclusão).

A Figura 23b mostra que desde a superfície até 5 km, a LI tem duas células com valores de coeficiente de correlação (ρ_{hv}), oscilando entre núcleos de próximos a 1 e secções com valores mais suaves, denotando um maior grau de mistura das partículas ali presentes. Na parte superior do sistema tal configuração se repete. No entanto, com uma porção mais expressiva de ρ_{hv} elevado, o que sugere uma maior ocorrência de uma determinada classe de hidrometeoro (Neve seca forte). Em geral, a região onde $Z_{dr} \geq 1$ dB, onde a temperatura é mais baixa do que -5°C é caracterizada por ρ_{hv} na gama de 0,95-0,98 (Bechini et al., 2013).

As 2140 UTC, o sistema, em altos níveis (8 km), mantém a homogeneidade dos hidrometeoros, mas em uma parcela mais restrita. Enquanto nos baixos níveis, a uniformidade das partículas é muito baixa, decorrente da coexistência de partículas líquida e parcialmente congelado. A presença de quaisquer dispersores não-meteorológicos, numa mistura com hidrometeoros, vai causar uma diminuição considerável em ρ_{hv} , o que torna está variável polarimétrica poderosa para detecção tornado (Kumjian & Ryzhkov, 2008).

Na Figura 23d, a célula principal apresenta um núcleo entre 5 km e 14 km com presença significativa de valores próximos a 1. Tromel et al. (2013) através de varreduras de um radar banda X polarimétrico verificou uma coluna similar de valores elevados (~ 1) de ρ_{hv} em um sistema precipitante em Oklahoma, EUA. A frente do sistema há uma célula em desenvolvimento circundada por valores muito baixos de ρ_{hv} . Próximo às 2200 UTC, se verifica que os tipos de hidrometeoros são diversificados, pois em toda a extensão vertical se têm alternância de magnitude na variável ρ_{hv} . Segundo Picca et al. (2014), a diminuição nos valores ρ_{hv} é resultado da diversidade de hidrometeoros e presença de espalhadores não-Rayleigh, em virtude dos agregados de neve.

A Figura 23f mostra a linha de instabilidade sobre o radar e tem em sua célula principal pequenos núcleos de valores próximos a 1 envolvidos por regiões com magnitude menor. Configuração semelhante à encontrada por Islam et al. (2012). A segunda célula, já em fase de desintensificação, demonstra ρ_{hv} positivo. Para a varredura das 2330 UTC, o radar conseguiu imagear apenas duas regiões pertencentes a LI, uma a 35 km de distância a cerca de 7 km de elevação com ρ_{hv} positivo e outra camada sobre o radar a, aproximadamente, 11 km de altitude.

5.7 Classificação de Hidrometeoros

A correta classificação de hidrometeoros permite a análise microfísica de sistemas precipitantes tais como a fase, forma, tamanho e velocidade terminal dos mesmos e, conseqüentemente, melhorar a estimativa da taxa de precipitação. Vários autores têm estudado a classificação dos hidrometeoros com radares banda S (Straka et al, 2000; Park et al, 2009), banda C (Baldini et al, 2004 e Evaristo et al, 2006), porém ainda são poucos os estudos realizados com radares banda X (Dolan et al, 2009).

A Figura 24 apresenta a classificação dos hidrometeoros durante o desenvolvimento da linha de instabilidade. Um primeiro ponto que deve ser salientado é a presença de dados sem classificação no entorno do radar. Em um primeiro momento, antes de o sistema estar sobre o radar, se constata ecos não classificados alcançando altura máxima de 4 km. Isto também é perceptível nos dados polarimétricos do radar expostos anteriormente (com exceção da variável fase diferencial específica). Em estudo realizado por Ferreira (2010) é visível à persistência de dados sem classificação (próximos ao radar) ocorrendo em diversas elevações dos PPI's analisados pela autora.

A LI apresenta uma região de pouco mais de 12 km de extensão classificada como chuva, atingindo no máximo 5 km de altura. Este resultado está condizente como os resultados das variáveis Z , Z_{dr} e k_{dp} , que sugeriram a ocorrência de chuva nesta região. Uma zona classificada como garoa sucede a área de chuva. Tal resultado contraria o indicado pelo baixo ρ_{hv} . De acordo com Kumjiam (2013b), garoa deve ter ρ_{hv} perto 1.0 (porque todas gotas são pequenos e, portanto, perto da forma esférica). Logo acima da chuva, observa-se uma camada de graupel úmido entre 3-7 km, camada esta de Z_{dr} , ligeiramente, negativo e baixo valor de ρ_{hv} (Fig 21a; 23a). Consistente como a previsto na literatura como, por exemplo, Evaristo et al. (2013) em estudo realizado em Valparaiso (Indiana – USA) em 2011. Sobre a região de garoa, uma camada de neve seca (fraca). Acima do nível de 8 km (-20 °C) há uma ampla região de neve seca (forte). Quando analisado em conjunto com coeficiente de correlação (Fig. 23a) é possível perceber que esta região possui valores altos de ρ_{hv} , mostrando uma uniformidade entre as partículas desta camada.

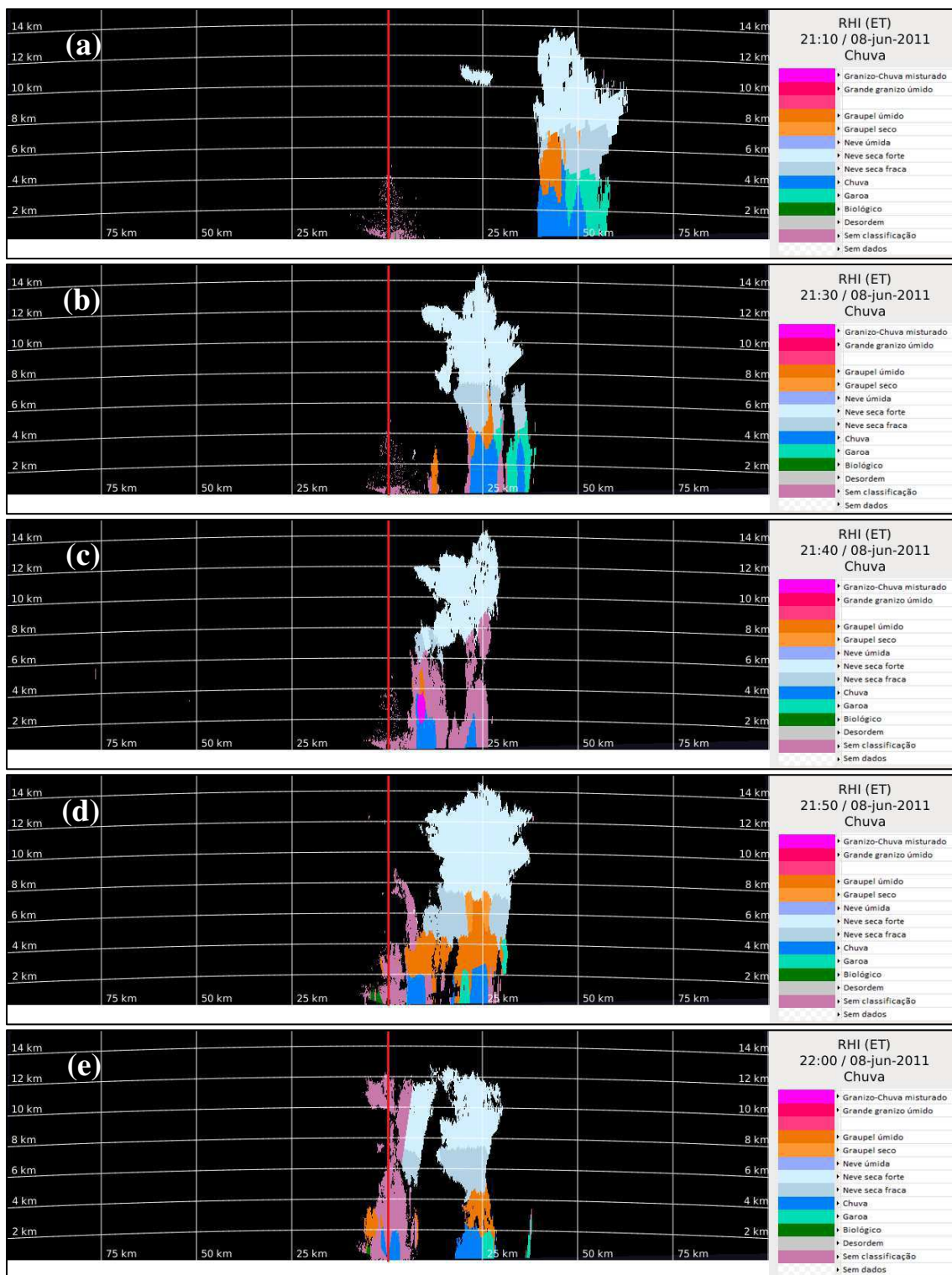


Figura 24 – Classificação dos hidrometeoros pelo método de lógica fuzzy para a LI do dia 08 de junho de 2011, às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). A linha vermelha (vertical) marca a posição do radar (Continua).

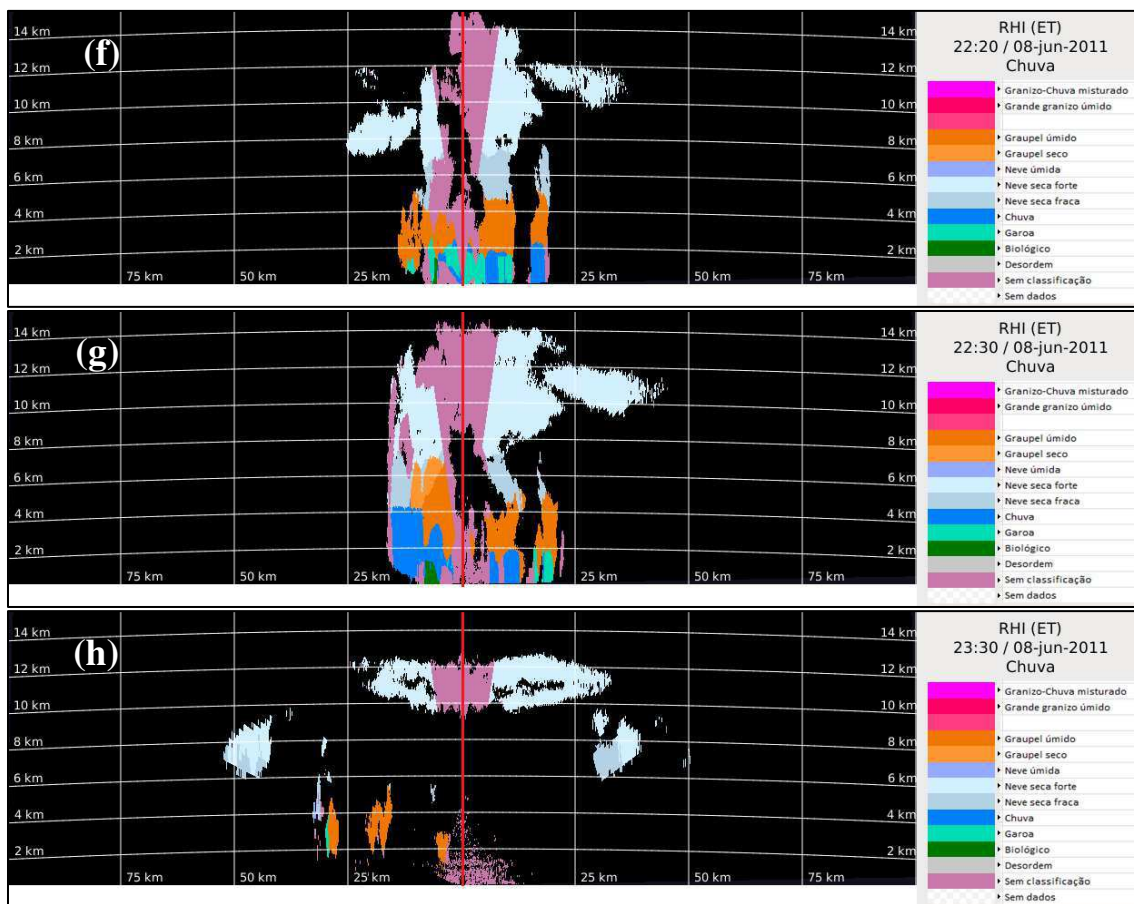


Figura 24 – Classificação dos hidrometeoros pelo método de lógica fuzzy para a LI do dia 08 de junho de 2011, às 21:10 (a), 21:30 (b), 21:40 (c), 21:50 (d), 22:00 (e), 22:20 (f), 22:30 (g) e 23:30 (h) UTC no azimute de $2,7^\circ$ (Outeiro). A linha vermelha (vertical) marca a posição do radar (Conclusão).

Para varredura referente às 2130 UTC, se percebe que a frente da célula principal, ocorre uma célula menor composta, basicamente, por graupel úmido (graupel podem se originar de cristais de gelo rimed, a partir de seus agregados ou a partir de gotas congeladas. (Leinonen & Szyrmer, 2015)). Esta célula é originária da corrente ascendente da frente de rajada, por não ser tão intensa as partículas não estão, totalmente, alinhadas horizontalmente, o que pode ser comprovado através dos valores de Z_{dr} (Fig. 21b). No entanto, deve-se ressaltar que a presença de graupel ocorre, normalmente, em estágios mais desenvolvidos de sistemas precipitantes. A célula principal, neste momento está sobre Outeiro, onde se observa uma coluna classificada como chuva (Fig. 24b), condizente com o esperado, tendo visto que fora registrado precipitação pelos pluviômetros.

Observam-se valores elevados de Z_{dr} (Fig 21b) associados a fortes correntes ascendentes, haja vista, que a linha de instabilidade está em seu estágio de maior intensidade. Entre 8 km e 14 km, novamente, observa-se neve seca forte. Trata-se de uma região de elevado ρ_{hv} e Z_{dr} próximo á zero. Sinalizando uma perda de diversidade dos hidrometeoros e a dominância de agregados de neve seca (Picca et al., 2014). Na retaguarda da célula principal segue uma célula mais modesta (menos intensa) formada por uma banda de chuva envolvida por garoa.

Na Figura 24c é evidente um predomínio de dados não classificados até o nível de congelamento. Também vale frisar que se observa chuva mista com granizo pela primeira vez no sistema, em uma região de ρ_{hv} baixo. A diminuição ρ_{hv} indica hidrometeoros de fase mista, presumivelmente, chuva misturada com granizo (Kumjian & Ryzhkov, 2008). Granizo pode ser identificado em regiões de grande Z_h , Z_{dr} perto de zero e ρ_{hv} reduzida (Kaltenboeck & Ryzhkov, 2013) (Fig. 20c, 21c e 23c). Sob o setor de chuva mista há uma fração classificada com chuva na célula principal e a célula que a sucede está sobre Outeiro.

Neve seca forte é preponderante nas camadas mais elevadas da LI. Marzano et al. (2010) também observou neve em camadas mais elevadas da atmosfera. Às 2150 UTC, a faixa de chuva e como garoa é mais baixa (2 km), a intensidade da relação $(Z-Z_{dr}-k_{dp})$ é reduzida, devido à refletividade das três variáveis está diminuindo, o que sugere um enfraquecimento das correntes ascendentes. Nos níveis intermediários (2-8 km), constata-se graupel úmido, neve seca fraca e graupel seco em uma pequena porção.

As 22:00 UTC é possível ver duas células bem distintas, ambas com pouco mais de 12 km de altura (Fig. 24e). A célula principal é praticamente constituída por dados não classificados. A segunda célula possui um setor localizado sobre Outeiro, compreendendo uma coluna de chuva seguida por garoa, no entanto não foi registrado precipitação no local nesse momento. A Figura 24f as regiões com dados classificados como chuva são reduzidos e se percebe uma camada de graupel úmido sob uma pequena camada de neve seca fraca. O padrão de neve seca forte se repete, muito possivelmente, pela intensidade das correntes ascendentes, e pela homogeneidade de hidrometeoros sugerida pelos resultados do coeficiente de correlação. Vale salientar que, segundo Schneebeli et al. (2013) e Ryzhkov e Zrníc (1998), K_{dp} e Z_{dr} não estão relacionados com o comportamento da refletividade horizontal (Z_h) na neve seca. As análises foram realizadas a partir de medições com radar polarimétrico S-band durante tempestades de neve.

A Figura 24g apresenta a classificação de hidrometeoros para às 2230 UTC, se nota que a cerca de 20 km do radar a região de chuva não alcança a superfície. Alvos classificados como biológicos são visualizados. (graupel seco aparece). Nesse momento (2330 UTC), o sistema começa a se desintensificar e perder sua estrutura e só é visível graupel úmido entre 2-5 km e neve seca forte nos níveis mais altos (10-12 km) é dados não classificados no entorno do radar.

6. CONCLUSÕES.

Dos eventos precipitantes observados durante o Projeto Chuva campanha Belém, a linha de instabilidade do dia 08 de junho de 2011 foi escolhida para ser estudada. Através da análise dos dados pluviométricos disponíveis, percebe-se que a chuva associada à linha de instabilidade do dia 08 corresponde, aproximadamente, 29% da precipitação acumulada durante todo o experimento. Os valores horários (acumulado) concentraram-se no final da tarde e início da noite entre 16:00 e 19:00 HL (19:00 e 22:00 UTC), horário preferencial de ocorrência do sistema. A precipitação neste período teve acúmulo por volta de 75 mm (\approx 76%), e cerca 38% do acumulado durante o Chuva – Belém foi observado às 18:00 horas (21:00 UTC). Isto demonstra que, possivelmente, as linhas de instabilidade foram o principal produtor de chuva na região (tendo em vista que a ZCIT está mais ao norte).

A partir das imagens do Satélite Goes-12 IR e, principalmente, do CAPPI do Radar Banda X, à evolução espacial e o desenvolvimento temporal do sistema foi acompanhada desde sua formação, até sua dissipação, passando por quatro estágios distintos. Os dados de radar proporcionaram uma compreensão previa da estrutura do sistema, em especial na vertical, com o RHI (no azimute Outeiro). O CAPPPI possibilitou a discriminação das regiões convectiva e estratiforme, e se mostrou pertinente quanto ao deslocamento do sistema sobre a área de estudo. A chuva, relacionada às regiões convectiva e estratiforme, pode ser evidenciada através dos gráficos de distribuição temporal da precipitação, principalmente sobre Outeiro, a partir da associação da taxa de precipitação observada.

Os perfis para as sondagens de 12:00 e 23:59 UTC de 08 de junho de 2011, mostram-se similares em termos de temperatura, modo de convecção e grau de instabilidade. Isto pode ser devido ao sistema ter alterado o ambiente durante seu processo de desenvolvimento, desta maneira a atmosfera ainda guarda as características do evento em sua estrutura vertical. Para uma melhor descrição das condições do ambiente pós Linha de Instabilidade, na região do estudo, seria aconselhável uma sondagem às 06:00 UTC do dia seguinte, pois nesse momento a atmosfera local não mais apresentaria influência do sistema, no entanto o mais recomendável seria uma radiossondagem em horário mais próximo da dissipação do sistema. Outra forma de avaliação seria a análise de dias onde não houve ocorrência de LI.

O resultado mostra que a refletividade do radar tem uma forte variação temporal na vertical, com máximo local que ocorre nas primeiras horas da noite (16:30 HL). Os topos das nuvens observadas alcançaram 14 km, com refletividade máxima próxima dos 60 dBZ, nos

primeiros 5 km. Os ecos de refletividade do radar diminuem, gradualmente, durante a noite e finalmente dissipada nas primeiras horas da madrugada. Isto dá uma indicação de que, para o sistema estudado, a atividade convectiva máxima é durante o final da tarde início da noite.

O sistema apresentou fortes núcleos de refletividade que indicam a região convectiva. Esta parte da LI também é caracterizada por colunas, relativamente, fortes de Z_{dr} e K_{dp} . A localização de colunas de Z_h , Z_{dr} e K_{dp} sugerem que esta é uma zona de elevada concentração de gotas de chuva com um tamanho considerável. Isto sugere que a parte convectiva da linha de instabilidade é caracterizada por uma chuva forte / moderada (abaixo do nível de fusão). Acima do nível de derretimento na região convectiva, o principal tipo de precipitação é neve (e graupel). Esta zona parece ser caracterizada por correntes ascendentes (que transportam a umidade dos baixos para altos níveis na nuvem), relativamente, fortes ($5-10 \text{ ms}^{-1}$), responsáveis pela formação de graupel por *riming* e pelo crescimento de gotas devido a coalescência.

Os resultados da classificação são, fisicamente, consistentes. O núcleo de granizo misturado à chuva é corretamente detectado no centro da tempestade convectiva. Graupel (seco/úmido) é, razoavelmente, identificado em todo o sistema. A chuva está presente apenas a baixa altitude, enquanto neve (seca fraca/forte e úmida) é devidamente encontrada dentro das camadas superiores da tempestade.

Os resultados preliminares qualitativos obtidos a partir do estudo de caso evidenciam o grande potencial que representa a utilização das variáveis polarimétricas, obtidas com radar Banda – X Polarimétrico, em investigar a estrutura, microfísica e evolução dos sistemas de nuvens tropicais e na determinação do tipo de hidrometeoros presente nos sistemas precipitantes na Amazônia. Isto que poderá melhorar a estimativa da quantidade de precipitação nas previsões a curto prazo (*nowcasting*).

Outros estudos de caso com mais dados serão conduzidos no futuro próximo, nos quais serão abordadas temáticas no campo da longevidade e intensidade dos eventos analisados e descritos os processos dinâmicos e termodinâmicos recorrentes ao desenvolvimento, intensificação e manutenção dos sistemas. Partindo de tais processos, (dinâmicos e termodinâmicos) envolvidos no equilíbrio entre as circulações da piscina fria e as circulações de cisalhamento, pretende-se verificar como tais efeitos perturbam os processos microfísicos e, conseqüentemente, os mecanismos de precipitação. Será proposto modelo conceitual (microfísico) dos sistemas através das variáveis polarimétricas.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCÂNTARA, C. R (2011) Linha de instabilidade da Amazônia: Estudo de caso e importância das características do perfil do vento na sua formação e desenvolvimento. *Revista Ciência e Natura*, v. 33, n° 2, p. 197-226.

ALCÂNTARA, C. R., SILVA DIAS, M. A. F., SOUZA, E. P. & COHEN, J. C. P. (2011) Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. *Atmospheric Research*, v. 100, p. 36-44.

ALCÂNTARA, C. R., SOUZA, E. P., SILVA DIAS, M. A. F., & BIAZETO, B. (2014) Influência dos jatos em médios e baixos níveis no processo de nuvem: Estudo numérico de uma linha de instabilidade Amazônica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, n. 1, p. 29-46.

ANTONIO, M. DE A. (1996) Rainfall Estimates with Radar - Effects of the Distance, Area and Integration Time. In: *International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*, São Paulo, p. 291-299.

ASPLIDEN, C. I. (1976) A classification of the structure of the tropical atmospheric and related energy fluxes. *Journal of applied meteorology*, v.15, p. 692-697.

BALDINI, L., GORGUCCI, E. & CHANDRASEKAR, V. (2004) Hydrometeor classification methodology for C-band polarimetric radars, *Proceedings of Erad*, p. 62-66.

BARBOSA, R. L., OYAMA, M. D. & MACHADO, L. A. T. (2006) Climatologia das perturbações convectivas iniciadas na costa norte do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 1, p. 107-117.

BARNES, G. M. & SIECKMAN, E., K. (1984) The environment of fast and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Monthly Weather Review*, v. 112, p. 1782-1794.

BARROS, S. S. & OYAMA, M., D. (2010) Sistemas meteorológicos associados á ocorrência de precipitação no centro de lançamento de Alcântara. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 3, p. 333-344.

BARROS, S. S. (2008) Precipitação no Centro de Lançamento de Alcântara: aspectos observacionais e de modelagem. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 102p.

BECHINI, R., BALDINI, L. & CHANDRASEKAR, V. (2013) Polarimetric radar observations in the ice region of precipitating clouds at c-band and X-Band radar frequencies. *Journal of applied meteorology and climatology*. v. 52, p. 1147–1169.

BENETI, C. A. A. (2012) Caracterização hidrodinâmica e elétrica de sistemas convectivos de mesoescala. Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 135p.

BERKES, F., PARKER, D. J., KNIPPERTZ, P., JEANS, G. & QUINIOU-RAMUS, V. (2012) Convective squalls over the Eastern Equatorial Atlantic. *Weather and forecasting*, v. 27, p. 700-783.

BIGGERSTAFF, M. I. & HOUZE, R. A. (1993) Kinematics and microphysics of the transition zone of the 10–11 June 1985 squall line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 50, p. 3091–3110.

BOROWSKA, L., ZRNIC, D., RYZHKOV, A., ZHANG, P. & SIMMER, C. (2011) Polarimetric Estimates of a 1-Month Accumulation of Light Rain with a 3-cm Wavelength Radar. *Journal of hydrometeorology*. v. 12, p. 1024-1039. (DOI: 10.1175/2011JHM1339.1).

BRINGI, V. N., THURAI, M. & HANNESSEN, R. (2007) Correcting the measured ZDR for differential attenuation due to rain. In: *Dual-polarization weather radar handbook*. Neuss: Selex-Gematronik. p.51-56.

CALHEIROS, A. J. P. & MACHADO, L. A. T. (2014) Cloud and rain liquid water statistics in the CHUVA campaign. *Atmospheric research*, v. 144, p. 126-140.

CAMPOS, C. R. J. & EICHOLZ, C. W. (2011) Características físicas dos sistemas convectivos de mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 29, n. 2, p. 331-345.

CAVALCANTI, I. F. A. (1982) Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais. Dissertação de Mestrado (PI INPE 2492 - TDL 097) - INPE. São José dos Campos, p. 113.

CHONG, M. (2009) The 11 August 2006 squall-line system as observed from MIT Doppler radar during the AMMA SOP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 136(s1): 210–227.

CHONG, M., AMAYENC, P., SCIALOM, G. & TESTUD, J. (1987) A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part 1: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 670–694.

CHUVA PROJECT. (2010) Projeto CHUVA FAPESP 2009/15235-8.

CLARK, M. R (2011) Doppler radar observations of mesovortices within a cool-season tornadic squall line over the UK. *Atmospheric research*, v. 100, p. 749-764.

COHEN, J. C. P. (1989) Análise observacional das linhas de instabilidade na Amazônia, Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos SP, Brasil, 165p.

COHEN, J. C. P., CAVALCANTI, I. F. A., BRAGA, R. H. & NETO, L. S. (2009) Linhas de instabilidade na costa N-NE da América do Sul. *Tempo e clima no Brasil*, cap. 5, São Paulo: Oficina de Textos.

COHEN, J. C. P., SILVA DIAS, M. A. F. & NOBRE, C. A. (1989) Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. *Climanálise, Boletim de monitoramento e análise climática*. v. 4, p. 34-40.

COSTA, A. C. L. (1998) Estudo de Variações Termo-Higrométricas de Cidade Equatorial devido ao Processo de Urbanização. O caso de Belém - PA. Tese de Doutorado em Engenharia Ambiental, EESC-USP. São Carlos, SP. 232p.

DAVINI, P., BECHINI, R., CREMONINI, R. & CASSARDO, C. (2012) Radar based analysis of convective storms over northwestern Italy. *Atmosphere*, v. 3, p. 33–58.

DINIZ, M. C. S., CORREIA, M. F. & ARAGÃO, M. R. S. (2004) Convecção Profunda no Submédio do Rio São Francisco: Uma Avaliação das Condições Atmosféricas na Área do Aeroporto de Petrolina-PE. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, n. 3, p. 273-286.

DOLAN, B. & RUTLEDGE, S. A. (2009) A theory-based hydrometeor identification algorithm for X-band polarimetric radars. *Journal of atmospheric and oceanic technology*. v. 26, p. 2071-2088.

DROSDOWSKY, W. & HOLLAND, G. J. (1987) North Australian cloud lines. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 2645-2659.

EVARISTO, R., ELSHOLSZ, T. B., WILLIAMS, E., FENN, A. J., DONAVAN, M. & SMALLEY, D. (2013) Relationship of graupel shape to differential reflectivity: Theory and observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*. p. 1–7.

EVARISTO, R., SCIALOM, G. & LEMAITRE, Y. (2006) Hydrometeor classification from Cband polarimetric radar data. *ERAD*, p. 10-11.

EVARISTO, R., SCIALOM, G., VILTARD, N. & LEMAÎTRE, Y. (2010) Polarimetric signatures and hydrometeor classification of West African squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 136, n. 1, p. 272-288.

FARIAS, J. F. S. & PEREIRA FILHO, A. J. (2013) Previsão de chuva a curtíssimo prazo na área de abrangência do radar meteorológico de São Paulo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 28, n. 2, p.199-209.

FENG, G., QIE, X., WANG, J. & GONG, D. (2009) Lightning and Doppler radar observations of a squall line system. *Atmospheric research*, v. 91, p. 466-478.

FERREIRA, A. T. (2010) Análise dinâmica, termodinâmica e microfísica de uma linha de instabilidade com radar meteorológico móvel MXPOL. Dissertação de Mestrado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo SP. p. 120.

FISCH, G. F., MARENGO, J. A. & NOBRE, C. A. (1998) Uma revisão geral do clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, v. 28, n. 2, p.101-126.

FRAGOSO, M. (1996) A utilização das imagens de radar meteorológico em climatologia. *Finisterra (Revista Portuguesa de Geografia)*, v. 31, n. 61, p. 29-42.

G. DELRIEU, G., BELLON, A. & CREUTIN, J. D. (1988) Estimation de lames d'eau spatiales à l'aide de données de pluviomètres et de radar météorologique -- application au pas de temps journalier dans la région de Montréal. *Journal of Hydrology*, v. 98, p. 315-344.

GALVIN, J. F. P. (2009) The weather and climate of the tropics: Part 8—Mesoscale weather systems, *Weather*, v. 64, n. 2, p. 32–38.

GAMACHE, J. F. & HOUZE. R. A. (1982): Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Monthly Weather Review*, v. 110, 118-135.

GANDU, A. W. & SILVA DIAS, P. L. (1998) Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of Geophysical Research*, v. 103, n. D6, p. 6001-6015.

GARSTANG M. et al. (1994) Amazon Coastal Squall Line. Part I: Structure and Kinematics. Monthly Weather Review, v. 122, p. 608-622.

GIANGRANDE, S. E. & RYZHKOV, A. V. (2008) Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification. Journal of applied meteorology and climatology. v. 47, p. 2445–2462.

GOMES, A. M. (1994) Radar Doppler de Bauru: características e aplicações operacionais. In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA & CONGRESSO LATINO-AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, Belo Horizonte-MG, v.1, p.218-221.

GOMES, A. M. (1998) Radar meteorológico Doppler e seu potencial na identificação de tempestades severas. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA & CONGRESSO DA FLISMET, Brasília. [CD-ROM: MR98002].

GRECO, S. et al. (1990) Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. Journal Geophysical Research, v. 95, n. D10, p. 17001-17014.

HEINSELMAN, P. L. & A. V. RYZHKOV (2006) Validation of polarimetric hail detection. Weather and Forecasting, v. 21, p. 839–850.

HESKE, T. & HESKE, E J. (1996) *“fuzzy”* Logic for Real World Design. 1 ed. Annabooks, p. 428.

HOUZE, R. A. (1977) Structure and dynamics of a tropical squall line system. Monthly Weather Review, v. 105, p. 1540–1567.

HOUZE, R. A. (1993) Cloud Dynamics. Academic Press, 573 pp.

HOUZE, R. A. (2004) Mesoscale convective systems, Reviews of Geophysics, 42, RG4003, doi:10.1029/2004RG000150.

HUSCHKE, R. E. (1959) Glossary of Meteorology. American Meteorological Society, Boston, 638 pp.

IBGE. (2014) Diretório de Pesquisas, Coordenação de Trabalho e Rendimentos, Pesquisa Nacional por Amostra de Domicílios Contínua.

ISLAM, T., RICO-RAMIREZ, M. A., HAN, D. & SRIVASTAVA, P. K. (2012) Artificial intelligence techniques for clutter identification with polarimetric radar signatures. Atmospheric research, v. 109-110, p. 95-113.

JAMESON, A. R. Deducing the microphysical character of precipitation from multiple-parameter radar polarization measurements. Journal of climate and applied meteorology. v. 24, p. 1037-1047.

JOSS, J. & WALDVOGEL, A. (1967) Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. Pure. Appl. Geophys., v. 68, p. 240-246.

JOSS, J., SCHRAM, K., THAMS, J.C. & WALDVOGEL, A. (1970) On the quantitative determination of precipitation by radar. Zurich: Scientific Communication, p.38. 63. Research Department of the Federal Commission on the Swiss Central Meteorological Institute, Federal Institute of Technology, Zurich.

KALTENBOECK, R. & RYZHKOV, A. V. (2013) Comparison of polarimetric signatures of hail at S and C bands for different hail sizes. Atmospheric research, v. 123, p. 232-336.

KENNEDY, P. C, & S. A. RUTLEDGE (2011) S-band dual-polarization radar observations of winter storms. Journal of applied meteorology and climatology. v. 50, p. 844–858.

KOFFI, A. K., GOSSET, M., ZAHIRI, E. P., OCHOU, A. D., KACOU, M., CAZENAVE, F. & ASSAMOI, P. (2014) Evaluation of X-band polarimetric radar estimation of rainfall and rain drop size distribution parameters in West Africa. Atmospheric research, v. 143, p. 438-461.

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

KUMAR, S., DESPANDE, S. M., DAS, S. S., KONWAR, M., CHAKRAVAERTY, K. & KALAPUREDDY, M. C. R (2015) Temporal and structural evolution of a tropical monsoon cloud system: A case study using X-band radar observations. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*. v. 133, p. 157-168.

KUMIJIAN & RYZHKOV, A. V. (2008) Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *Journal of applied meteorology and climatology*. v. 47, p. 1940–1961.

KUMJIAN, M. R. & RYZHKOV, A. V. (2012) The impact of size sorting on the polarimetric radar variables. *Journal Atmospheric Science*, v. 69, p. 2042–2060.

KUMJIAN, M. R. (2013a) Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part I: Description of the polarimetric radar variables. *Journal of Operational Meteorology*, v. 1 n. 19, p. 226-242. (doi: <http://dx.doi.org/10.15191/nwajom.2013.0119>.)

KUMJIAN, M. R. (2013b) Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part II: Warm- and cold-season applications. *Journal of Operational Meteorology*, v. 1 n. 20, p. 243-264. (doi: <http://dx.doi.org/10.15191/nwajom.2013.0120>.)

LEINONEN, J. & SZYRMER, W. (2015) Radar signatures of snowflake riming: A modeling study. *Earth and space science*. v. 2. p. 346-358. (doi:10.1002/2015EA000102).

LINDZEN, R. S. & TUNG, K. K. (1976) Banded convective activity and ducted gravity waves. *Monthly Weather Review*, v. 104, p. 1602-1617.

LIU, C. & ZIPSER, E. (2013) Regional variation of morphology of organized convection in the tropics and subtropics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 118, p. 453-466.

LIU, H. & CHANDRASEKAR, V., (2000) Classification of Hydrometeors Based on Polarimetric Radar Measurements: Development of “fuzzy” Logic and Neuro-”fuzzy” Systems, and In Situ Verification. *Journal of applied meteorology*. v. 17, p. 140-164.

LONG, M. W. (2001) *Radar reflectivity of the land and sea*. 3rd ed. Artech House, Inc., p. 534.

LOUREIRO, R. S., SARAIVA, J. M. SARAIVA, I., SENNA, R. C. & FREDÓ, A. S. (2014) Estudo dos eventos extremos de precipitação ocorridos em 2009 no estado do Pará. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, n. especial, p. 84-94.

MACHADO et al., (2014) The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? *American Meteorological Society*, v. 95, p. 1365-1380.

MACHADO L. A. T & ROSSOW W. B. (1993) Structural radiative and characteristics of tropical cloud clusters. *Monthly Weather Review*, v. 121, p. 3234–3260.

MARSHALL, J. S. & PALMER, W. M. (1948) The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*., v. 5, p. 165–166.

MARZANO, F. S., CIMINI, D. & MONTOPOLI, M. (2010) Investigating precipitation microphysics using ground-based microwave remote sensors and disdrometer data. *Atmospheric research*, v. 97, p. 583-600.

MATTOS, E. V. (2015) Relações entre assinaturas polarimétricas de radar e atividade elétrica das tempestades. Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Jose dos Campos SP, Brasil. p. 247. <http://urlib.net/xx/yy> (Endereço eletrônico).

MENG, Z., YAN, D. & ZHANG, Y. (2013) General features of squall lines in East China. *Monthly Weather Review*, v. 141, p. 1629–1647.

MELO, A. M. Q., BLANCO, J. C., BARBOSA, A. J. S. & SILVA, F. S. (2014) Digitalização de pluviogramas para fins de determinação do fator energético da chuva (R) para a cidade de Belém. XI Encontro nacional de engenharia de sedimentos. João Pessoa – Paraíba – Brasil.

MOLION L. C. B. & BERNARDO, S. O. (2002) Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 17, n.1, p. 1-10.

MOLION, L. C. B. (1987) On the dynamic climatology of the Amazon Basin and associated rain-producing mechanisms. *The Geophisiology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions*, R. Dickerson, Ed. Wiley Interscience, p. 391-407.

MONCRIEFF, M. W. & MILLER, M. J. (1976). The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 102, p. 373 – 394.

MORAES, M. C. DA S. (2003) Distribuição de gotas de chuva e a relação Z-R do radar na costa leste do Nordeste do Brasil. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Universidade Federal de Alagoas. Maceió, AL. P.112.

MORRISON, H., THOMPSON, G. & TATARSKII, V. (2009) Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Monthly Weather Review*, v. 137, n. 3, p. 991-1007.

NZEUKOU, A., SOUVAGEOT, H., OCHOU, A. D. & KEBE, M. F. (2004) Rain size distribution and radar parameters at cape verde. *Journal Applied Meteorology*, v. 43, p. 90-105.

OLIVEIRA, C. (2014) Identificação e correção da banda brilhante em dados de radar meteorológico. Dissertação de mestrado, curso de pós-graduação em Métodos Numéricos em Engenharia, Universidade Federal do Paraná, Paraná - Brasil, 75p.

OLIVEIRA, F. P. (2012) Fatores associados á iniciação de linhas de instabilidade na região do centro de lançamentos de Alcântara no mês julho. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). INPE, São José dos Campos. p.102.

OLIVEIRA, F. P. & OYMA, M. D. (2015) Antecedent Atmospheric Conditions Related to Squall-Line Initiation over the Northern Coast of Brazil in July. *Weather and Forecasting*. v.30, p. 1254-1264.

ORLANSKI, I. (1975) A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 56, n. 5, p. 527-530.

PARK, H., RYZHKOV, A. V., ZRNIC, D. S. & KIM, K. (2009) The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSR-88D: Description and Application to a MCS. *Weather and Forecasting*. v.24, n. 3, p. 730.

PEREIRA FILHO, A. J. (1999) Radar measurements of tropical summer convection: urban feedback on flash floods. In: XXIX CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, Montreal, Quebec, Canadá.

PERRELLA, A. C. F., GARCIA, T. L. C. & FERREIRA, M. E. (2000) Primeiras avaliações do radar meteorológico Doppler de São José dos Campos, Parte I: monitoramento de tempo severo num raio de 150 km. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. [CDROM].

PICCA, J. C. & A. V. RYZHKOV (2012) A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 May 2010 Oklahoma City extreme hailstorm. *Monthly Weather Review*, v. 140, p. 1385–1403.

PICCA, J. C., SHHULTZ, D. M., COLLE, B. A., GANETIS, S. A., NOVAK, D. R. & SIENKIEWICZ, M. J. (2014) The Value of Dual-Polarization Radar in Diagnosing the Complex Microphysical Evolution of an Intense Snowband. *Bulletin of the American Meteorological Society*. v. 80, p. 1825–1834. (DOI:10.1175/BAMS-D-13-00258.1)

PINHEIRO, L. C., VAZ, M. S. M. G. & MARTINHAGO, A. Z. (2005) Proposta de uma extensão do padrão FGDC/CSGDM para dados de radar meteorológico. Publicatio UEPG, Ciências Exatas e da Terra, Ciências Agrárias e Engenharias, v. 11, n. 3, p. 33–44.

QUEIROZ, A. P. (2009) Monitoramento e Previsão Imediata de Tempestades Severas Usando dados de Radar. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós Graduação em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos SP, Brasil.

RIEHL, H & SIMPSON, J. (1979) The heat balance of the equatorial trough zone, revisited. Beitrage zur Physik der Atmosphaere, v. 52, p. 287 – 305.

RINEHART, R. E. (2004) Radar for meteorologists. 4. ed. Nevada, United States of America:Rinehart Publications. ISBN 0-9658002-1-0.

RISI, C., BONY, S., VIMEUX, F., CHONG, M., & DESCROIX, L. (2010) Evolution of the stable water isotopic composition of the rain sampled along Sahelian squall lines. Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 136, n. 1, p. 227-242.

ROCCO, M. R. (2003) Caracterização microfísica de sistemas precipitantes durante o experimento WET/AMC TRMM/LBA. Dissertação de Mestrado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo SP. p. 136.

ROUX F. (1988) The West African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and thermodynamics of the convective region. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 45, p. 406–426.

RYZHKOV, A. V. (2007) The impact of beam broadening on the quality of radar polarimetric data. Journal of atmospheric and oceanic technology. v. 24, p. 729–744.

RYZHKOV, A. V., SCHUUR, T. J., BURGESS, D. W., HEINSELMAN, P. L., GIANGRANDE, S. E. & ZRNIĆ, D. S. (2005) The Joint Polarization Experiment:

Polarimetric rainfall measurements and hydrometeor classification. Bull. American Meteorological Society. v. 86, p. 809–824.

RYZHKOV, A. V., & ZRNIC, D. S. (1998) Discrimination between rain and snow with a polarimetric radar. Journal of applied meteorology v. 37, p.1228–1240.

SACHIDANANDA, M., & ZRNIC, D. E. (1985) ZDR measurement considerations for a fast scan capability radar. Rad. Sci., v. 20, p. 907–922.

SANTOS NETO, L. A. (2004) Análise observacional das linhas de instabilidade formadas na costa norte-nordeste da América do Sul. Trabalho de Conclusão de Curso do Curso de Graduação em Meteorologia da Universidade Federal do Pará, 41 p.

SANTOS SILVA, F. D., CORREIA, M. F., SILVA ARAGÃO, M. R. & SILVA, J. M. (2008) Convecção linearmente organizada na área de Petrolina, semi árido do Nordeste do Brasil. Aspecto em Meso e Grande escala. Revista Brasileira de Meteorologia. v. 23, p. 292-304.

SAUVAGEOT, H. (1982) Radarmétéorologie, télédétection active de l’atmosphère. Éditions Eyrolles, 296p, Paris.

SCHNEEBELI, M., SAKURAGI, J., BISCARO, T., ANGELIS, C. F., CARVALHO DA CSITA, I., MORALES, C., BALDINI, L. & MACHADO, L. A. T. (2012) Polarimetric X-band weather radar measurements in the tropics radome nad rain attenuation correction. Atmospheric Measurement Techniques, v. 5, p. 2183-2199.

SCHNEEBELI, M., DAWES, N., LEHNING, M. & BERNE, A (2013) High-Resolution Vertical Profiles of X-Band Polarimetric Radar Observables during Snowfall in the Swiss Alps. Journal of applied meteorology and climatology. v. 52, p. 378-394.

SEKHON, R. S. & SRIVASTAVA, R. C. (1970) Snow size spectra and radar reflectivity. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 27. p. 299-307.

SELIGA, T. A. & BRINGI, V. N. (1976) Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *Journal of applied meteorology*. v. 15, p. 69–76.

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

SILVA DIAS, M. A. F., COHEN, J. C. P. & GANDÚ, A. W. (2005) Interações entre nuvens, chuvas e a biosfera na Amazônia. *Acta Amazônia*, v. 35, n. 2, p.215-222.

SILVA JUNIOR, J. A., COSTA, A. C. L., PEZZUTI, J. C. B., COSTA, R. F. & GALBRAITH, D. (2012a) Análise da distribuição espacial do conforto térmico na cidade de Belém, PA no período menos chuvoso. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 5, n. 2, p. 218-232.

SILVA JUNIOR, J. A., COSTA, A. C. L., PEZZUTI, J. C. B., COSTA, R. F & SOUZA, E. B. (2012b) Relações entre as percepções térmicas e índices de conforto térmico dos habitantes de uma cidade tropical na Amazônia Oriental. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research médium*, v. 3, n. 2, p. 395-407.

SOUZA, E. B. et al., (2009) precipitação sazonal sobre a Amazônia Oriental no período chuvoso: observações e simulações regionais com o REGCM3. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 24, n. 2, p. 111-124.

STRAKA, J. M., ZRNIC, D. S. & RYZHKOV, A. V. (2000) Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *Journal of applied meteorology*. v. 39, p. 1341-1372.

TAKEMI, T. (2014) Convection and precipitation under various stability and shear conditions: Squall lines in tropical versus midlatitude environment. *Atmospheric Research*, v. 142, p. 111–123.

TANG, Q., XIAO, H., GUO, C. & FENG, L. (2014) Characteristics of the raindrop size distributions and their retrieved polarimetric radar parameters in northern and southern China. *Atmospheric research*, v. 135, n. 136, p. 59-75.

TENÓRIO, R. S., MORAES, M. C. da S. & KWON, B. H. (2010) Distribuição do tamanho de gotas de chuva para a costa leste do nordeste do Brasil utilizando dados de disdrômetro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 4, p. 415-426.

TESTUD J., BOUAR, E. L., OBLIGIS, E. & ALI-MEHENNI, M. (2000) The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v.17, p.332-356.

THURAI, M., & BRINGI, V. N. (2008) *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction*. Springer, v. 10, p. 279-530.

TOKAY, A., PETERSEN, W.A., GATLIN, P. & WINGO, M. (2013) Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers. *Journal of atmospheric and oceanic technology*. v. 30, p.1672–1690.

TROMEL, S., KUMIJIAN, M. R. & RYZHKOV, A. V (2013) Backscatter Differential Phase—Estimation and Variability. *Journal of applied meteorology and climatology*. v. 52, p. 2529-2549.

VILA, D. B., MACHADO, L. B. T., LAURENT, H. & VELASCO, I. (2008) Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (ForTracCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. *Weather and Forecasting*, v. 23, p. 233-245.

VIVEKANANDAN, J., ZRNIĆ, D. S., ELLIS, S., OYE, D., RYZHKOV, A. V. & STRAKA, J. M. (1999): Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bulletin of the American Meteorological Society*. v. 80, p. 381–388.

WILSON, J. W., CROOK, N. A., MUELLER, C. K., SUN, J. & DIXON, M. (1998) Nowcasting Thunderstorms: A Status Report, Bulletin of the American Meteorological Society, v. 79, p. 2079–2099.

YANG, H. L., XIAO, H. & GUO, C. W., (2015) Structure and evolution of a squall line in northern China: A case study. Atmospheric research, v. 158, p. 138-157.

ZAHIRI, E. P. (2007) Cycle de l'eau des systèmes convectifs ouestafricains: preparation à l'exploitation des mesures radar xport dans amma par simulations. PhD thesis. Université Paul Sabatier – Toulouse III: Toulouse.

ZHANG, Y., Z. DING, & X. HUANG, (2012) Analysis on formation reason of a squall line weather in the Yellow River and Huaihe River basins (inChinese). Journal Anhui Agricultural Sciences, v. 40, p. 10 981–10 983.

ZHAO, G., CHU, R., ZHANG, T. & JIA, W. (2013) Rainwater content estimated using polarimetric radar parameters in the Heihe River Basin. Atmospheric research, v. 120, n. 121, p. 155-161.

ZIPSER, E. J. (1977) Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line circulation. Monthly Weather Review, v. 105, p. 1568-1589.

ZRNIĆ, D. S. & RYZHKOV, A. V. (1999) Polarimetry for weather surveillance radars. American Meteorological Society. v. 80, p. 389–406.

ZRNIĆ, D. S., & RYZHKOV, A. V. (1998) Observations of insects and birds with polarimetric radar. IEEE Trans. Geoscience and remote sensing. v. 36, p. 661–668.

ZRNIC, D. S., RYZHKOV, A. V., STRAKA, J. & LIU, Y (2001) Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types. Journal of atmospheric and oceanic technology. v. 18, p. 892-913.