

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

Pedro Augusto Sampaio Messias Ribeiro

**Influência do cisalhamento vertical do vento na estrutura das tempestades
elétricas na América do Sul**

São Paulo

2022

Pedro Augusto Sampaio Messias Ribeiro

**Influência do cisalhamento vertical do vento na estrutura das tempestades
elétricas na América do Sul**

Versão Corrigida

O original encontra-se disponível na Unidade

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Ciências Atmosféricas

Orientador: Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez

São Paulo

2022



Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

COMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO

LISTA DE ASSINATURAS

MESTRANDO: Pedro Augusto Sampaio Messias Ribeiro

PROGRAMA: Meteorologia

TÍTULO: "Influência do cisalhamento vertical do vento na estrutura das tempestades elétricas na América do Sul"

MEMBROS DA COMISSÃO JULGADORA:


Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez - orientador - IAG/USP


Prof. Dr. Enrique Vieira Mattos - Universidade Federal de Itajubá
(por videoconferência)


Profa. Dra. Julia Clarinda Paiva Cohen - Universidade Federal do Pará
(por videoconferência)

MESTRANDO:


Pedro Augusto Sampaio Messias Ribeiro
(por videoconferência)

São Paulo, 25 de março de 2022.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof.^º Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez por todo o apoio e conselhos fornecidos, não só durante a realização deste trabalho, mas desde o início de minha graduação, a quase uma década atrás.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), sob o processo 131301/2018-7.

Ao Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) por fornecer os dados do radar de Manaus.

À toda a equipe do Projeto CHUVA pela a radiossondagem em Manacapuru.

Ao Sistema de Tecnologia e Monitoramento Ambiental do Paraná (SIMEPAR) por fornecer os dados do radar de Cascavel.

Ao Evandro Moimaz Anselmo por fornecer o banco de dados de nuvens processados a partir das órbitas do TRMM usado em seu doutorado. A NASA/JAXA e o DAAC/GSFC e MSFC por disponibilizarem os dados do radar de precipitação do TRMM e dos dados de raios do LIS.

À equipe do Laboratório STORM-T - passada, presente e futura - em especial ao Vinícius, Eduardo e Felipe, por auxiliarem na manutenção da STARNET e da infraestrutura de pesquisa que possibilitou a realização deste trabalho. Adicionalmente, pelo apoio desprendido durante a instalação e operação da LINET-Brasil durante o experimento Chuva/GO-Amazon em Manaus durante Agosto/Setembro de 2014, com apoio do CNPq.

À minha mãe, Ana Cláudia Sampaio Messias, por todo afeto e apoio, me permitindo dedicar exclusivamente a pesquisa durante o período de realização deste trabalho.

RESUMO

Diversos estudos experimentais e teóricos mostraram uma correlação entre o cisalhamento vertical do vento e a intensidade da corrente ascendente no desenvolvimento das tempestades elétricas. A intensidade da corrente ascendente, por sua vez, está relacionada com a formação de graupel e granizo, que são importantes nos processos de eletrificação e na intensificação da atividade elétrica. Para testar estas relações, este trabalho irá explorar se as medidas do radar de precipitação (PR) do TRMM podem ser usadas para extrair as assinaturas da precipitação vertical que estão relacionadas as assinaturas do cisalhamento do vento e explorar como a atividade dos raios na América do Sul responde ao cisalhamento vertical do vento estimado.

Este estudo utiliza as medidas do fator refletividade do radar do TRMM-PR 2A25 e os flashes colocalizados observados pelo TRMM-LIS durante o período de 1998-2011 para mostrar a relação entre o cisalhamento vertical e a densidade de raios. Para computar esta relação, estruturas 3D das tempestades foram extraídas com base em um limiar de 35 dBZ e foram classificadas em três categorias: células isoladas (11703 células), bicelulares (7609 células) e policelulares (94177 células). O cisalhamento foi inferido a partir dos histogramas de frequência de extensão horizontal e vertical das células de tempestade.

As células isoladas mostram a predominância da estrutura cônica vertical: estruturas verticalmente alinhadas cuja extensão horizontal diminui com a altura. Echotops tão altos quanto 12,5 km foram observados no centro da Argentina, entre 9,0 e 11,0 km para a maioria das regiões no interior do continente. Para regiões litorâneas e marítimas, NE do Brasil e Amazônia ocidental, entre 7,0 e 8,0 km. No nível de 5 km de altura a mediana (75%) de extensão horizontal foi de 15 (25) km para as células observadas no centro da Argentina e 12,5 km (15~20 km) para as demais regiões. Em termos de densidades de raios, as taxas foram menores que 2,5 flashes/100 km², variando entre as regiões: 2,0 fl/100 km² no sul do Peru, Bolívia, interior e sul do Brasil e Paraguai; 1,1 fl/100 km² no Atlântico Sul; 1,8 fl/100 km² na Amazônia Oriental e 1,7 fl/100 km² no centro da Argentina.

Células de sistemas bicelulares também exibiram estrutura cônica vertical na maioria das regiões, exceto no centro da Argentina – onde um perfil de extensão horizontal constante é observado para o percentil 25% e mediano, com o percentil 75% tendo mais de 40 km de extensão a 14 km de altura. As distribuições das densidades de raios foram semelhantes as observadas para as células isoladas.

As células dos sistemas policelulares exibiram estrutura cônica vertical em todas as regiões, porém com diferentes taxas de decaimento da extensão horizontal: mais lento em 40°-

20° S, 70°- 40° W (SE e S Brasil, Paraguai, Uruguai, centro e norte da Argentina) e mais rápido nas demais regiões, resultando em volumes maiores na primeira. A densidade de raios foi sistematicamente menor que para as células isoladas e bicelulares, com medianas de cerca de 1,0 fl/100 km².

Por fim, ressalta-se que o TRMM-PR pode ser usado para observar o efeito do cisalhamento nas estruturas das tempestades elétricas e nas densidades de raios das tempestades, isto é, de organizar a convecção em sistemas maiores na região subtropical da América do Sul em relação ao restante do continente. Este tipo de análise pode ser estendido para toda a região tropical para estudar os mecanismos que controlam a atividade elétrica das tempestades.

Palavras-chave: Meteorologia com radar. Eletricidade Atmosférica. Microfísica de Nuvens. Tempestades Elétricas. TRMM. Cisalhamento do Vento. Precipitação Tridimensional. Densidade de raios.

ABSTRACT

Several experimental and theoretical studies showed a correlation between vertical wind shear and updraft intensity on thunderstorm development. Vertical velocity strength in turn is related to the formation of graupel and hail, that are important to the electrification processes as well as to the intensification of the lightning activity. To put these relations to test, this work will explore if precipitation radar (PR) measurements from TRMM can be used to extract the vertical precipitation signatures that are related to wind shear signatures and explore how the lightning activity in South America responds to the vertical wind shear retrieved.

This study uses TRMM-PR 2A25 radar reflectivity factor measurements and collocated lightning flashes observations from TRMM-LIS during the period of 1998-2011 to depict the relationship between vertical shear and lightning flash density. To compute this relationship, 3D thunderstorms structures were extract based on 35 dBZ thresholds and have been classified in three categories: isolated cells (11703 cells), bicellular (7609 cells) and polycellular convective systems (94177 cells). The windshear has been inferred from histograms of horizontal radius and height frequency.

Isolated cells show predominance of conic upright structure: upright structure whose width dwindle with height. Echotops heights as high as 12.5 km were observed in central Argentina, between 9.0-11.0 km for the most inland regions. For coastal and maritime regions, NE Brazil and western Amazonia, echotops heights were lower, between 7.0-8.0 km. At the 5 km-height the median (75%) horizontal radius was 15 (25) km in central Argentina, and 12.5 (15~20 km) elsewhere. In terms of median flash densities, rates were lower than 2.5 fl/100 km², varying between regions: 2.0 fl/100 km² on southern Peru, Bolivia, inland and southern Brazil and Paraguay; 1.1 fl/100 km² on southern Atlantic; 1.8 fl/100 km² on eastern Amazonia and 1.7 fl/100 km² on central Argentina.

Bicellular systems cells also exhibits conic upright structure at most regions, except at central Argentina – where a mostly constant radius profile is observed for 25% percentile and median profiles, with 75% percentile profile having larger than 40 km width at 14 km-height. Flash densities distributions were like observed in isolated cells.

Polycellular system cells exhibit conic upright structure in all regions, however with different width shrinking rates: slower in 40°- 20° S, 70°- 40° W (SE and S Brazil, Paraguay, Uruguay, central and northern Argentina) and faster elsewhere; resulting in larger volumes at the first. The flash density was systematically lower than for isolated and bicellular systems cells, about 1.0 fl/100 km² medians.

Finally, it is emphasized that TRMM-PR can be used to observe the effect of windshear on thunderstorm structures and storm lightning density, that is, to organize convection in broader systems in subtropical South America in relation to smaller ones everywhere else. This type of analysis can be extended to the whole tropical region for evaluating mechanisms that control storms electrical activity.

Keywords: Radar Meteorology. Atmospheric Electricity. Cloud physics. Thunderstorms. TRMM. Windshear. Tridimensional Precipitation. Flash density.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -Distribuição de densidade de raios por tempestade elétrica. As cores representam o número de raios por tempestades elétricas multiplicado por 10^{-2} por ano por quilômetro quadrado (10^{-2} [ano $^{-1}$] [km $^{-2}$]) em cada ponto da grade de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (a). Distribuição geográfica dos valores do 95º percentil da taxa de raios (raios/min) a cada região de 2,5 por 2,5 (b).....	21
Figura 2 - Série Temporal da máxima velocidade vertical para simulações com cisalhamento de 0, 15, 25, 35 e 45 m/s.....	22
Figura 3 - Estágios de Evolução de um sistema convectivo: (a) A corrente ascendente inclina-se devido a circulação induzida pelo cisalhamento do vento, mostrado no perfil a direita. (b) A circulação induzida pela piscina fria e sua frente de rajada criadas pela tempestade balanceia o cisalhamento e o sistema fica ereto. (c) A circulação induzida pela piscina fria supera a do cisalhamento e o sistema inclina-se para a direção da piscina fria, produzindo um fluxo de ar frio da frente de rajada (denotada pelo vetor preto sólido). As áreas sombreadas correspondem a piscina de ar frio e as setas circulares, as fontes de vorticidade horizontal principais. C denota a intensidade da piscina de ar frio e ΔU o cisalhamento do vento.....	23
Figura 4 - Seções transversais zonais de tempestades observadas em Byers e Battan (1949)	24
Figura 5 - Região de cobertura do radar de Manaus (círculo em vermelho) com sua localização ao centro (marcador amarelo).....	27
Figura 6 Região de cobertura do radar de Cascavel (círculo em vermelho) com sua localização ao centro (marcador azul)	28
Figura 7 - Posição das antenas da LINET (marcadores vermelhos) em relação a Manaus (marcador azul).....	29
Figura 8 – Localização das Antenas da STARNET (em 08/2015).....	30
Figura 9 - Exemplo de célula do TRMM-PR identificada: MAXCAPPI's (esquerda superior), projeção do MAXCAPPI por longitude (esquerda inferior) e por latitude (direita). As isolinhas de Tb=221 K e 258 K do VIRS e os flashes do LIS (asteriscos vermelhos) estão indicados no MAXCAPPI.	33
Figura 10 – Interpretação geométrica da inclinação	35
Figura 11 - Perfil A: célula cilíndrica vertical. O gráfico a esquerda representa o perfil bidimensional da célula de tempestade. O gráfico central representa a acumulação das posições em distância radial e altura da célula. O gráfico a direita é o histograma de frequência relativa	

por nível de altura da célula, com as linhas azul e marrom representando os percentis 25% e 75%, respectivamente.....	36
Figura 12 – Perfil B: Célula cilíndrica inclinada	37
Figura 13 - Perfil C: célula cônica vertical	38
Figura 14 – Perfil D: célula cônica inclinada.....	39
Figura 15 – Perfil E: célula cilíndrica vertical com bojo	40
Figura 16 Skew-T 08/09/2014 17:56 UTC do sítio de Manacapuru (Manaus).	42
Figura 17 Séries temporais das estatísticas para os núcleos de 45 dBZ, resolução horizontal de 2 km: echotop, altura média e inclinação (a), volume total e volume acima de 5 km e taxa de raios média de 3 min para as células de 20 dBZ (b). As linhas verticais indicam as mudanças de núcleos convectivos.....	43
Figura 18 20:00 UTC MAXCAPPI com círculos de 50 km (a,b) e cortes transversais ao longo das setas pretas (c,d), para as resoluções horizontais de 2 km (a,c) e 5 km (b,d)	44
Figura 19 Séries temporais das estatísticas para os núcleos de 45 dBZ, resolução horizontal de 5 km: echotop, altura média e inclinação (a), volume total e volume acima de 5 km e taxa de raios média de 12 min para as células de 20 dBZ (b). As linhas verticais indicam as mudanças de núcleos convectivos.	45
Figura 20 - Carta Sinótica em altitude (250 hPa - a) e em superfície (b). 13/07/2015 18h UTC.. Destacada a região de Cascavel e Francisco Beltrão.	47
Figura 21 Radiossondagem do Aeroporto de Londrina 2lh (0h UTC).....	48
Figura 22 Temperatura de Brilho no canal infravermelho termal do satélite GOES-13 para 13/07/2015 19h (16h hora local). Destacada a região de Cascavel e Francisco Beltrão. ...	48
Figura 23 CAPPI nível de 2 km de altura (resolução horizontal 2 km) do fator refletividade do radar de Cascavel em 13/07/2015 19:22 UTC e trajetórias das células rastreadas pelo TINT.....	50
Figura 24 Séries temporais de taxa de raios (a) e densidade volumétrica (da taxa) de raios (b) para os conjuntos das células total, não isoladas e isoladas. Resolução horizontal de 2 km.....	50
Figura 25 Séries temporais lagrangianas da célula #4 do fator refletividade máximo (max),echotop de 45 dBZ (max_alt) e área da projeção horizontal (area). Resolução horizontal de 2 km.....	51
Figura 26 Séries temporais lagrangianas da célula #4 do volume total (volume), volume acima do nível de 5 km (volume 5km) e densidade volumétrica de raios (dens. vol. raios). Resolução horizontal de 2 km.....	52

Figura 27 CAPPI no nível de 2 km (esquerda), seções transversais em latitude (direita superior) e longitude (direita inferior) para a Célula #4 às 19h22 UTC. A escala de cores é a mesma da Figura 23. Na porção inferior, as séries temporais lagrangianas da taxa de raios (em magenta) e da inclinação vertical (em azul) desta célula, com o instante de tempo marcado pela linha vertical (em vermelho). Resolução horizontal de 2 km.....	53
Figura 28 Séries temporais lagrangianas da célula #4 da taxa de mudança (derivada temporal) da inclinação vertical (mudança inclinação) e a densidade volumétrica de raios (dens. vol. raios). Resolução horizontal de 2 km.	53
Figura 29 CAPPI no nível de 2 km (esquerda), seções transversais em latitude (direita superior) e longitude (direita inferior) para a Célula #2 às 19h22 UTC. A escala de cores é a mesma da Figura 23. Na porção inferior, as séries temporais lagrangianas da taxa de raios (em magenta) e da inclinação vertical (em azul) desta célula, com o instante de tempo marcado pela linha vertical (em vermelho). Resolução horizontal de 5 km. A célula #2 equivale a #4 da resolução horizontal de 2 km.....	54
Figura 30 - Histograma da estrutura das células isoladas em coordenadas cilíndricas para o limiar de 35 dBZ. O número de células utilizadas na composição está indicado para cada região de $(10^\circ)^2$. Os percentis 25%, 50% e 75% estão contornadas em violeta (esquerda), verde (centro) e amarelo (direita). Os eixos vertical e horizontal estão em km.....	57
Figura 31 – Histograma da estrutura das células em sistemas bicelulares em coordenadas cilíndricas para o limiar de 35 dBZ. O número de células utilizadas na composição está indicado para cada região de $(10^\circ)^2$. Os percentis 25%, 50% e 75% estão contornadas em violeta (esquerda), verde (centro) e amarelo (direita). Os eixos vertical e horizontal estão em km.....	58
Figura 32 - Histograma da estrutura das células em sistemas policelulares em coordenadas cilíndricas para o limiar de 35 dBZ. O número de células utilizadas na composição está indicado para cada região de $(10^\circ)^2$. Os percentis 25%, 50% e 75% estão contornadas em violeta (esquerda), verde (centro) e amarelo (direita). Os eixos vertical e horizontal estão em km.....	59
Figura 33 - Boxplots da densidade de raios (por área horizontal projetada) das células isoladas . A caixa denota a região entre os percentis 25% (1º quartil) e 75% (3º quartil). A linha interior a caixa (em laranja) é a mediana. As linhas verticais terminadas por barras horizontais que saem da caixa (chamadas de whiskers) limitam a região de $\pm 1,5$ vezes o intervalo interquartil (interquartile range - IQR, diferença entre os percentis 25% e 75%) abaixo e acima dos percentis 25% e 75%, respectivamente, análogo a região de 1,5 vezes o desvio padrão para	

as distribuições não-gaussianas; pontos fora dessa região foram considerados outliers e não estão plotados..... 62

Figura 34 – Boxplots da densidade de raios (por área horizontal projetada) das **células em sistemas bicelulares**. A caixa denota a região entre os percentis 25% (1º quartil) e 75% (3º quartil). A linha interior a caixa (em laranja) é a mediana. As linhas verticais terminadas por barras horizontais que saem da caixa (chamadas de whiskers) limitam a região de $\pm 1,5$ vezes o intervalo interquartil (interquartile range - IQR, diferença entre os percentis 25% e 75%) abaixo e acima dos percentis 25% e 75%, respectivamente, análogo a região de 1,5 vezes o desvio padrão para as distribuições não-gaussianas; pontos fora dessa região foram considerados outliers e não estão plotados. 63

Figura 35 – Boxplots da densidade de raios (por área horizontal projetada) das **células em sistemas policelulares**. A caixa denota a região entre os percentis 25% (1º quartil) e 75% (3º quartil). A linha interior a caixa (em laranja) é a mediana. As linhas verticais terminadas por barras horizontais que saem da caixa (chamadas de whiskers) limitam a região de $\pm 1,5$ vezes o intervalo interquartil (interquartile range - IQR, diferença entre os percentis 25% e 75%) abaixo e acima dos percentis 25% e 75%, respectivamente, análogo a região de 1,5 vezes o desvio padrão para as distribuições não-gaussianas; pontos fora dessa região foram considerados outliers e não estão plotados. 64

Figura 36 - Seção horizontal z=3 km, $\Delta t = 4h$. Simulações de Linhas de Instabilidade com cisalhamento vertical do vento $U_s = 0, 10, 20, 30 \text{ m/s} / 5\text{km}$. Vetores de fluxo relativo ao sistema, contornos de velocidade vertical positiva (corrente ascendente). Sombreado de razão de mistura de água de chuva. Linha tracejada: fronteira da piscina fria 71

SUMÁRIO

1	Introdução.....	19
1.1	Tempestades Isoladas, Multicelulares e Supercelulares	22
1.2	Motivação e Objetivo.....	23
2	Dados e Métodos.....	25
2.1	Radar Meteorológico	25
2.1.1	Radar de Manaus	26
2.1.2	Radar de Cascavel.....	27
2.1.3	TRMM – Precipitation Radar	28
2.2	Sistemas de Detecção de Descargas Atmosféricas	29
2.2.1	LINET	29
2.2.2	STARNET	30
2.2.3	TRMM-LIS	30
2.3	Projeção em Grades	31
2.4	Identificação e Rastreamento de Células de Tempestade.....	31
2.5	Inclinação Inferida	34
2.5.1	Método dos Mínimos Quadrados (direto).....	34
2.5.2	Histograma da Estrutura das Células (indireto)	35
3	Avaliação da Resolução Horizontal no cálculo da Inclinação pelo Método Direto	41
3.1	Estudo de Caso de Manaus	41
3.1.1	Conclusões.....	46
3.2	Estudo de Caso de Cascavel	47
3.2.1	Situação Sinótica.....	47
3.2.2	Células rastreadas	49
3.2.3	Célula #4	49
3.2.4	Conclusões	54
4	Atividade elétrica na América do sul.....	56
4.1	Estrutura das Células 35 dBZ.....	56

4.2	Distribuições de Densidade de Raios	61
5	Conclusões e Considerações Finais	65
5.1	Cisalhamento vertical do vento a partir da estrutura 3d da precipitação.....	65
5.1.1	Efeito da resolução espacial	65
5.1.2	Assinatura das tempestades na América do Sul.....	66
5.2	Regimes das Células Isoladas e Bicelulares.....	68
5.3	Uso do TRMM na Inferência do Cisalhamento	69
5.4	Papel do Cisalhamento como Organizador da Convecção.....	70
5.5	Contribuições e Propostas Futuras	71
	Referências Bibliográficas	72
	Apêndice A – Sequência de MaxCAPPI Manaus-AM	78
	Apêndice B – Sequência Rastreamento Cascavel-PR	109

1 INTRODUÇÃO

Tradicionalmente as tempestades severas são definidas por critérios de ocorrência de granizo ($> 2,5$ cm), rajadas de ventos fortes (> 93 km/h) ou ocorrência de tornado, de acordo com o serviço meteorológico estadunidense (“NWS”). No entanto tais critérios são baseados em limiares rígidos e, de certa forma, arbitrários e dependentes de relatos, além de não ajudarem muito a distinguir o grau de severidade das tempestades, conforme discutido em Doswell (2001, p. 13), o qual atribui à intensidade da corrente ascendente como o parâmetro responsável pela severidade das tempestades.

Cecil et al. (2005), Zipser et al. (2006) e outros apresentam a taxa de raios como *proxy* para a intensidade da corrente ascendente: quanto mais forte a corrente for, maior será a concentração de água super-resfriada, formando mais gelo (*graupel* e granizo) e ocorrendo maior número de colisões entre eles, carregando eletricamente a nuvem; servindo, portanto, como uma medida de severidade. Outra noção introduzida nessas pesquisas é a da severidade relativizada por região do globo: as tempestades severas são definidas como os eventos extremos na distribuição de valores das variáveis *proxy* (por ex.: da taxa de raios ou da refletividade do radar).

O mesmo estudo de Zipser et al. (2006), além de Albrecht et al. (2016), Cecil, Buechler e Blakeslee (2014) e outros encontraram as regiões do planeta com as maiores densidades de raios, concluindo que algumas regiões da América do Sul estão entre as mais ativas do mundo, podendo chegar a 232,52 raios/km²/ano (Lago Maracaibo) (ALBRECHT et. al., 2016).

Anselmo (2015) desenvolveu uma climatologia das tempestades elétricas na América do Sul, regionalizada para regiões de $10^\circ \times 10^\circ$, definindo indicadores de severidade regionalizada com base na atividade elétrica, utilizando a distribuição de frequência da taxa de raios de tempestade e a densidade de raios de tempestade. Anselmo (2015) encontrou o percentil 95% da taxa de raios de tempestade de 720 raios/min e densidade de raios de 7,57 raios/ano/100 km² na região nordeste da Argentina (Figura 1 b) – o maior valor encontrado, em linha com estudos como Velasco e Fritsch (1987) que indicaram maior ocorrência de CCM's nessa região devido às condições dinâmicas de grande escala favoráveis e aporte de umidade da Amazônia pelos Jatos de Baixos Níveis (MARENGO et al., 2004; RASMUSSEN; HOUZE, 2016; SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007). Em outras regiões do continente sul-americano, como a Amazônia – um ambiente tropical e barotrópico, uma tempestade com taxa de raios superior a 180 raios/min

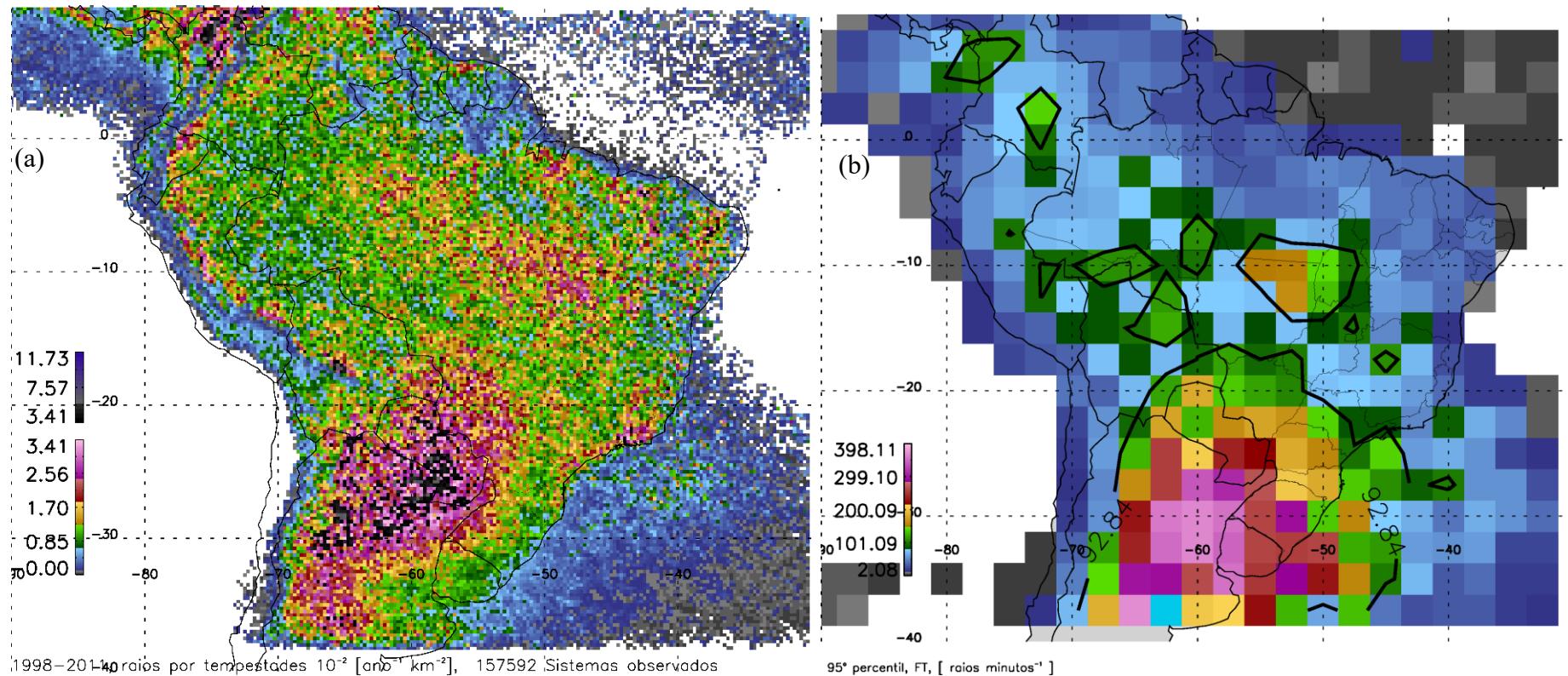
e densidade de raios de 3,41 raios/ano/100 km² já seria classificada como severa (Figura 1 b) (ANSELMO, 2015), uma taxa de raios quatro vezes menor que no nordeste da Argentina.

Romatschke e Houze (2010) realizaram uma climatologia da precipitação e dos sistemas precipitantes (Precipitation Features – PF) na América do Sul, classificando os sistemas em núcleos convectivos profundos, núcleos convectivos extensos e regiões estratiformes extensas. Um dos resultados encontrados foi a predominância de núcleos profundos e extensos simultaneamente na região da Bacia do Prata, como explicado acima é uma região favorável a ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala (SCM's). Nesse estudo foram abordadas as forçantes de escala sinótica, topográfica e do ciclo diurno de aquecimento e resfriamento que levam a formação da convecção no continente sul-americano para explicar os resultados, porém não foi abordada a questão do papel do cisalhamento vertical do vento. Rasmussen e Houze (2011) estudaram em mais detalhes os sistemas precipitantes na região da Serra de Córdoba, noroeste da Argentina e estabeleceram alguma ligação entre o cisalhamento vertical do vento devido ao Jato de Baixos Níveis e a formação dos núcleos convectivos extensos ao invés de núcleos convectivos profundos, porém utilizando dados de reanálise para compor a hodógrafa, evidenciando o papel do cisalhamento em organizar a convecção. Ávila et al. (2015) estudaram as variações regionais dos ciclos diurnos da atividade elétrica na América do Sul e encontraram um pico noturno de máxima atividade elétrica no centro e norte da Argentina ($25^{\circ} - 35^{\circ}$ S, $70^{\circ} - 50^{\circ}$ W), associado ao pico de ocorrência de SCM's nessa região durante a madrugada.

Por outro lado, estudos de simulação numérica estudam os efeitos do cisalhamento vertical do vento no desenvolvimento das tempestades a bastante tempo, um dos pioneiros foi de Weisman e Klemp (1982), entre outros trabalhos (ROTUNNO; KLEMP; WEISMAN, 1988; WEISMAN; KLEMP, 1984; WEISMAN; KLEMP; ROTUNNO, 1988; WEISMAN; ROTUNNO, 2004).

A seguir serão apresentados resultados de Weisman e Klemp (1982) acerca da conexão entre o cisalhamento vertical do vento e a intensidade da corrente ascendente.

Figura 1 -Distribuição de densidade de raios por tempestade elétrica. As cores representam o número de raios por tempestades elétricas multiplicado por 10^{-2} por ano por quilômetro quadrado ($10^{-2} \text{ [ano}^{-1}] [\text{km}^{-2}]$) em cada ponto da grade de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (a). Distribuição geográfica dos valores do 95º percentil da taxa de raios (raios/min) a cada região de 2,5 por 2,5 (b).



Fonte: Anselmo (2015)

1.1 TEMPESTADES ISOLADAS, MULTICELULARES E SUPERCELULARES

Simulações numéricas de Weisman e Klemp (1982) (Figura 2) exploraram a conexão entre a intensidade da corrente ascendente e o cisalhamento vertical do vento e identificaram três regimes de desenvolvimento de tempestades.

Figura 2 - Série Temporal da máxima velocidade vertical para simulações com cisalhamento de 0, 15, 25, 35 e 45 m/s

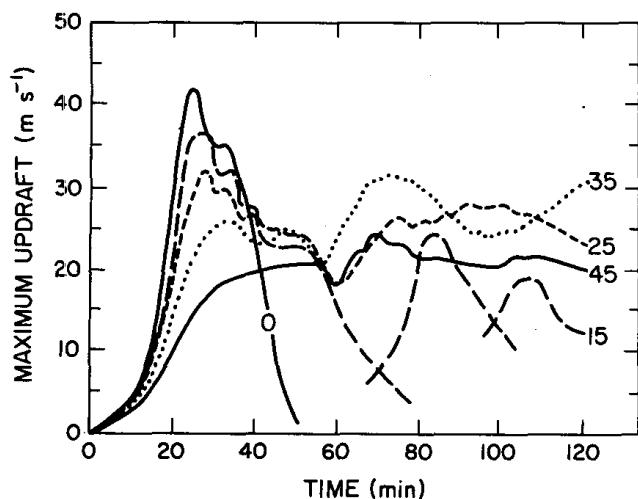


FIG. 3. Time series of maximum vertical velocities for the $U_s = 0, 15, 25, 35$ and 45 m s^{-1} wind shear experiments. $q_{v0} = 14 \text{ g kg}^{-1}$.

Fonte: Weisman e Klemp (1982, fig. 3)

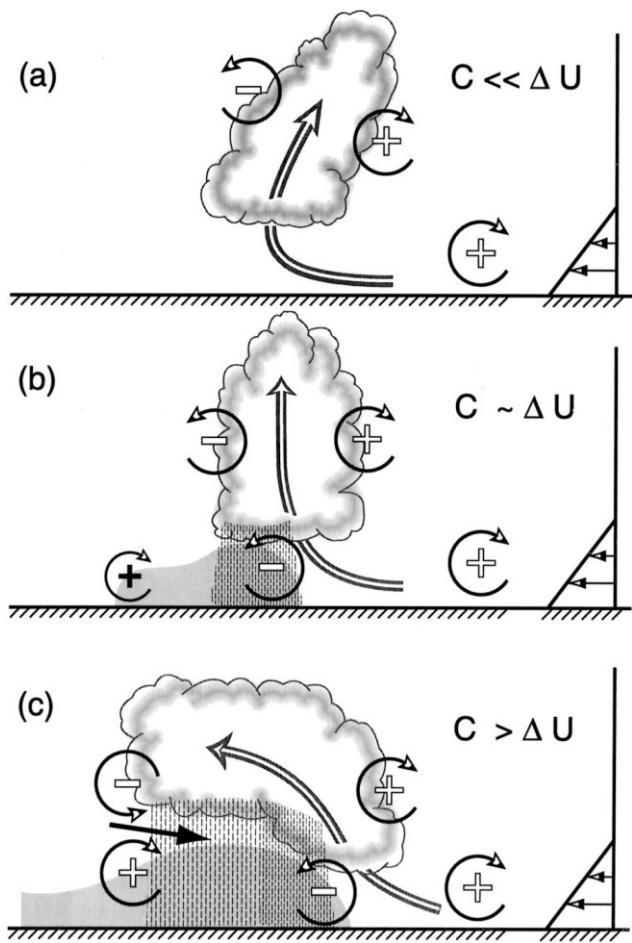
a formação de convecção multicelular, onde inicialmente ocorre a formação de uma célula com o mesmo ciclo de vida do caso unicelular, porém com uma máxima velocidade vertical menor devido aos efeitos de uma maior taxa de entranhamento e mistura (causando evaporação de gotículas), o diferencial é que a frente de rajada acaba por se mover horizontalmente na direção do cisalhamento e mais rápido que a corrente ascendente, de forma que o seu efeito de levantamento do ar quente a jusante acaba por disparar o surgimento de uma nova corrente ascendente, criando uma segunda célula convectiva mais fraca que a primeira.

Em ambientes com pouco cisalhamento ocorre formação de tempestades ordinárias isoladas, nos quais uma única célula de curta duração se desenvolve com uma velocidade vertical máxima alta, mas uma vez que se forma uma corrente descendente, esta gera um fluxo de ar frio que ao atingir a superfície forma uma frente de rajada isotrópica que corta a alimentação da corrente ascendente e dissipar a tempestade.

Por outro lado, para um cisalhamento leve a moderado ocorre

Figura 3 - Estágios de Evolução de um sistema convectivo: (a) A corrente ascendente inclina-se devido a circulação induzida pelo cisalhamento do vento, mostrado no perfil a direita. (b) A circulação induzida pela piscina fria e sua frente de rajada criadas pela tempestade balanceia o cisalhamento e o sistema fica ereto. (c) A circulação induzida pela piscina fria supera a do cisalhamento e o sistema inclina-se para a direção da piscina fria, produzindo um fluxo de ar frio da frente de rajada (denotada pelo vetor preto sólido). As áreas sombreadas correspondem a piscina de ar frio e as setas circulares, as fontes de vorticidade horizontal principais. C denota a intensidade da piscina de ar frio e ΔU o cisalhamento do vento.

Weisman (1992)



mento vertical do vento. Apesar de Anselmo (2015) ter encontrado a densidade de raios e a distribuição de frequências da taxa de raios das tempestades (Figura 1), ele não estudou em profundidade a relação com o cisalhamento do vento. Dado que há lacunas espaciais e temporais da cobertura de radares meteorológicos na América do Sul, almeja-se um procedimento para testar o uso do TRMM-PR para inferir o cisalhamento do vento e comparar com a densidade de raios.

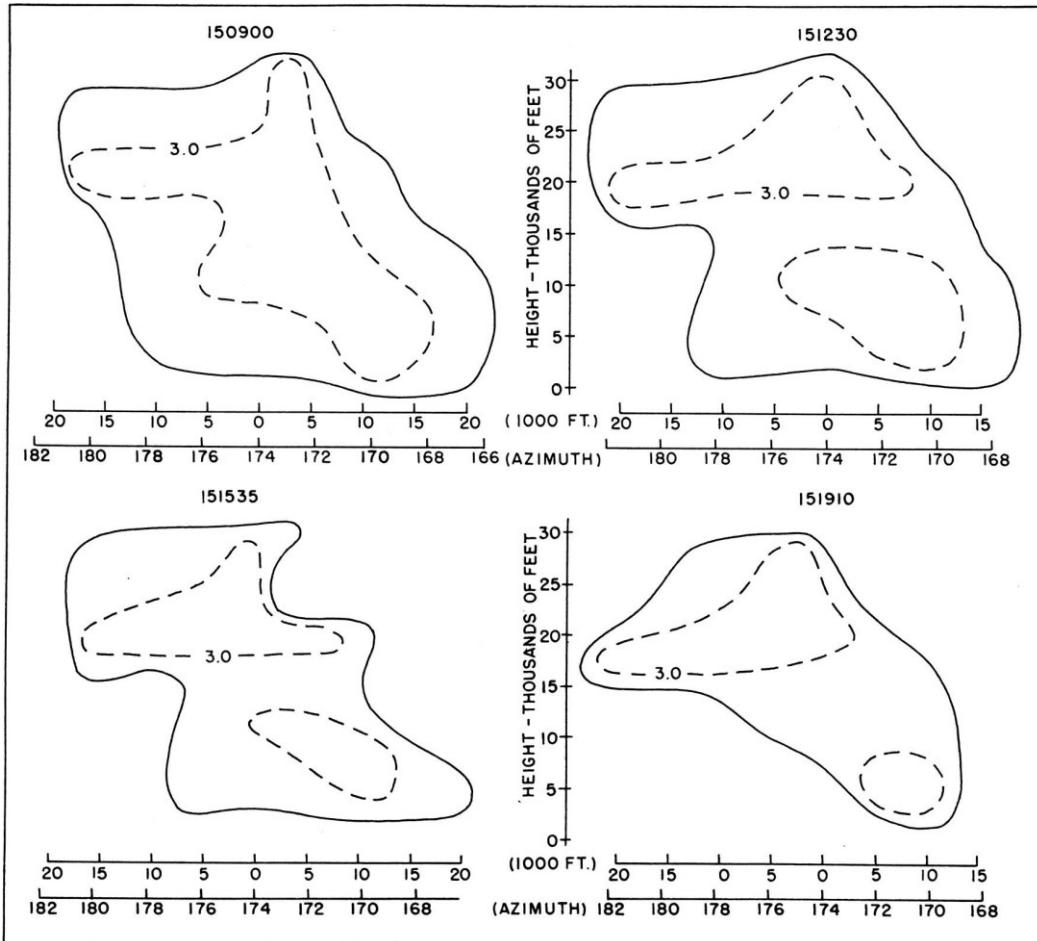
Um terceiro cenário por eles apontado foi da formação de uma supercélula em um ambiente com cisalhamento intenso, regime no qual ocorre um balanço entre os fluxos de ar frio da frente de rajada e do ar quente levantado por ela, de forma que ao invés de dissipar a célula original, ocorre seu fortalecimento, e devido aos efeitos de rotação, a sua posterior divisão em duas células simétricas ao se considerar um perfil de cisalhamento unidirecional. Eles também observaram que um efeito do cisalhamento é a inclinação da corrente ascendente.

1.2 MOTIVAÇÃO E OBJETIVO

Um estudo observational de Byers e Battan (1949) durante o *Thunderstorm Project* mostrou visualmente que o efeito de inclinação da célula convectiva pode ser observada pelos ecos do radar, sendo a velocidade do deslocamento do eco comparável as medidas diretas do perfil vertical de velocidade do vento (Figura 4). Desse modo, em teoria, poderia se usar também a inclinação do eco do radar como indicador (*proxy*) do cisalhamento vertical do vento.

Apesar de Anselmo (2015) ter encontrado a densidade de raios e a distribuição de frequências da taxa de raios das tempestades (Figura 1), ele não estudou em profundidade a relação com o cisalhamento do vento. Dado que há lacunas espaciais e temporais da cobertura de radares meteorológicos na América do Sul, almeja-se um procedimento para testar o uso do TRMM-PR para inferir o cisalhamento do vento e comparar com a densidade de raios.

Figura 4 - Seções transversais zonais de tempestades observadas em Byers e Battan (1949)



Fonte: Byers e Battan (1949, fig. 3)

O objetivo deste trabalho é: estudar a dinâmica para intensificação das tempestades do ponto de vista do cisalhamento do vento, utilizando como *proxy* a inclinação vertical das regiões de refletividade do radar mais intensas (*clusters*) das tempestades e a taxa de raios que indicaria o grau de severidade relativa das tempestades.

Para alcançar o objetivo serão usados dados de radares meteorológicos, redes de detecção de descargas atmosféricas em superfície e dados do satélite TRMM (TRMM-PR produto 2A25 versão 6 e sensor LIS) para uma cobertura mais abrangente da América do Sul e oceanos adjacentes.

2 DADOS E MÉTODOS

Neste trabalho serão utilizadas medidas de fator refletividade do radar e de localização e momento de ocorrência de descargas atmosféricas na América do Sul. A pesquisa ficará centrada em dois estudos de caso de tempestades em duas regiões do Brasil e na análise das células de tempestade em todo o continente sul-americano.

Para avaliar o impacto da resolução horizontal e vertical da estrutura tridimensional das tempestades na inferência do cisalhamento vertical do vento serão usados radares meteorológicos de superfície. Os dois estudos de caso de tempestades serão realizados em ambientes com cisalhamento vertical do vento em larga escala diferentes: Manaus/AM - equatorial com baixo cisalhamento e Cascavel/PR - subtropical com cisalhamento moderado. Serão utilizados além dos radares meteorológicos em superfície, dados de localização de raios nuvem-terra (NT) de duas redes de detecção: *Lightning Detection Network* (LINET, BETZ et al., 2009) e *Sferics Timing And Ranging NETwork* (STARNET, MORALES RODRIGUEZ; NEVES; ANSELMO, 2011). Adicionalmente, radiossondagens, cartas sinóticas em altitude e superfície e imagens de satélite geoestacionário (NOAA GOES-13) no canal infravermelho serão usadas para obter uma perspectiva em larga escala dos casos.

O estudo das células de tempestade na América do Sul será feito pela identificação e análise das tempestades presentes no banco de dados de nuvens construído por Anselmo(2015, seç. 2.4), baseado nas medidas do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* – TRMM, mais especificamente, dos dados de fator refletividade 3D do radar de precipitação (*precipitation radar* – PR) e *flashes* co-localizados do *Lightning Imaging Sensor* (LIS).

2.1 RADAR METEOROLÓGICO

Neste estudo serão utilizadas as medidas de fator refletividade (efetiva) projetadas em *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de três radares meteorológicos: Manaus, Cascavel e TRMM PR. O fator refletividade do radar é uma grandeza proporcional a concentração e ao diâmetro a sexta potência das partículas presentes em um dado volume iluminado pelo feixe do radar meteorológico (equação 1). No caso dos radares meteorológicos assume-se que as partículas são os hidrometeoros – gotas de chuva, cristais de gelo, flocos de neve, graupel e granizo, apesar de insetos e detritos também contribuírem.

O fator refletividade do radar está relacionado com a energia retroespalhada pelas partículas que sofrem espalhamento Rayleigh (BATTAN, 1973). Dessa maneira, a energia recebida pelo radar (Potência média recebida pela antena radar), é proporcional à constante do radar,

fator refletividade do radar e a constante dielétrica (índice de refração) dos alvos espalhados e inversamente proporcional à distância ao quadrado (equação 2). A constante do radar leva em consideração as características do radar (comprimento de onda, potência transmitida, tamanho da antena etc.), já a constante dielétrica pode variar dependendo do hidrometeoro (água líquida é $\sim 0,93$ e gelo $\sim 0,197$). Uma vez que a equação do radar meteorológico assume a constante dielétrica da água líquida, partículas de gelo irão apresentar valores de refletividade do radar bem menores do que da água (até 6,7 dBZ menor). Portanto, ao analisar os perfis verticais de refletividade do radar é de se esperar uma diminuição abaixo da isoterma de 0 °C devido a presença de gelo. Quanto mais gelo, maior a diminuição.

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (1)$$

$$\overline{P_R} = cte \cdot \left(\frac{|K_w^2|}{r^2} \right) Z_e , \quad |K_w^2| = 0,93 \quad (2)$$

A seguir são apresentadas as principais características destes equipamentos.

2.1.1 Radar de Manaus

O radar de Manaus é um radar Doppler banda-S operado pelo Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), localizado no Aeroporto Ponta Pelada, Manaus-AM, fabricado pela empresa EEC, modelo DWSR8500S, utiliza software da empresa GAMIC (MALKOMES et al., 2002) e cujas principais características estão resumidas na Tabela 1 (VILELA, 2017). O período analisado foi do dia 8/09/2014, entre às 18h e 0h UTC, em um raio de 150 km na cobertura do radar (Figura 5).

Tabela 1 – Principais características do Radar de Manaus

Latitude	3,149° S
Longitude	59,99° W
Altitude (m)	102
Comprimento de Onda (cm)	10
Frequência (GHz)	2,9
Largura do Pulso (m)	500
Largura do Feixe (°)	2
Nº de Elevações	17
Intervalo de escaneamento volumétrico (min)	12

Fonte: Vilela (2017)

Figura 5 - Região de cobertura do radar de Manaus (círculo em vermelho) com sua localização ao centro (marcador amarelo)



2.1.2 Radar de Cascavel

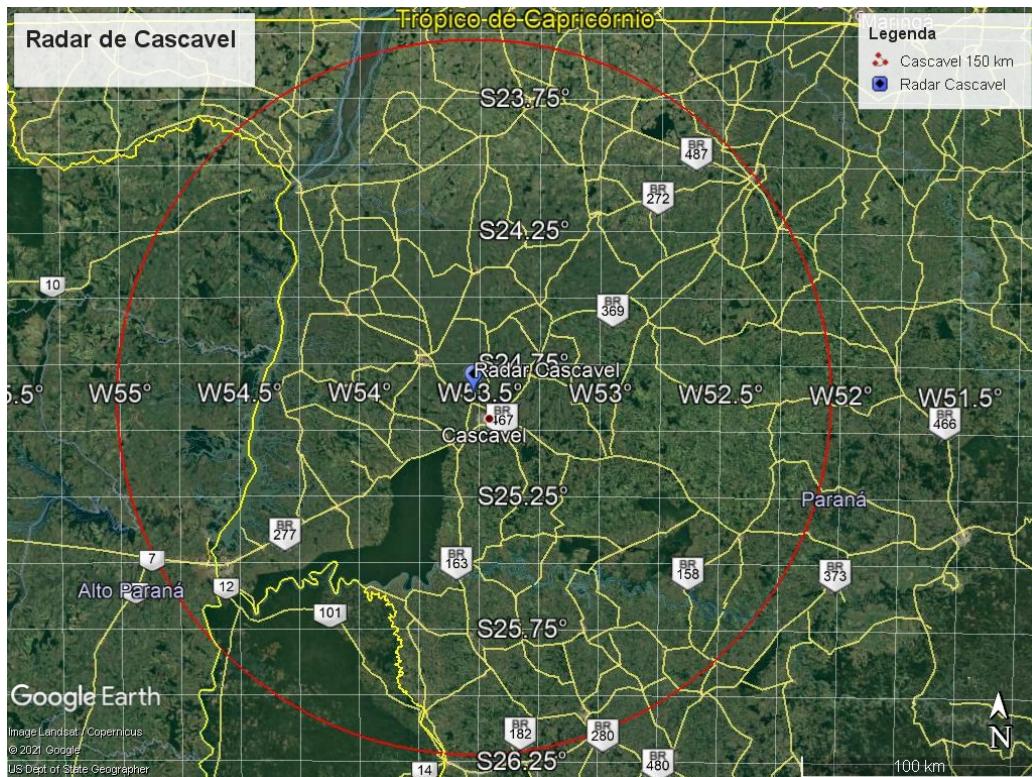
O radar de Cascavel é um radar Doppler banda-S de polarização circular localizado próximo a cidade de Cascavel-PR, operado pelo Sistema de Tecnologia e Monitoramento Ambiental do Paraná (SIMEPAR), cujas principais características estão resumidas Tabela 2 (FERREIRA et al., 2017). O período analisado foi do dia 13/07/2015, entre às 17h08 e 23h52 UTC em um raio de 150 km na cobertura do radar (Figura 6).

Tabela 2 - Principais características do Radar de Cascavel

Latitude	24,87° S
Longitude	53,52° W
Altitude (m)	719,8
Comprimento de Onda (cm)	10,7
Frequência (GHz)	2,8
Largura de Pulso (m)	125
Largura do Feixe (°)	1
Nº de Elevações	15
Intervalo de escaneamento volumétrico (min)	Variável

Fonte: SIMEPAR e Ferreira et al. (2017)

Figura 6 Região de cobertura do radar de Cascavel (círculo em vermelho) com sua localização ao centro (marcador azul)



2.1.3 TRMM – Precipitation Radar

TRMM Precipitation Radar (PR) foi o primeiro radar meteorológico a medir a precipitação em 3D no espaço, com uma antena composta por uma matriz de 128 elementos ativos (*active phased array system*), operou na banda Ku (13,8 GHz), com uma resolução horizontal no nadir de 5 km¹ e uma resolução vertical de 250 m ao longo de 80 níveis (0-20 km de altura), com uma varredura perpendicular a trajetória do satélite de 49 feixes (250 km de varredura) e 9150 varreduras por órbita (KUMMEROW et al., 1998; NASDA, 2001). Serão utilizados os dados de fator refletividade do radar corrigidos (Z_c) por efeitos de atenuação e eco da superfície (IGUCHI et al., 2000; IGUCHI; MENEGHINI, 1994; MENEGHINI et al., 2000), os quais são disponibilizados no produto 2A25 versão 6, para o período de 1998-2011 na a região da América do Sul e oceanos adjacentes (10° N - 40° S e 90° W - 30° W) a partir das nuvens de chuva do banco de dados de Anselmo (2015, seç. 2.4).

¹ Entre o lançamento do TRMM em 1997 e o *boost* de altura em Agosto de 2001, a resolução horizontal no nadir do TRMM-PR era de 4,3 km

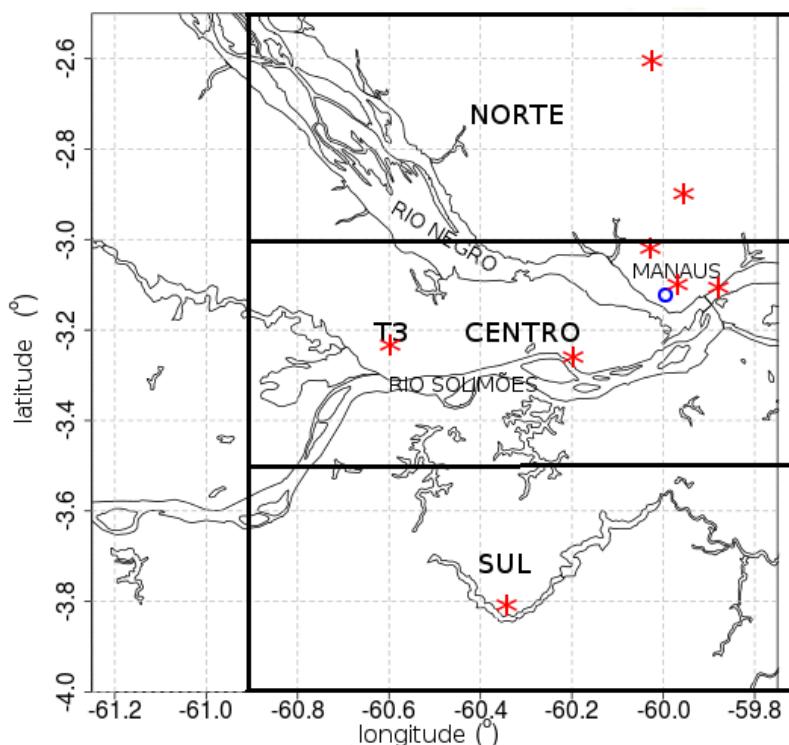
2.2 SISTEMAS DE DETECÇÃO DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS

Neste trabalho serão utilizados dados de localização e momento de ocorrência de descargas atmosféricas provenientes de três tecnologias de detecção distintas: duas redes em superfície que detectam as assinaturas das descargas na faixa das ondas de rádio do espectro eletromagnético e um sensor ótico a bordo do satélite TRMM que detecta a energia luminosa transiente emitida pelos raios. A seguir são apresentadas as características dessas tecnologias.

2.2.1 LINET

A *Lightning Detection Network* – LINET é uma tecnologia de detecção de descargas atmosféricas de superfície que mede a radiação eletromagnética na faixa do VLF/LF (3-300 KHz) e infere a posição das descargas atmosféricas pelo método do tempo de chegada (Time of Arrival - TOA), detectando tanto raios intra-nuvem (IN) quanto raios nuvem-terra (NT) com uma acurácia espacial da ordem de 150m (BETZ et al., 2009). Para este estudo serão utilizados apenas dados dos raios (*strokes*) NT da rede LINET instalada durante a realização do Projeto CHUVA (MACHADO et al., 2014), cuja localização das antenas é exibida na Figura 7 (VILELA, 2017). O período de análise compreende o dia 08/09/2014 entre às 18h e às 0h horário local (UTC-4) na região de Manaus.

Figura 7 - Posição das antenas da LINET (marcadores vermelhos) em relação a Manaus (marcador azul)

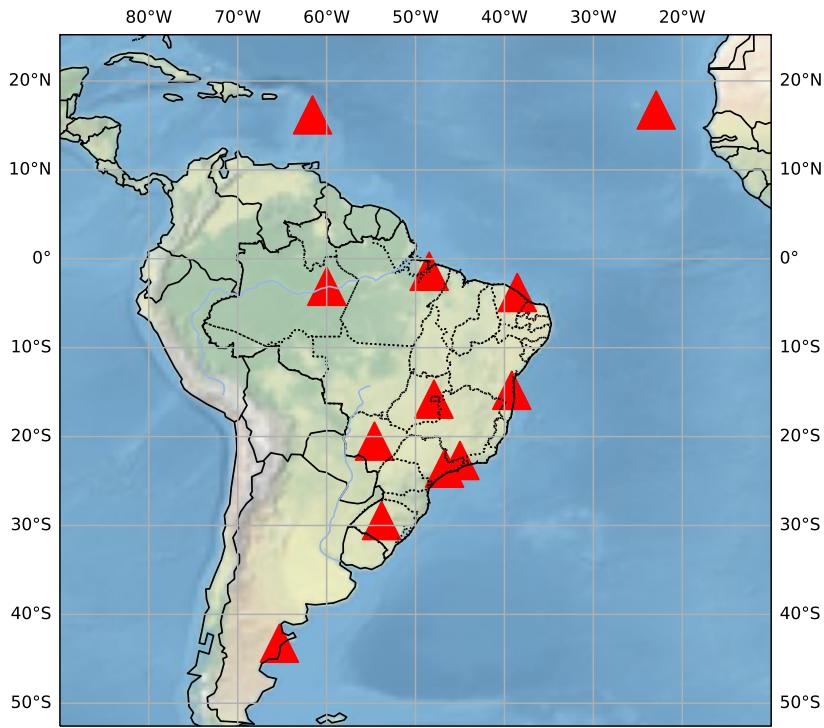


Fonte: Vilela(2017, p. 39)

2.2.2 STARNET

A *Sferics Timing And Ranging NETwork* – STARNET é outra rede de detecção de descargas atmosféricas em superfície que mede a radiação eletromagnética na faixa do VLF (7-15 KHz) e estima a posição das descargas atmosféricas pelo método da diferença de tempo de chegada (Arrival Time Difference – ATD), detectando somente os raios NT com uma acurácia espacial da ordem de 2-5 km e eficiência de detecção de *flashes* entre 50-70% (MORALES RODRIGUEZ et al., 2014; MORALES RODRIGUEZ, 2018; MORALES RODRIGUEZ; NEVES; ANSELMO, 2011). A STARNET conta com doze antenas espalhadas pela América do Sul, Caribe e Cabo Verde, conforme é mostrado na Figura 8 (STORM-T, 2015). Para este estudo serão utilizados os dados de raios (*strokes*) do dia 13/07/2015, entre 17h08 e 23h52 UTC na região do radar de Cascavel.

Figura 8 – Localização das Antenas da STARNET (em 08/2015).



Fonte: STORM-T (2015)

2.2.3 TRMM-LIS

O *Lightning Imaging Sensor* – LIS é um sensor ótico de descargas atmosféricas que estava abordo do satélite TRMM e é composto de um dispositivo de carga acoplada (*charged couple device - CCD*) com resolução de 128×128 pixels que captura as emissões transientes no comprimento de onda de $777,4 \pm 1$ nm a uma taxa de 500 quadros por segundo, com uma

resolução horizontal no nadir de 4,3 km (cerca de 12 km nas bordas do campo de visão) (CHRISTIAN et al., 2000; NASDA, 2001).

De acordo com o algoritmo de processamento do LIS, os pixels iluminados (eventos) são agrupados em grupos que depois são agrupados em flashes com base em limiares espaço-temporais.

Para este estudo serão utilizados os dados de flashes disponibilizado para cada nuvem de chuva de Anselmo (2015) no período 1998-2011 na América do Sul e oceanos adjacentes (10° N - 40° S e 90° W - 30° W).

2.3 PROJEÇÃO EM GRADES

Os dados volumétricos dos radares de superfície foram projetados em Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) segundo a metodologia de Anagnostou e Krajewski (1997) com espaçamentos de grade de 2 km e 5 km na horizontal e 1 km na vertical para cada escaneamento volumétrico. Os raios (*strokes*) NT (LINET e STARNET) foram acumulados e co-localizados nos mesmos intervalos de tempo (12 min em Manaus e variável em Cascavel) e coordenadas horizontais dos CAPPI's para os respectivos radares meteorológicos (Manaus para LINET e Cascavel para STARNET), de forma a avaliar o efeito da resolução horizontal.

No caso do TRMM-PR, o fator refletividade corrigido (Z_c do produto 2A25v6) foi re-projetado em uma grade regular de coordenadas geográficas com espaçamento horizontal de $0,05^{\circ}$ - aproximadamente correspondente a 5 km de resolução, e vertical de 250 m.

2.4 IDENTIFICAÇÃO E RASTREAMENTO DE CÉLULAS DE TEMPESTADE

Serão utilizados dois métodos de identificação e rastreio das células de tempestade para os estudos de caso: identificação automática por limiar de fator refletividade e rastreio manual no estudo de caso de Manaus e identificação e rastreio totalmente automáticos no estudo de Cascavel. Para o TRMM somente é feita a identificação automática uma vez que as tempestades são escaneadas uma única vez em cada órbita (*snapshots*), não sendo possível acompanhá-las no tempo.

Para o caso de Manaus, as células de tempestade foram identificadas como iso-volumes fechados (regiões do espaço com fator refletividade igual ou acima de 45 dBZ) para cada CAPPI e várias estatísticas foram calculadas: posição do centroide, altura média, altura máxima (echotop 45 dBZ), fator refletividade máximo, volume total, volume acima do nível de 5 km e inclinação. Um segundo limiar de 20 dBZ foi usado para definir o volume do sistema de

tempestade na qual as células estavam embebidas para fins de calcular a taxa média de 3 min de raios NT do sistema convectivo, utilizando os dados da LINET.

Para o caso de Cascavel, todas as células foram identificadas e rastreadas automaticamente pelo pacote Python TINT is Not TITAN (TINT), cujo algoritmo identifica as células de tempestade por um limiar de fator refletividade (igual ao caso de Manaus) e as classifica em isoladas ou multicelulares usando um limiar secundário menor; ambos são configuráveis pelo usuário, sendo rastreadas ao longo do tempo, devendo ressaltar que não há detecção de separação e junção (*split-merge*) das células (FRIDLIND et al., 2019, seç. 2.3). Então, as mesmas estatísticas do caso de Manaus foram calculadas, além da área de projeção horizontal (top-view) – ou simplesmente área (código TINT modificado). Porém é importante mencionar que neste caso os raios (*strokes*) NT da STARNET foram usados para computar a taxa de raios considerando o mesmo limiar primário (45 dBZ) para identificação das células individuais, ao contrário da taxa de raios do sistema (20 dBZ) calculada em Manaus. Os parâmetros do TINT usados foram:

- Limiar de identificação (primário): 45 dBZ
- Limiar de isolamento (secundário): 20 dBZ
- Tamanho mínimo da célula: 16 km³ (res. 2 km) ou 100 km³ (res. 5 km)
- Margem de busca: 9 km (res. 2 km) or 12 km (res. 5 km)
- Altura de busca (nível do CAPPI): 2 km (1°)
- Velocidade máxima da célula: 60 km/h

Por fim, para o TRMM, as nuvens de chuva do banco de dados de Anselmo(2015, seç. 2.4) foram identificadas como regiões contínuas com temperatura de brilho observada ≤ 258 K pelo *Visible and Infrared Scanner* (VIRS) e ao menos um flash observado pelo LIS, totalizando 154.189 nuvens. Para cada nuvem de chuva, uma elipse foi ajustada e se a distância focal for maior que 2500 km então um limiar mais baixo de 221 K foi selecionada para definir estas nuvens “enormes” (331 no total), geralmente associados com fenômenos de grande escala como sistemas frontais e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Anselmo (2015) armazenou em arquivos HDF as medidas co-localizadas do TRMM-VIRS, fator refletividade corrigida do PR e taxa de flashes do LIS para cada nuvem, formando o banco de dados utilizado. Então, para cada nuvem, células de tempestade foram identificadas nos dados reprojetados do TRMM-PR (seç. 2.2.3) utilizando o limiar de fator refletividade corrigida de 35 dBZ e extraiu-se as seguintes estatísticas: coordenadas do centroide, echotop, volume total, volume acima do nível de 5 km, área (top-view), taxa de flashes do LIS, altura da base da célula e coordenadas

geográficas do centroide no nível da base da célula ou altura de 2 km, caso a base da célula esteja abaixo desse nível (3), usado como referência para o cálculo das coordenadas normalizados dos voxels (unidades de volume) do TRMM-PR (4). Um exemplo de célula identificada por esta metodologia é apresentado na Figura 9.

$$\begin{cases} (x_B, y_B) = (x(z_B), y(z_B)) \\ z_B = \max(2 \text{ km}, \text{base da célula}) \end{cases} \quad (3)$$

Onde x_B e y_B são as coordenadas do centroide definido na base da célula ou no nível de 2 km de altura, caso a base da célula esteja abaixo desse nível.

$$(x', y', z') = (x - x_B, y - y_B, z) \quad (4)$$

Onde x' , y' e z' são as coordenadas normalizadas da célula.

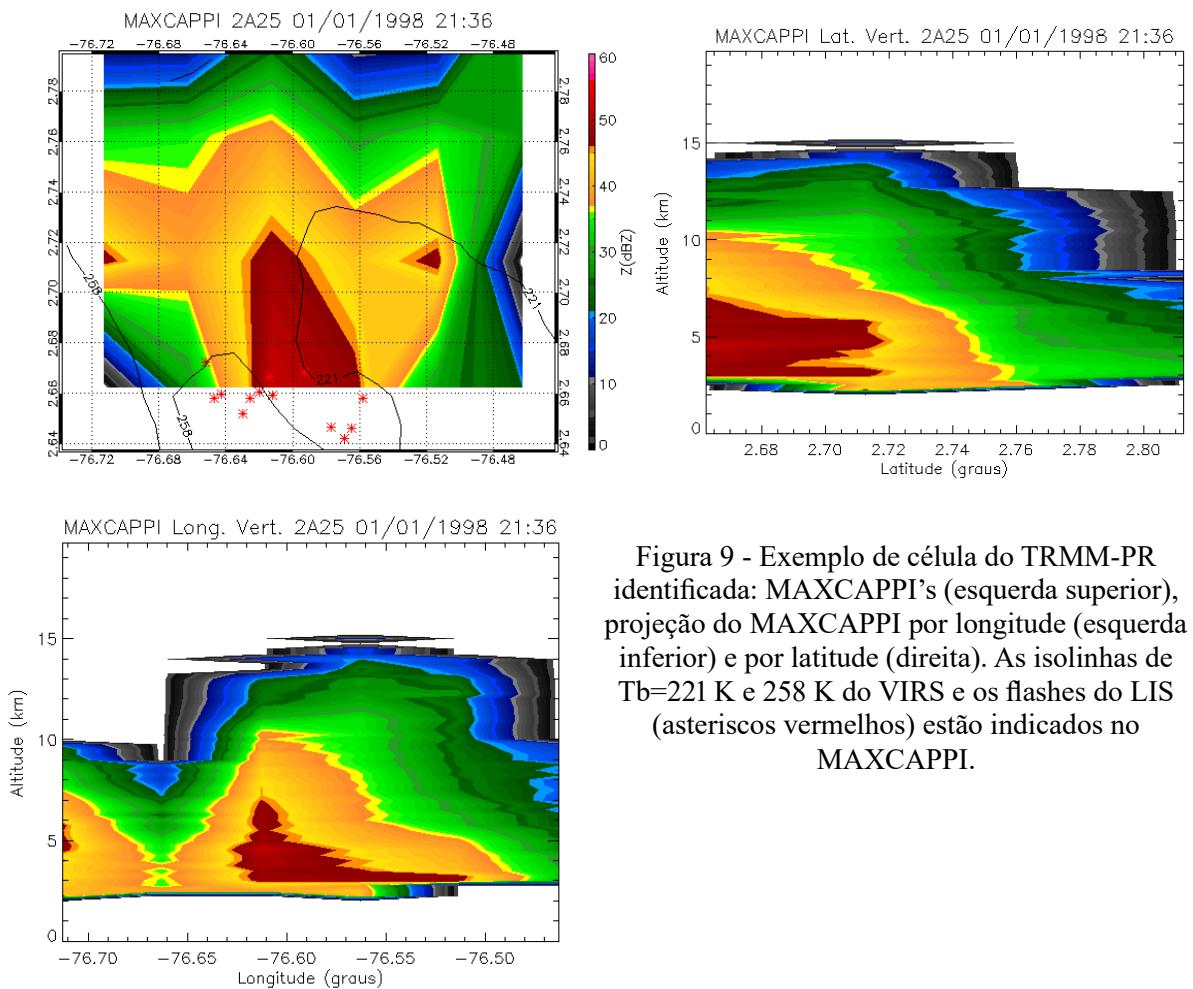


Figura 9 - Exemplo de célula do TRMM-PR identificada: MAXCAPPI's (esquerda superior), projeção do MAXCAPPI por longitude (esquerda inferior) e por latitude (direita). As isolinhas de $T_b=221$ K e 258 K do VIRS e os flashes do LIS (asteriscos vermelhos) estão indicados no MAXCAPPI.

2.5 INCLINAÇÃO INFERIDA

Para tentar inferir o efeito de inclinação vertical nas células de tempestade serão usados dois métodos neste trabalho: a) cálculo direto pelo método dos mínimos quadrados e; b) inferência indireta através da construção de histogramas de composição que representam a estrutura das células e sua comparação com modelos idealizados de células com e sem inclinação vertical (método indireto). A seguir serão apresentados os detalhes de tais métodos.

2.5.1 Método dos Mínimos Quadrados (direto)

Devido a sua simplicidade de cálculo e fácil interpretação geométrica o método dos mínimos quadrados será testado. Ele consiste em, para cada célula identificada, ajustar duas retas para a projeção das coordenadas dos voxels do campo de fator refletividade que a compõem nos planos xz e yz, e assim calcular os coeficientes da reta no espaço (GUO; PENG; LI, 2017, seç. 2):

$$\begin{cases} z = ax + b \\ z = cy + d \end{cases} \quad (5)$$

O vetor diretor da reta no espaço é dado por:

$$\vec{v} = (a, c, 1) \quad (6)$$

O produto escalar entre \vec{v} e o versor \hat{k} é:

$$\begin{aligned} \vec{v} \cdot \hat{k} &= \|\vec{v}\| \|\hat{k}\| \cos(\varphi) = \sqrt{a^2 + c^2} \cos(\varphi) \\ \Leftrightarrow \cos(\varphi) &= \frac{\vec{v} \cdot \hat{k}}{\sqrt{a^2 + c^2}} \end{aligned} \quad (7)$$

onde φ é o ângulo formado entre a reta e o eixo z.

O produto vetorial entre \vec{v} e \hat{k} é:

$$\begin{aligned} \|\vec{v} \times \hat{k}\| &= \|\vec{v}\| \|\hat{k}\| \sin(\varphi) = \sqrt{a^2 + c^2} \sin(\varphi) \\ \Leftrightarrow \sin(\varphi) &= \frac{\|\vec{v} \times \hat{k}\|}{\sqrt{a^2 + c^2}} \end{aligned} \quad (8)$$

Por outro lado, $\vec{v} \cdot \hat{k} = (a, c, 1) \cdot (0, 0, 1) \Rightarrow \vec{v} \cdot \hat{k} = 1$ e $\vec{v} \times \hat{k} = (c, -a, 0) \Rightarrow$

$$\|\vec{v} \times \hat{k}\| = \sqrt{a^2 + c^2}$$

Como:

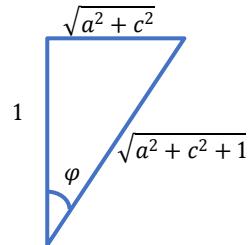
$$\tan(\varphi) = \frac{\sin(\varphi)}{\cos(\varphi)} \Rightarrow \tan(\varphi) = \frac{\|\vec{v} \times \hat{k}\|}{\vec{v} \cdot \hat{k}} = \sqrt{a^2 + c^2} \quad (9)$$

Dessa forma, o ângulo de inclinação (vertical) é dado por:

$$\varphi = \arctan(\sqrt{a^2 + c^2}) \blacksquare \quad (10)$$

Geometricamente, podemos visualizar como um problema de trigonometria (Figura 10):

Figura 10 – Interpretação geométrica da inclinação



2.5.2 Histograma da Estrutura das Células (indireto)

Como será visto adiante nos estudos de caso, o método direto apresenta alta sensibilidade com a resolução horizontal do campo de fator refletividade, não sendo adequado para captar o efeito de inclinação para resolução de 5 km, por isso foi desenvolvido este método alternativo.

O método consiste basicamente em sobrepor as células de tempestade para obter a composição delas em termos de histogramas de frequência relativa normalizada por nível de altura, utilizando uma hipótese de simetria em torno do eixo vertical para as células verticalmente alinhadas (sem inclinação), reduzindo um problema tridimensional (x, y, z) para bidimensional (r – distância radial, z).

Em seguida, para cada caixa de $10^\circ \times 10^\circ$ de latitude e longitude, as tempestades são agrupadas de acordo com o número de células (uma – isolada, duas – bicelular, três ou mais – policelular) e os histogramas de frequência são calculados. Após a construção dos histogramas, são extraídos os contornos dos percentis 25%, 50% (mediana) e 75% a fim de avaliar a inclinação das tempestades ao comparar com os modelos conceituais construídos e apresentados na próxima subseção.

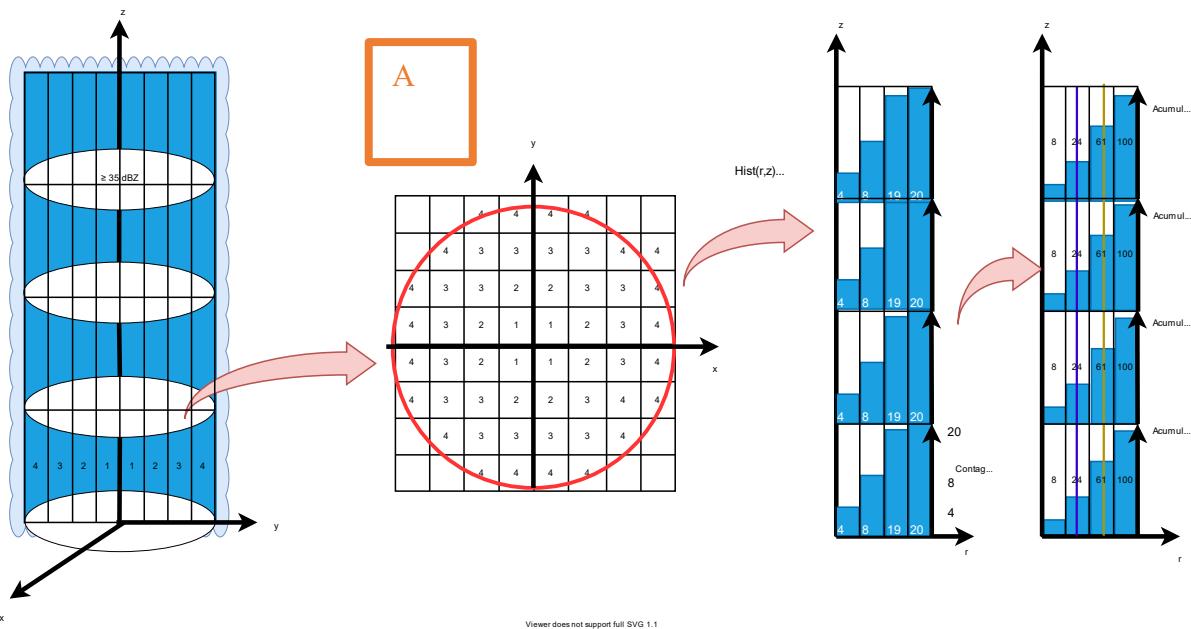
2.5.2.1 Modelo Conceitual

Para encontrar a assinatura da inclinação vertical a partir dos histogramas são construídos os modelos conceituais a seguir, contra os quais os percentis dos histogramas de frequência relativa por nível de altura serão comparados.

Mapear a estrutura 3D da precipitação em coordenadas cilíndricas 2D (radial e vertical) leva em consideração a usual simetria das células de tempestade ao longo do eixo vertical: para uma célula perfeitamente alinhada na vertical (sem inclinação), tal formato cilíndrico aparece na distribuição cumulativa em coordenadas cilíndricas ($r-z$); no entanto, se a célula estiver

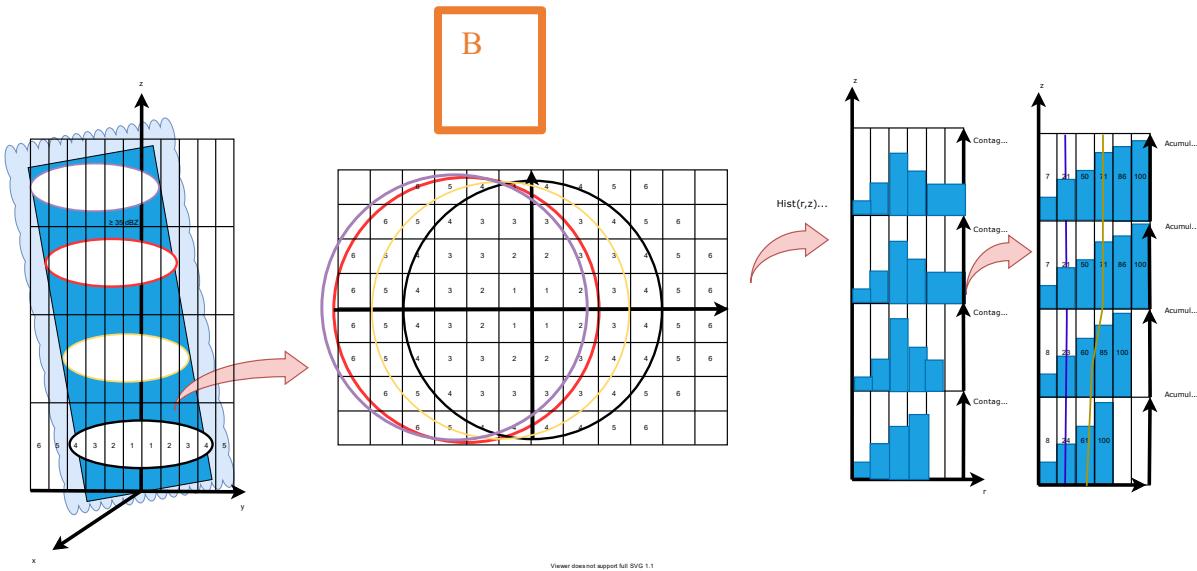
inclinada, haverá uma assinatura diferente nesse sistema de coordenadas, conforme mostrado nas figuras a seguir.

Figura 11 - Perfil A: célula cilíndrica vertical. O gráfico a esquerda representa o perfil bidimensional da célula de tempestade. O gráfico central representa a acumulação das posições em distância radial e altura da célula. O gráfico a direita é o histograma de frequência relativa por nível de altura da célula, com as linhas azul e marrom representando os percentis 25% e 75%, respectivamente



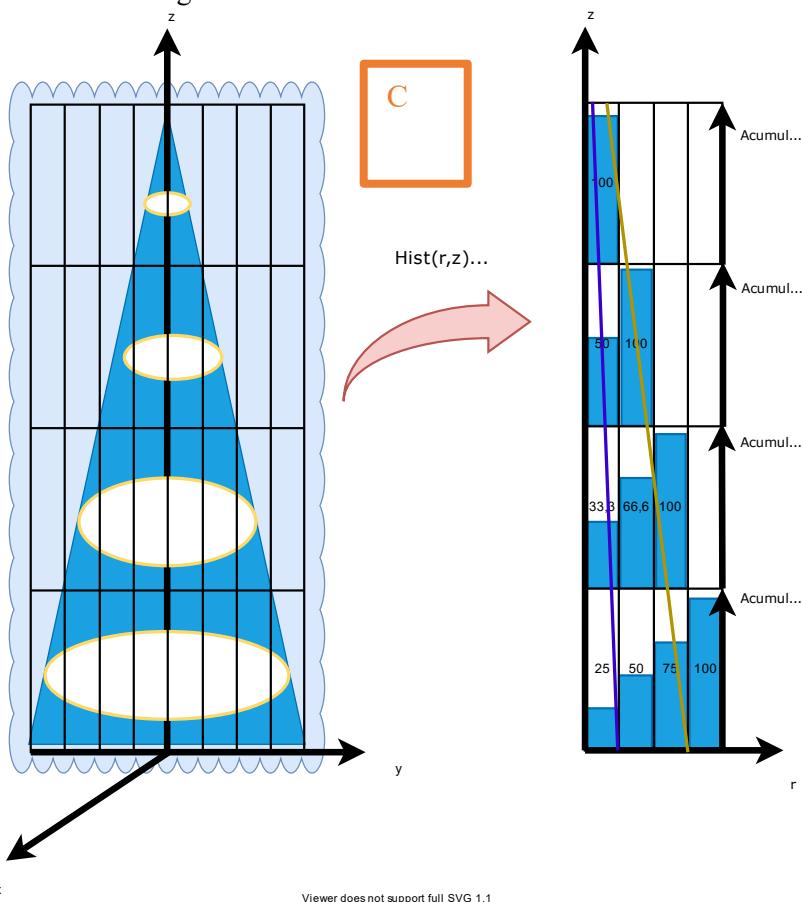
O perfil A (Figura 11) indica um volume constante de refletividade acima do limiar por nível de altura, ou seja, de uma célula convectiva verticalmente alinhada, típica de um ambiente barotrópico – com pouco cisalhamento vertical do vento, onde há um equilíbrio entre a produção de supersaturação necessária para formar gotas de chuva líquidas super-resfriadas (acima da isoterma de 0 °C) e cristais de gelo, não havendo expansão do volume da célula nem diminuição abaixo do limiar de refletividade devido a conversão de líquido em gelo. As isolinhas de percentil de distância radial são retas verticais.

Figura 12 – Perfil B: Célula cilíndrica inclinada



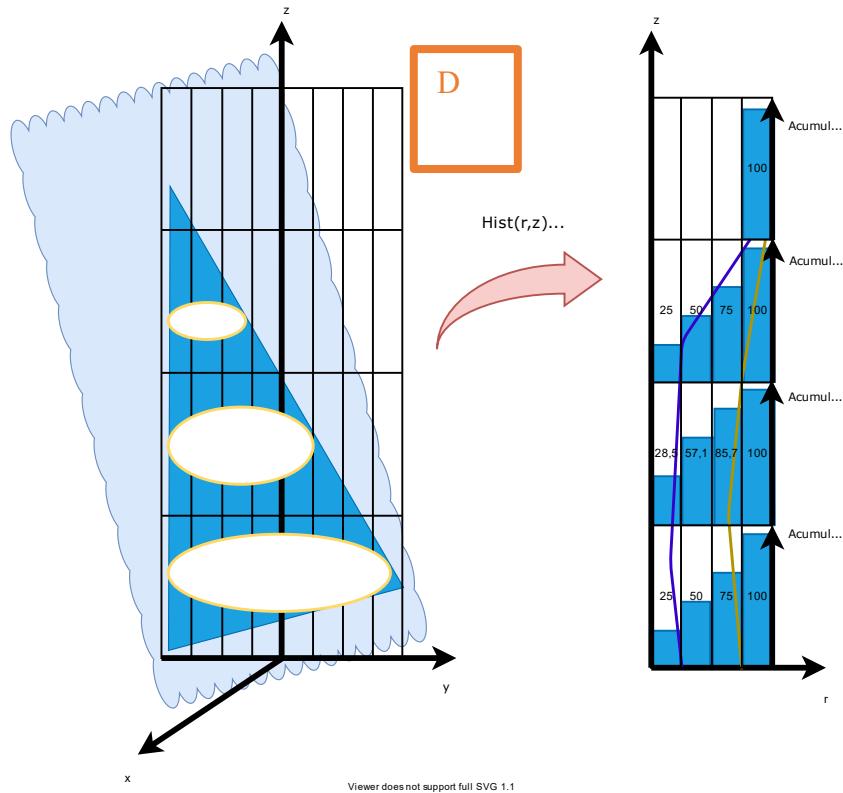
O perfil B (Figura 12) mostra uma hipotética célula convectiva inclinada pelo cisalhamento vertical do vento. Assume-se as mesmas hipóteses que no perfil A, porém para um ambiente mais baroclinico. As isolinhas de percentil deixam de ser retas e paralelas, há uma deformação e divergência, mais pronunciados para os percentis maiores.

Figura 13 - Perfil C: célula cônica vertical



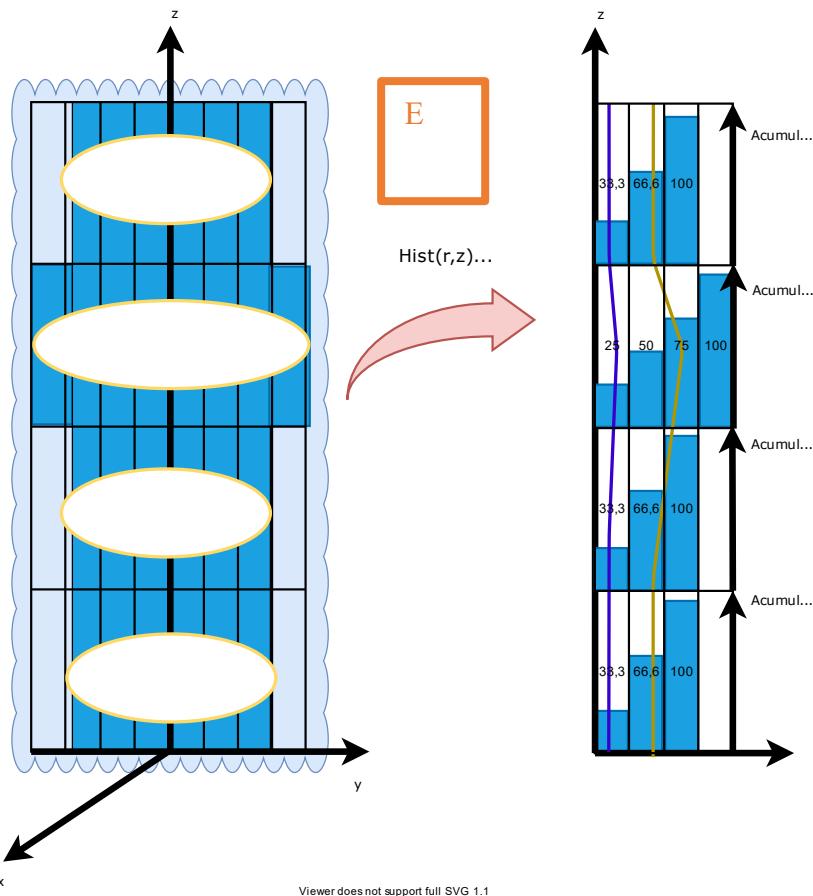
O perfil C (Figura 13), por outro lado, refere-se a um volume em forma cônica, que decresce linearmente com a altura, correspondendo a conversão de água em gelo a uma taxa superior ao crescimento das gotas líquidas, levando a uma queda contínua da refletividade abaixo do limiar, devido a menor velocidade vertical que nos perfis A e B, que não consegue sustentar a produção de supersaturação para manter um grande volume de água super-resfriada e consequente formação de graupel e granizo por acreção acima do nível de congelamento. Porém a célula ainda está verticalmente alinhada, em um ambiente barotrópico, sem a presença de forte cisalhamento vertical do vento. As isolinhas de percentil são retas inclinadas convergentes, com inclinação que aumenta para os percentis maiores.

Figura 14 – Perfil D: célula cônica inclinada



O perfil D (Figura 14) representa uma célula cônica inclinada, assumindo as mesmas hipóteses do perfil C, porém em um ambiente baroclinico com cisalhamento vertical do vento, causando sua inclinação. As isolinhas de percentil são curvas que convergem em direção ao topo da célula.

Figura 15 – Perfil E: célula cilíndrica vertical com bojo



O perfil E (Figura 15) representa uma célula em forma cilíndrica verticalmente alinhada, exceto por um bojo em determinado nível, que pode ser o resultado da expansão da área com chuva, por exemplo devido a divergência do fluxo de ar nesse nível, já descontando o efeito da menor constante dielétrica das partículas de gelo em relação a água líquida. As isolinhas de percentil replicam a posição do bojo, sendo mais pronunciado no nível exato em que ele se encontra.

3 AVALIAÇÃO DA RESOLUÇÃO HORIZONTAL NO CÁLCULO DA INCLINAÇÃO PELO MÉTODO DIRETO

Esta seção será utilizada para verificar o efeito da resolução horizontal no cálculo da inclinação vertical das células (núcleos convectivos) de tempestade através do método direto (método dos mínimos quadrados), uma vez que a inclinação é um indicativo do cisalhamento. Esta avaliação é necessária, pois o radar do TRMM tem resolução horizontal de 5 km x 5 km e vertical de 250 m e a determinação da inclinação vertical pode ficar comprometida nesta escala espacial.

Foram realizados dois estudos de caso: em Manaus-AM, com baixo cisalhamento vertical do vento, onde se espera menor inclinação vertical das células; e em Cascavel-PR, com maior cisalhamento vertical do vento, onde se espera maior inclinação vertical das células. Nos dois estudos de caso serão testadas as duas resoluções horizontais do campo de fator refletividade do radar: 2 km e 5 km, esta última é a mesma utilizada nos dados do radar do satélite TRMM, usados na seção 4.

3.1 ESTUDO DE CASO DE MANAUS

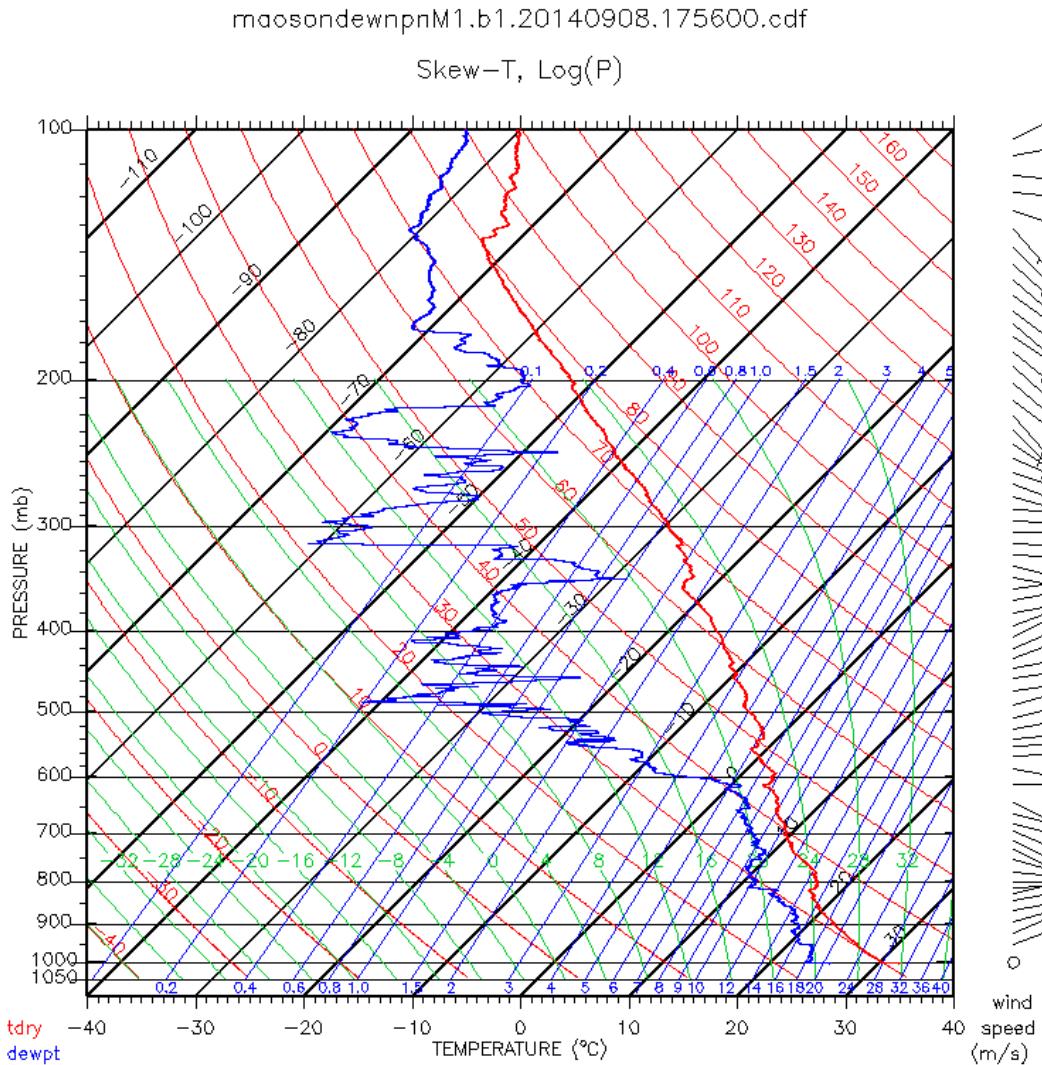
De acordo com a radiossondagem de Manacapuru das 17h56min UTC do dia 08/09/2014 (Figura 16), a atmosfera local estava úmida nos baixos até médios níveis (600 hPa), seguida de uma camada seca entre os níveis médios e altos (200 hPa). O cisalhamento do vento naquele instante era baixo, com vento praticamente constante tanto em direção quanto em velocidade em todos os níveis de altura.

Como primeiro resultado, os núcleos convectivos definidos pelo limiar de 45 dBZ foram rastreados usando os volumes 3D CAPPI com 2 km x 2 km e 5 km x 5 km na horizontal e 1 km na resolução vertical. Uma linha de instabilidade foi observada em 8 de setembro, entre as 18:00 UTC e as 21:36 UTC, na região de Manaus, Amazonas. Como exemplo é apresentado na Figura 18 o corte vertical das 20:00 UTC de um dos núcleos convectivos. A sequência completa está disponibilizada no Apêndice A.

A Figura 17 mostra a série temporal da altura média e máxima (echotop) do eco de 45 dBZ, ângulo de inclinação vertical (cisalhamento), volume total de precipitação (45 dBZ) e o volume acima da altura de 5 km e a taxa (média de 3 min) de raios totais observada na tempestade (limiar de 20 dBZ). É importante dizer que três células ou núcleos convectivos distintos

foram rastreados conforme se fundiam ou dissipavam, com as transições indicadas pelas linhas verticais.

Figura 16 Skew-T 08/09/2014 17:56 UTC do sítio de Manacapuru (Manaus).



Fonte: Atmospheric Radiation Measurement (ARM), U.S. Department of Energy, <http://dx.doi.org/10.5439/1150270>.

No geral, o primeiro núcleo já estava decaindo, apresentando echotop (45 dBZ) que oscilava entre 6 km e 7 km, altura média de 3 km e baixa taxa de raios de 6 raios/min para toda a linha de instabilidade (20 dBZ). A inclinação era inicialmente de cerca de 0° e às 18:24 aumentou ligeiramente para cerca de 4° . O segundo núcleo ainda estava em desenvolvimento até as 19:00, atingindo um volume total de 2500 km^3 , volume de fase mista e fria (acima de 5 km de altura) de 750 km^3 e um echotop acima de 14 km e altura média de 4 km, um indicativo de convecção profunda. No entanto, o ângulo de inclinação e a taxa de raios foram baixos até às 19:30, com valores em torno de $2,5^\circ$ e 40 raios/min, respectivamente. Depois das 19:30, a altura máxima do eco cai para cerca de 6 km (média de 3 km) e depois aumenta ligeiramente para 7

km das 19:48 às 20:00, seguida de um aumento do ângulo de inclinação de aproximadamente $5,5^\circ$ e a taxa de raios atingindo mais de 100 raios/min ao atravessar o rio Negro.

A Figura 18 a, c mostra um corte vertical da tempestade às 20:00, quando há um grande volume de precipitação intensa que se estende por mais de 10 km de profundidade com refletividade superior a 40 dBZ. Finalmente, o terceiro núcleo apresentou uma taxa máxima de raios de mais de 600 raios/min, seguida por um aumento repentino no echotop em torno de 9 km, volume total de $\sim 2500 \text{ km}^3$ e $\sim 500 \text{ km}^3$ na fase mista e fria (acima de 5 km de altura). O ângulo de inclinação aumentou de 1° na atividade máxima para $4,5^\circ$ no estágio de decaimento.

Figura 17 Séries temporais das estatísticas para os núcleos de 45 dBZ, resolução horizontal de 2 km: echotop, altura média e inclinação (a), volume total e volume acima de 5 km e taxa de raios média de 3 min para as células de 20 dBZ (b). As linhas verticais indicam as mudanças de núcleos convectivos

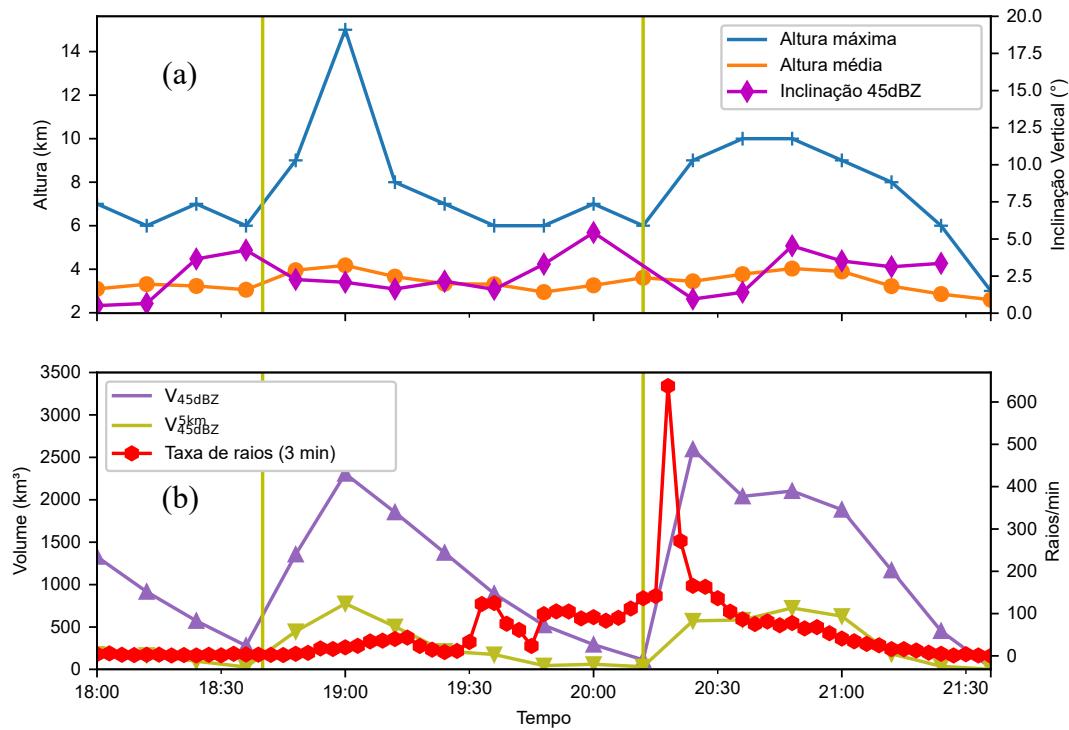
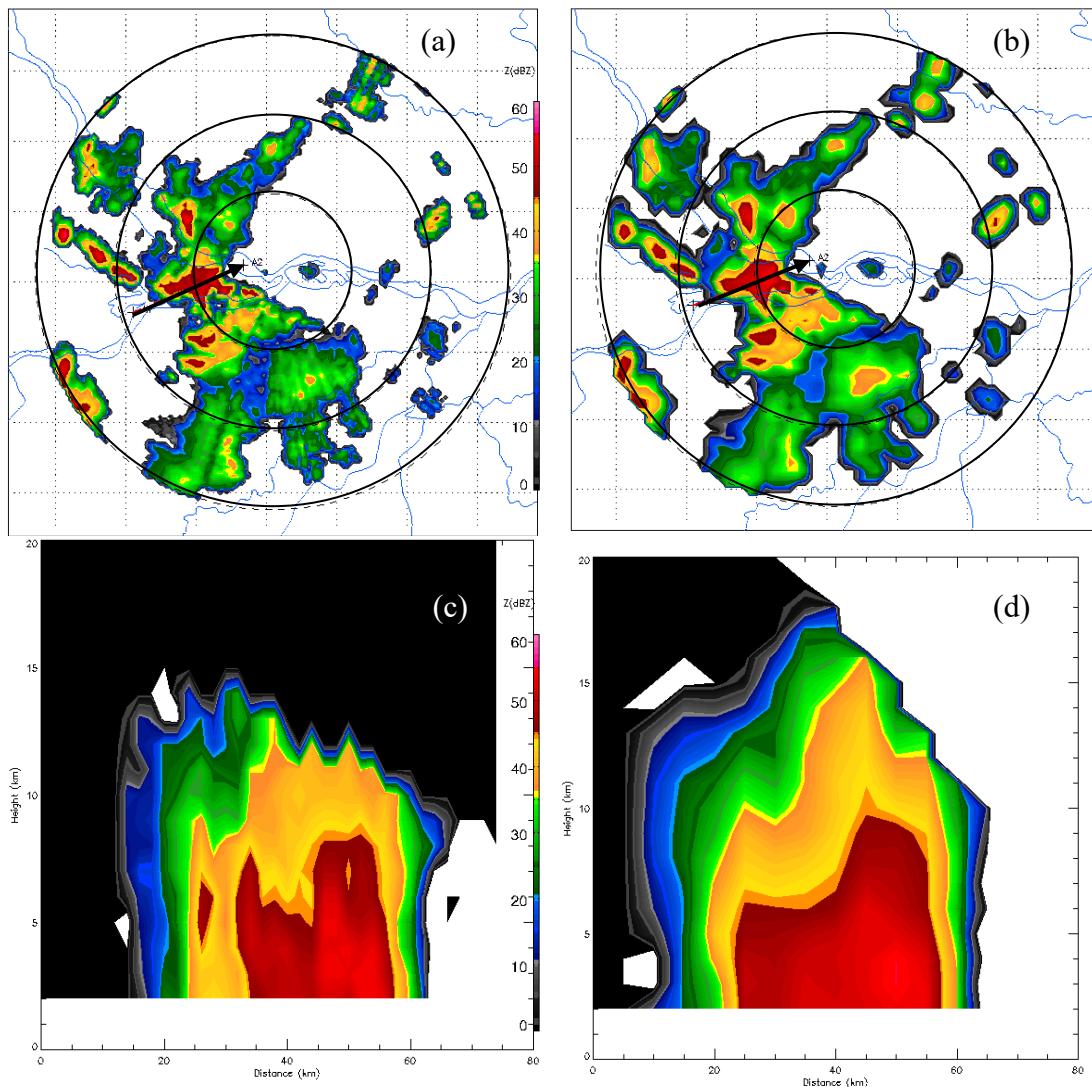


Figura 18 20:00 UTC MAXCAPPI com círculos de 50 km (a,b) e cortes transversais ao longo das setas pretas (c,d), para as resoluções horizontais de 2 km (a,c) e 5 km (b,d)

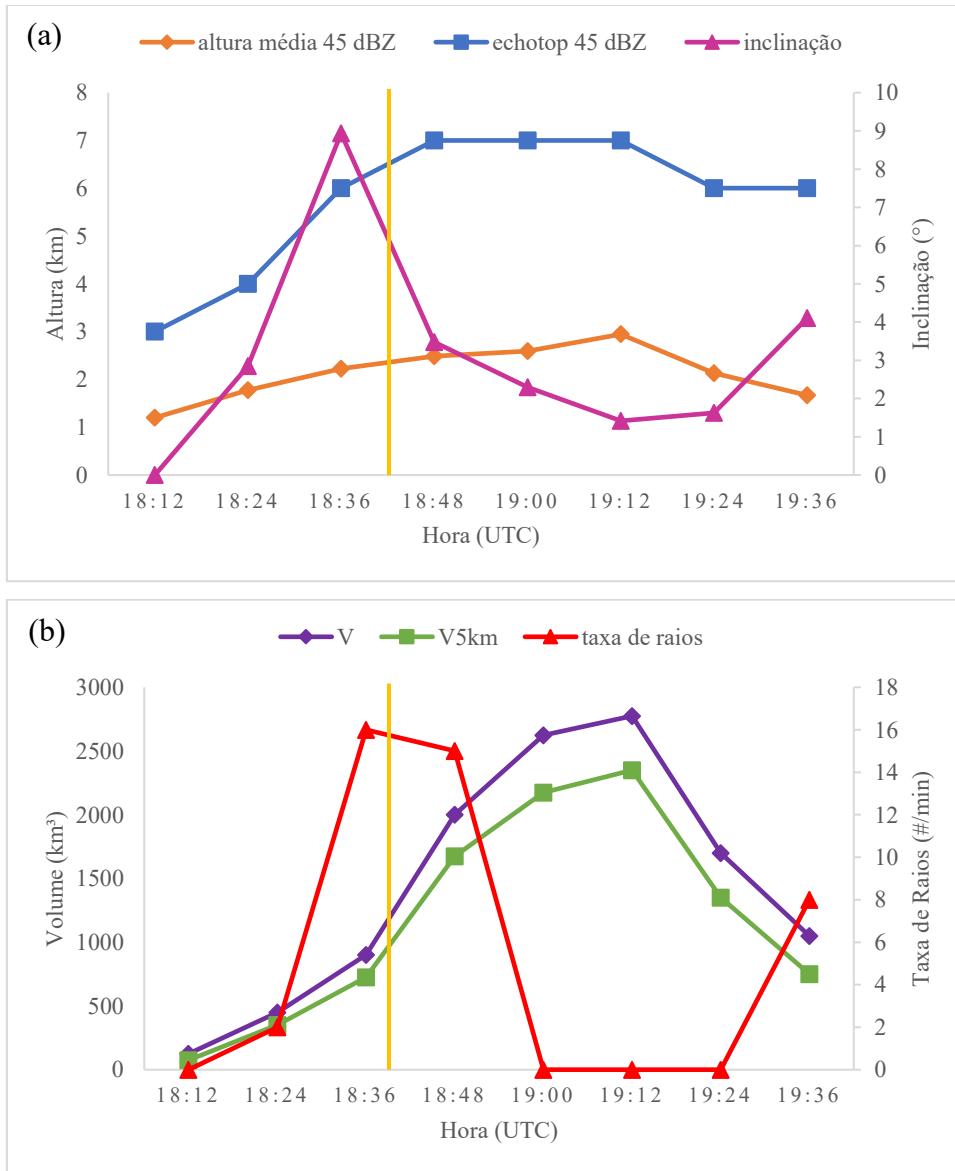


Uma possível explicação para esse aumento repentino na atividade dos raios seria a interação entre as frentes de rajada deste núcleo com a de outro núcleo próximo (depois os dois se fundiram) e a circulação da brisa fluvial do rio Negro, que é quase perpendicular à direção predominante do vento e ao movimento da tempestade, além de ser um rio consideravelmente largo (~ 1 km), conforme apontado por Vilela (2017).

Na Figura 19 são apresentadas as séries temporais das mesmas variáveis da Figura 17, mas agora usando os CAPPI's de 5 km x 5 km de resolução. Quando fazemos a comparação entre as resoluções horizontais de 2 km e 5 km, vemos que a degradação para 5 km para o primeiro e segundo núcleos convectivos - Figura 19 – levou a subestimativa do pico do echotop (de 15 km para 7 km), porém não da altura média, o que é esperado pelo efeito da suavização dos extremos de refletividade nessa resolução. Por outro lado, a inclinação máxima da primeira célula foi superestimada para o dobro do valor anterior, porém as tendências foram preservadas.

O corte vertical da Figura 18 (d vs c) mostra que, apesar da perda de alguns detalhes, a estrutura vertical se manteve preservada para a resolução degradada, porém nesse caso a suavização da refletividade levou a superestimativa de valores acima de 15 km de altura para a distância de 45 km. Os valores de inclinação permaneceram baixos (menos de 10°).

Figura 19 Séries temporais das estatísticas para os núcleos de 45 dBZ, resolução horizontal de 5 km: echotop, altura média e inclinação (a), volume total e volume acima de 5 km e taxa de raios média de 12 min para as células de 20 dBZ (b). As linhas verticais indicam as mudanças de núcleos convectivos.



3.1.1 Conclusões

O caso do 08/09/2014 na região de Manaus pode ser classificado como severo pois apresentou taxa de raios máxima (767 raios/min) superior ao limiar regional de 180 raios/min de Anselmo (2015).

O ambiente se encontrava favorável ao desenvolvimento de tempestades segundo a radiosondagem das 17:56 UTC do mesmo dia, (Figura 16), com alta disponibilidade de umidade nos níveis baixos e uma camada seca nos níveis médios e ventos de intensidade de leste com intensidade moderada a forte entre 900 hPa e 250 hPa, porém o cisalhamento vertical era fraco.

Ocorreram duas linhas de instabilidade: agrupamento de células de tempestade no CAPPI do radar em uma feição linear, no caso da Amazônia, geralmente disparadas pela brisa marítima e se propagando por toda a região em alguns dias (COHEN; SILVA DIAS; NOBRE, 1989, 1995 apud 1989; GARSTANG et al., 1994), cada uma com múltiplas células convectivas embebidas, que se desenvolveram ao norte e ao sul da região de Manaus, seguindo trajetórias de nordeste e de sudeste que convergiram para uma região entre os rios Solimões e Negro, onde ocorreu a fusão dos dois sistemas e sua intensificação pela ação da convergência das brisas fluviais e das frentes de rajadas de cada sistema naquele ponto.

As três células convectivas (cluster acima do limiar de 45 dBZ) estudadas mostraram sinais de convecção profunda, ultrapassando a altura de 5 km (acima da isoterma de 0 °C), com volume considerável acima dessa altura, indicando uma região de fase mista e fria espessa (acima de 5 km de altura), com grande concentração de água super-resfriada e formação de graupel e granizo, que contribui para o carregamento elétrico da tempestade (TAKA-HASHI, 1978). Este efeito foi simulado por Vilela (2017, p. 82–92) no *echotop* de 20 dBZ.

A inclinação das células selecionadas foi pequena, não ultrapassando 5° de desvio do eixo vertical, em concordância com o cisalhamento baixo observado pela radiosonda. Interessante notar o aumento de inclinação do segundo cluster das 19:36 às 20h, durante a aproximação da linha de instabilidade estudada com o outro sistema e com o rio Negro, possivelmente mostrando o efeito do cisalhamento do vento provocado pela convergência das brisas fluviais – hipótese levantada por Vilela (2017, p. 125–126) no caso do dia 17/09/2014 na mesma região – e possivelmente também pela convergência das frentes de rajada das duas linhas em processo de fusão. Outros estudos (OLIVEIRA; FITZJARRALD, 1993; SÁTYRO et al., 2021) também observaram e descreveram o efeito da brisa fluvial em linhas de instabilidade na Amazônia.

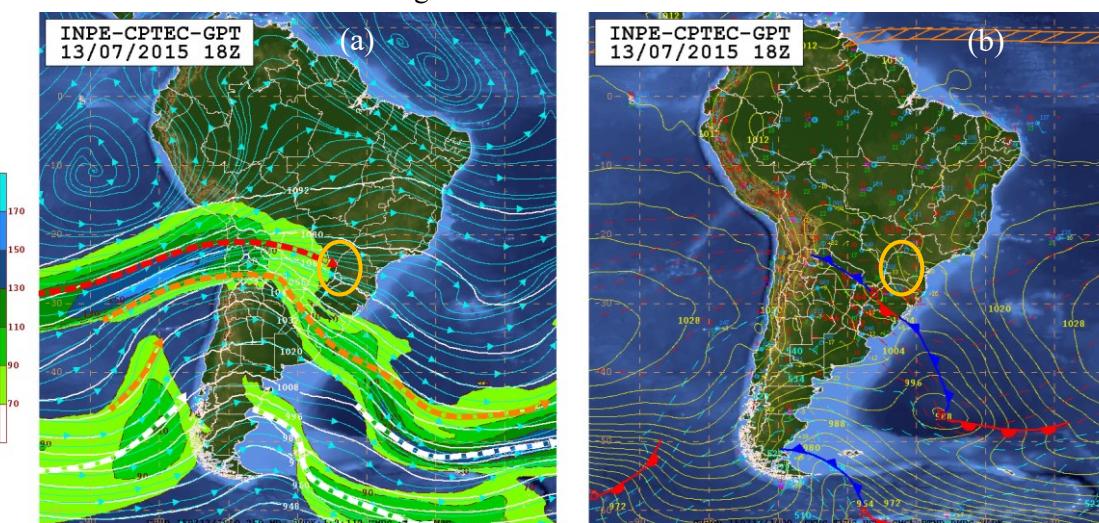
A degradação da resolução para 5 km não permitiu a identificação das três células ao longo de todo o tempo de vida, somente das duas primeiras e da terceira quando já estava sobre

o rio Negro. As estimativas de volume não foram afetadas de forma significativa, porém o echotop foi suavizado em demasia, picos estreitos na horizontal foram perdidos e superestimativa para a terceira célula foi observada a 45 km do radar. As estimativas de inclinação foram muito impactadas em amplitude, em média o dobro da calculada para a resolução de 2 km, porém ainda baixa (menor que 10°), porém a tendência ao longo do tempo foi a mesma em ambas as resoluções. Desse modo conclui-se que a estimativa de inclinação vertical pelo método direto não pode ser aplicada na resolução de 5 km.

3.2 ESTUDO DE CASO DE CASCABEL

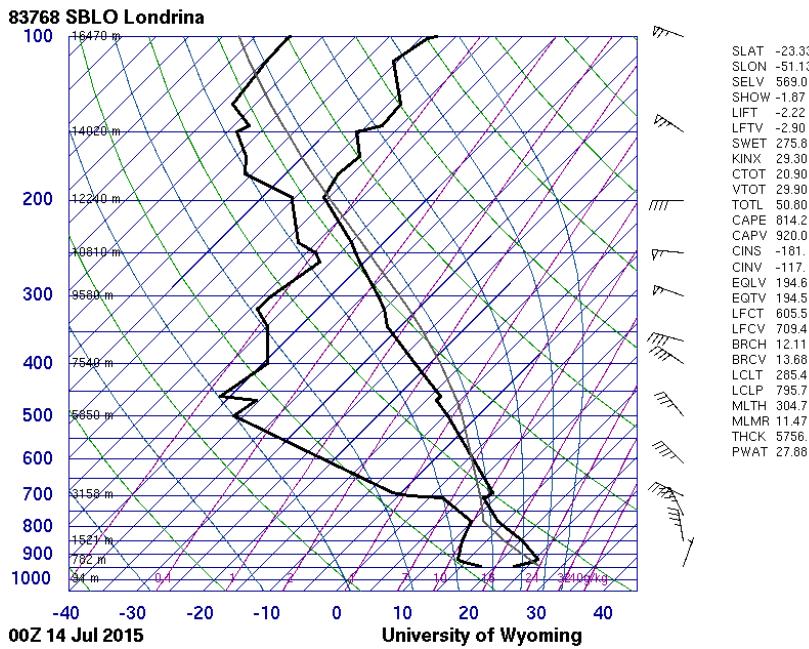
3.2.1 Situação Sinótica

Figura 20 - Carta Sinótica em altitude (250 hPa - a) e em superfície (b). 13/07/2015 18h UTC.. Destacada a região de Cascavel e Francisco Beltrão.



A carta sinótica no nível de 250 hPa 18h (Figura 20 a) revela a presença de um cavado a oeste da região (sobre o Paraguai), enquanto a carta em superfície (Figura 20 b) mostra a passagem de um sistema frontal no Rio Grande do Sul que se estende até o Norte da Argentina, configurando uma situação pré-frontal na região de Francisco Beltrão, Paraná, que são condições dinâmicas baroclinicas propícias ao movimento ascendente de massas de ar.

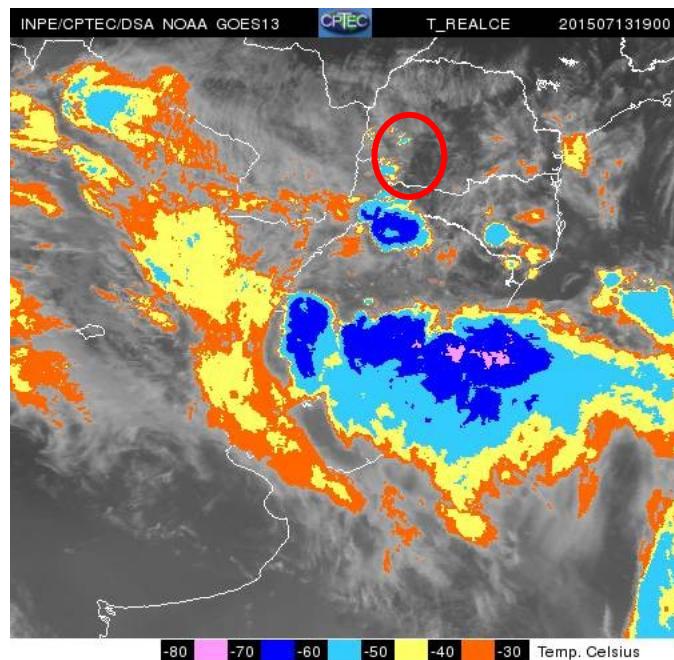
Figura 21 Radiossondagem do Aeroporto de Londrina 2lh (0h UTC)



A radiossondagem mais próxima (Figura 21), na cidade de Londrina, localizada 360 km a nordeste de Francisco Beltrão, para às 0h (21h horário local), mostra uma situação condicionalmente instável, com umidade em baixos níveis (da superfície até 700 hPa), e ar seco em níveis médios (de 700 hPa até 300 hPa), porém com apenas 814 J/kg de CAPE e um CINE de -181 J/kg, portanto uma condição moderada de instabilidade, reforçada pelo índice de Showalter de -1,87, índice K de 29, LIFT em -2,2, Total Totals em 50 e SWEAT em 275, indicando possibilidade de tempestade de acordo com os limiares usualmente adotados (BENETI; SILVA DIAS, 1986). O cisalhamento do vento era moderado e direcional, de norte em baixos níveis, de oeste em níveis médios e altos, com maior intensidade entre 400 hPa e 200 hPa.

A imagem da temperatura de brilho no canal infravermelho termal do satélite GOES-13 para às 19h do dia 13/07/2015 (Figura 22) mostra os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)

Figura 22 Temperatura de Brilho no canal infravermelho termal do satélite GOES-13 para 13/07/2015 19h (16h hora local). Destacada a região de Cascavel e Francisco Beltrão.



que se desenvolveram na região Sul do Brasil, com temperatura de brilho inferior a -60 °C. Observa-se na sequência de imagens (não mostrado) a advecção de umidade a partir do noroeste e o crescimento do SCM na fronteira entre RS e SC para nordeste, sobre os estados de SC e PR, atingindo a região de Cascavel e Francisco Beltrão por volta das 20h.

3.2.2 Células rastreadas

Entre as 17h08 e 23h52 UTC do dia 13 de julho de 2015 o TINT identificou e rastreou 106 células de tempestade de acordo com os parâmetros especificados (Figura 23), sendo 53 isoladas e 53 não isoladas, com duração mediana de 16 min no geral, 30 min para as isoladas e 15 min para as não isoladas. A célula não isolada mais longa durou 165 min (correspondendo também à mais longa no geral), a mais longeva dentre as isoladas durou 157 min e as células mais curtas de ambas as categorias duraram 7 min.

Na Figura 23 é mostrado o CAPPI na altura de 2 km (resolução horizontal de 2 km) e as células rastreadas pelo TINT às 19h22, com suas respectivas trajetórias. A sequência completa de imagens encontra-se disponível no Apêndice B. Nota-se que o deslocamento médio das células é de noroeste para sudeste, condizente com o fluxo de níveis médios (500 hPa). Observa-se também que o fator refletividade de algumas células (por ex. 4 e 6) ultrapassa 50 dBZ.

Observando a contribuição de cada tipo de célula para a taxa de raios e para a densidade volumétrica de raios (Figura 24), nota-se que as células não isoladas contribuíram com a maior parte da atividade elétrica, com um pico de 30 raios/min (0,03 raios/min.km³) às 18h e outro de 60 raios/min (aproximadamente 0,05 raios/min.km³) às 21h. Porém, entre as 19h e 20h as células isoladas contribuíram com mais raios, com um pico de 20 raios/min (0,02 raios/min.km³) às 19h07.

3.2.3 Célula #4

A célula #4 (Figura 23) foi rastreada por 2h, desde seu surgimento às 18h15 até sair da área de estudo, às 20h15. A Figura 25 mostra que a tempestade cresceu até abranger uma área horizontal de 300 km² às 19h30, decaindo em seguida; seu fator refletividade máximo atingiu um pico de 65 dBZ às 19h22, porém manteve valores acima de 50 dBZ durante todo o período analisado e o echotop de 45 dBZ, inicialmente em 6 km de altura, subiu 10 km de altura às 18h30, oscilando entre 8 km e 11 km posteriormente.

Figura 23 CAPPI nível de 2 km de altura (resolução horizontal 2 km) do fator refletividade do radar de Cascavel em 13/07/2015 19:22 UTC e trajetórias das células rastreadas pelo TINT.

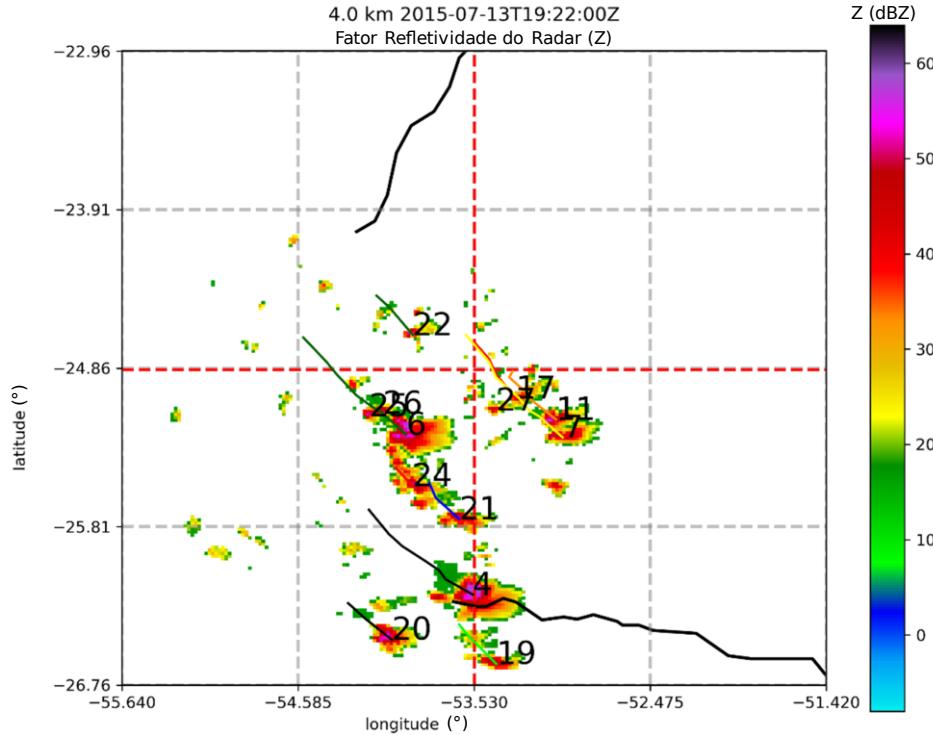
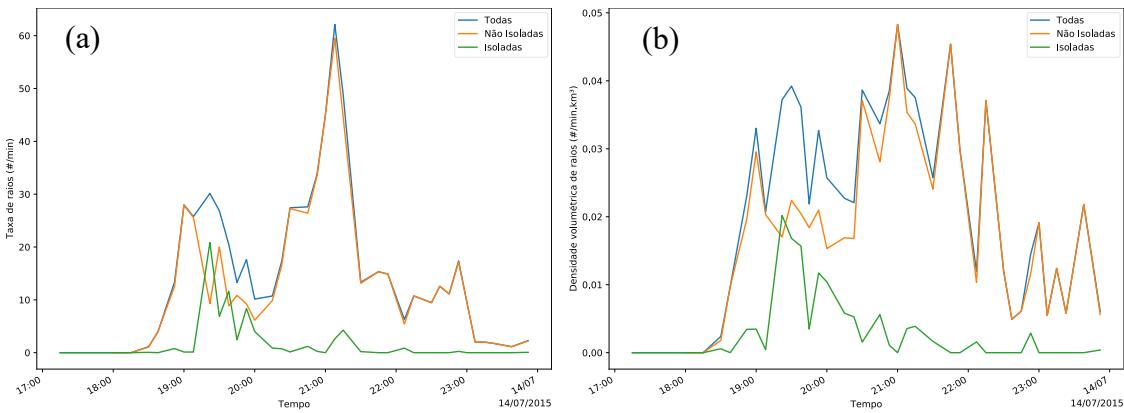


Figura 24 Séries temporais de taxa de raios (a) e densidade volumétrica (da taxa) de raios (b) para os conjuntos das células total, não isoladas e isoladas. Resolução horizontal de 2 km.

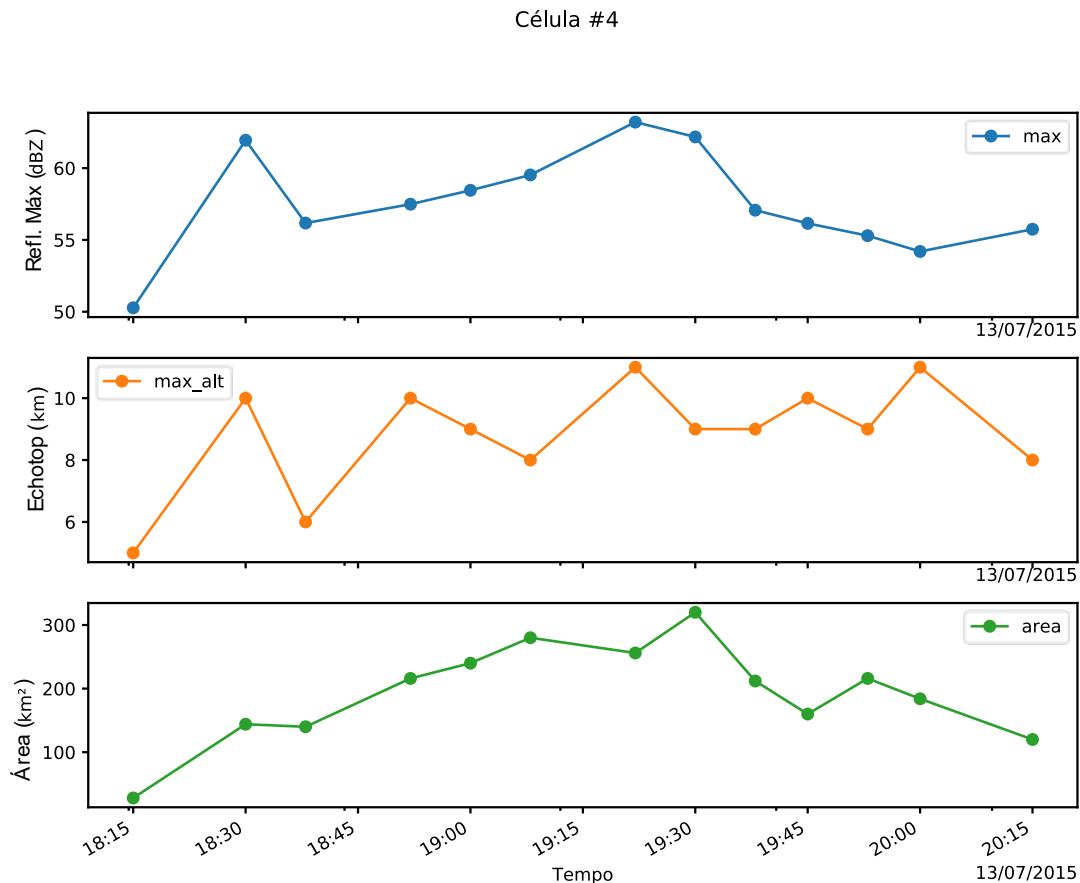


A Figura 26 mostra a evolução dos volumes total e acima do nível de 5 km, que representa o volume acima do nível de congelamento – estimado por volta de 5 km pela radiossondagem (Figura 21), e da densidade volumétrica de raios. Partindo de um volume total e acima de 5 km de cerca de 100 km^3 às 18h15, a célula atingiu seu volume máximo de 1400 km^3 às 19h30, coincidindo com sua máxima extensão horizontal (área). Seu volume máximo acima de 5 km foi de 700 km^3 às 18h38, com outro pico de valor parecido às 19h30. A densidade

volumétrica de raios seguiu um padrão semelhante ao do volume total e do volume acima de 5km, atingindo um pico de 0,013 raios /min.km³ às 19h22.

Os CAPPI's de 2 km e os cortes verticais às 19h22 UTC (Figura 27), correspondem ao momento do pico da atividade elétrica de 15 raios/min e mostram que o núcleo (região > 45 dBZ) da célula tinha um diâmetro horizontal de 18 km, se extendendo até 7 km de altura, com valores de fator refletividade excedendo 50 dBZ e inclinação vertical calculada de 15°. Porém, no corte vertical a verdadeira inclinação aparenta ser maior (talvez 40°), principalmente na direção zonal. Analisando a evolução temporal da inclinação vertical calculada, observou-se um possível efeito de cisalhamento moderado da célula, com inclinação vertical calculada oscilando entre 10° e 30°, porém com a ressalva da possível subestimativa se repetir nos demais passos de tempo. O primeiro valor de 35° foi desconsiderado devido a presença de outra célula adjacente às 18h15 UTC (não exibido), uma limitação do algoritmo TINT.

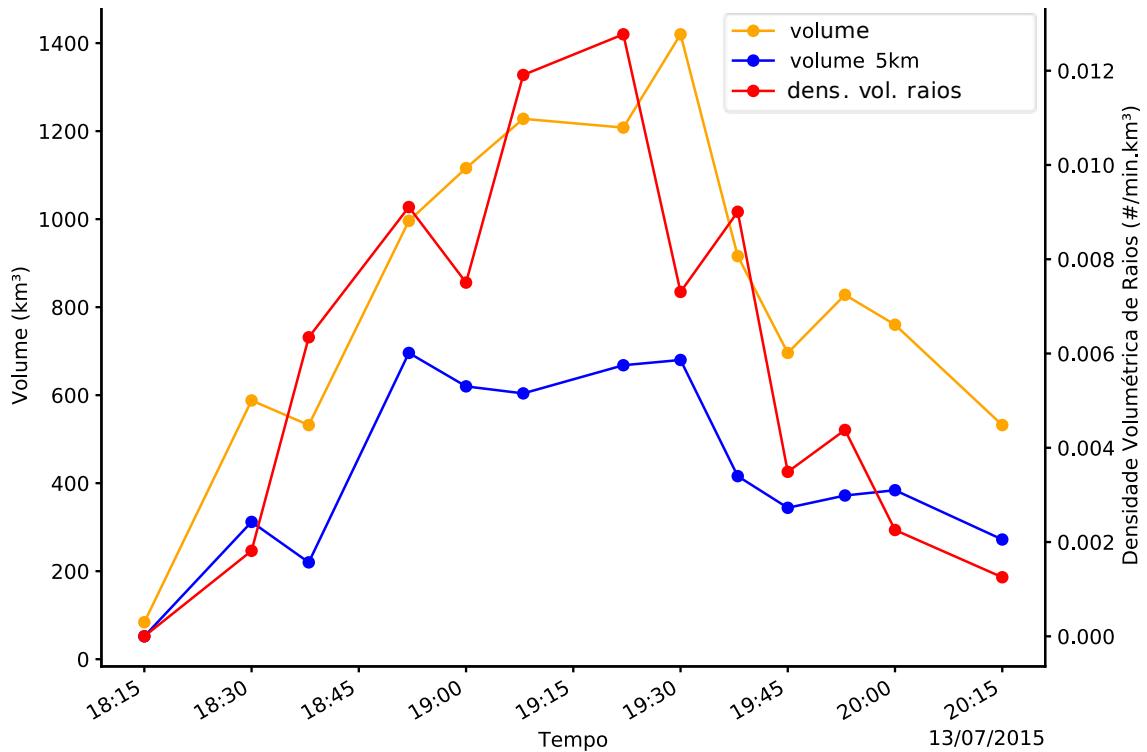
Figura 25 Séries temporais lagrangianas da célula #4 do fator refletividade máximo (max), echotop de 45 dBZ (max_alt) e área da projeção horizontal (area). Resolução horizontal de 2 km.



Por outro lado, ao se observar o padrão da taxa de mudança (derivada temporal) da inclinação vertical calculada em relação a densidade volumétrica de raios (Figura 28), nota-se

um comportamento semelhante entre as duas grandezas: entre as 18h38 e às 19h53, por exemplo, quando a taxa de mudança subiu de -2,0 °/min às 18h48 para 0,75 °/min às 18h52 e caiu para -1,25 °/min às 19h, a densidade volumétrica de raios acompanhou, subindo de 0,006 raios/min.km³ às 18h48 para 0,011 raios/min.km³ às 18h52, diminuindo para 0,007 raios/min.km³ às 19h. Portanto este parâmetro pode ser utilizado para avaliar a atividade elétrica.

Figura 26 Séries temporais lagrangianas da célula #4 do volume total (volume), volume acima do nível de 5 km (volume 5km) e densidade volumétrica de raios (dens. vol. raios). Resolução horizontal de 2 km.



Ao comparar as estatísticas calculadas para a célula equivalente a #4 na resolução horizontal de 5 km – a célula #2 – (Figura 29), observa-se que no geral a geometria da célula, a estimativa de inclinação vertical e da taxa de raios foram semelhantes, senão iguais, as da resolução de 2 km (Figura 27). Para as demais variáveis (não mostrado) também não se observaram grandes mudanças no comportamento e nos valores. No entanto, ao se comparar a estimativa de inclinação vertical com a inclinação observada nos cortes verticais, tanto para 2 km quanto para 5 km, observaram-se grandes diferenças e uma subestimativa, indicando a não confiabilidade do método de cálculo da inclinação por mínimos quadrados para uma resolução de 5 km.

Figura 27 CAPPI no nível de 2 km (esquerda), seções transversais em latitude (direita superior) e longitude (direita inferior) para a Célula #4 às 19h22 UTC. A escala de cores é a mesma da Figura 23. Na porção inferior, as séries temporais lagrangianas da taxa de raios (em magenta) e da inclinação vertical (em azul) desta célula, com o instante de tempo marcado pela linha vertical (em vermelho). Resolução horizontal de 2 km.

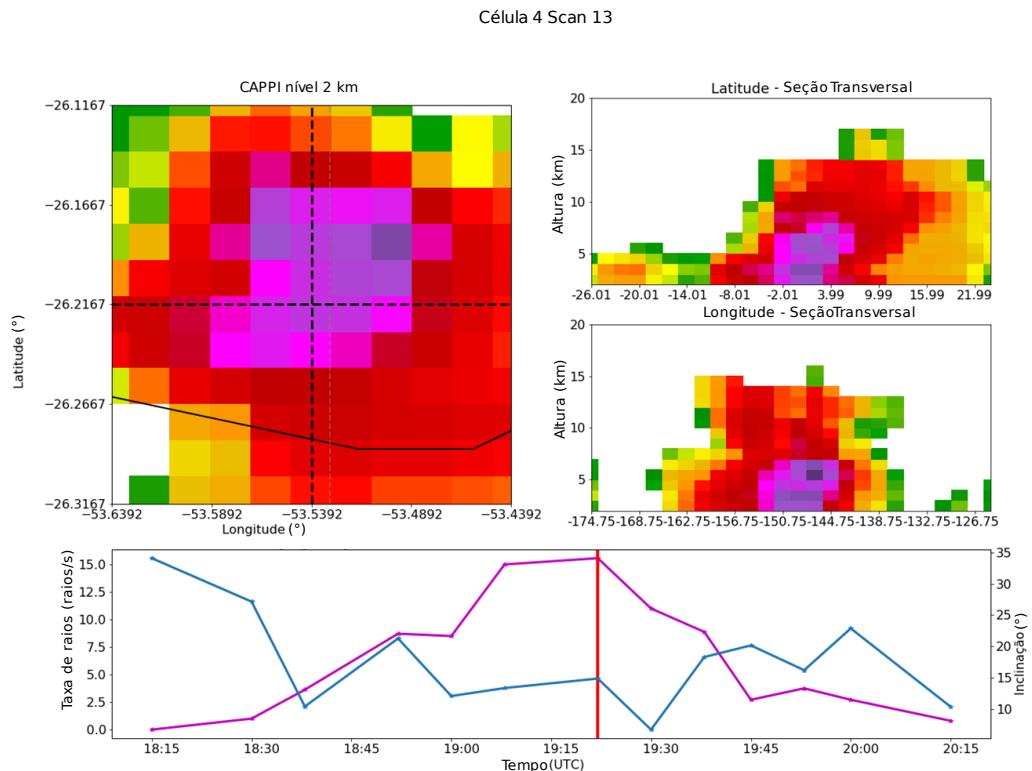


Figura 28 Séries temporais lagrangianas da célula #4 da taxa de mudança (derivada temporal) da inclinação vertical (mudança inclinação) e a densidade volumétrica de raios (dens. vol. raios). Resolução horizontal de 2 km.

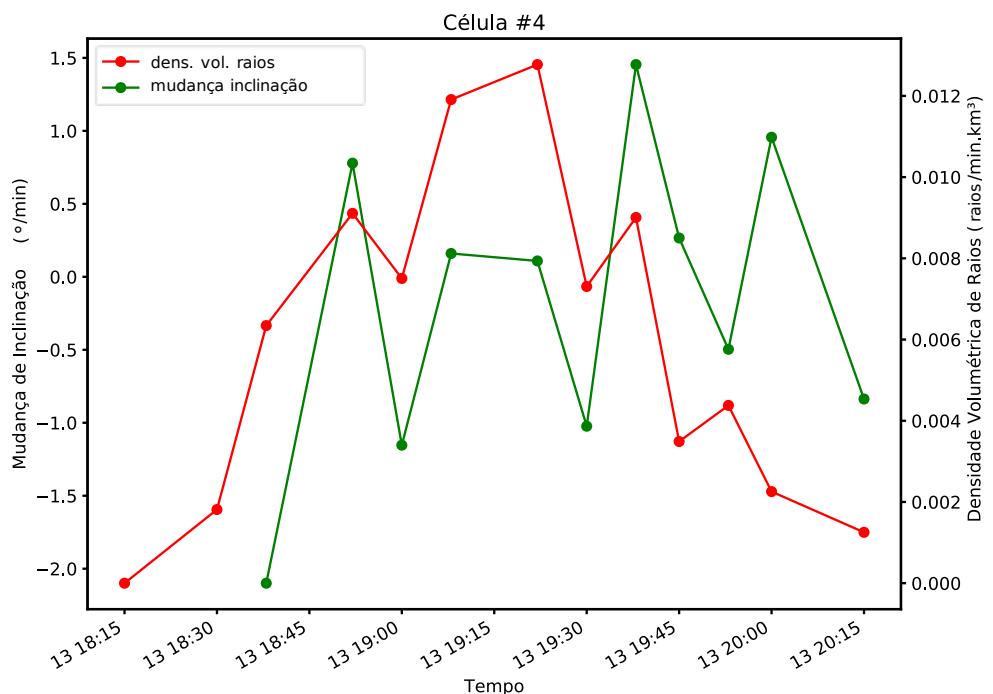
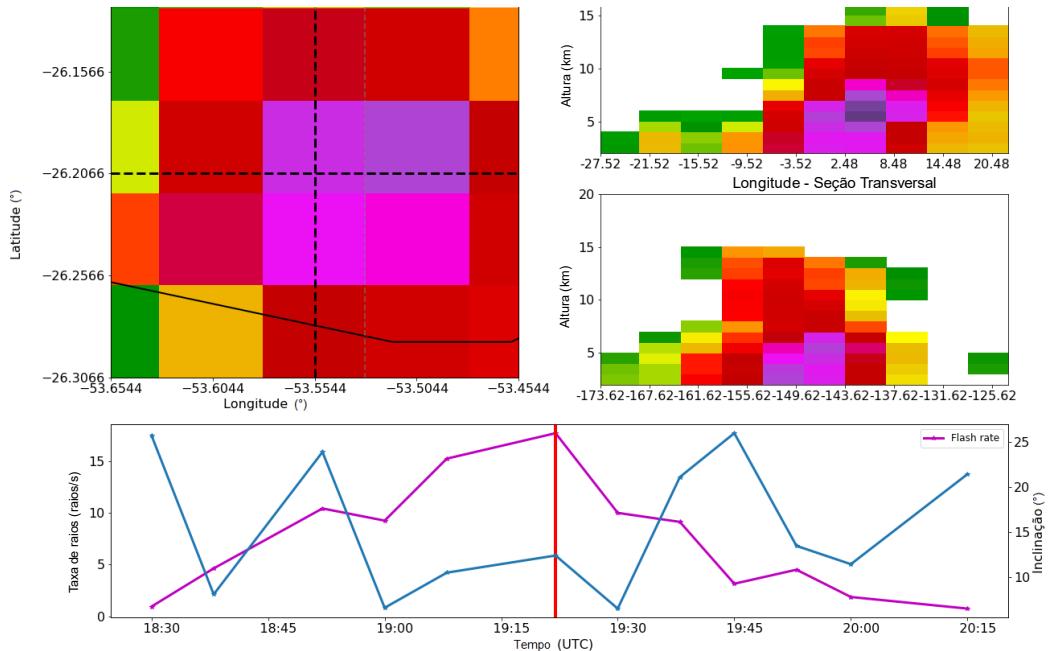


Figura 29 CAPPI no nível de 2 km (esquerda), seções transversais em latitude (direita superior) e longitude (direita inferior) para a Célula #2 às 19h22 UTC. A escala de cores é a mesma da Figura 23. Na porção inferior, as séries temporais lagrangianas da taxa de raios (em magenta) e da inclinação vertical (em azul) desta célula, com o instante de tempo marcado pela linha vertical (em vermelho). Resolução horizontal de 5 km. A célula #2 equivale a #4 da resolução horizontal de 2 km.



3.2.4 Conclusões

O ambiente de maior cisalhamento vertical do vento com condições de instabilidade condicional favoráveis ao desenvolvimento de tempestades isoladas contrasta com o caso estudado anteriormente na Amazônia, em um ambiente de baixo cisalhamento vertical do vento também condicionalmente instável, tornando possível a comparação de duas situações em que a principal diferença é o cisalhamento vertical do vento, dadas as condições termodinâmicas similares. Outra diferença importante é a geografia local: no caso da Amazônia, o contraste entre área metropolitana, rios largos (> 1 km entre margens) e floresta equatorial úmida, criaram circulações locais que podem interferir no desenvolvimento das células. Por outro lado, a região de Cascavel é caracterizada predominantemente por zonas agrícolas e pequenos enclaves da Mata Atlântica.

Foi possível observar uma forte relação entre a área projetada, volume total e volume acima do nível de 5 km (acima da isoterma de 0°C) com a atividade elétrica, como era de se esperar, uma vez que indicam o desenvolvimento vertical da tempestade, também evidenciado pelo *echotop* de 45 dBZ, indicando uma região de fase mista espessa.

A inclinação vertical da célula estudada em Cascavel foi consideravelmente maior (10° – 25°) em relação as células da Amazônia (0° – $7,5^{\circ}$), conforme esperado para um ambiente mais baroclinico na presença de cisalhamento vertical do vento. Foi encontrada uma aparente relação entre a taxa de mudança da inclinação vertical com a atividade elétrica para esse caso em particular, devendo ainda se provar se isso se mantém para outras células e quais os possíveis mecanismos por trás dessa suposta relação. Porém em termos absolutos, a inclinação vertical calculada pelo método dos mínimos quadrados subestimou em relação a observação no corte vertical. O efeito do cisalhamento vertical em si, para células isoladas, é de prolongar o tempo de vida da célula ao deslocar a corrente descendente e a piscina fria para fora da corrente ascendente, que por sua vez é enfraquecida devido ao aumento do entranhamento (WEISMAN; KLEMP, 1982).

4 ATIVIDADE ELÉTRICA NA AMÉRICA DO SUL

Para averiguar o efeito do cisalhamento vertical do vento nas células de tempestade na América do Sul foram construídos os histogramas da estrutura das células (método indireto) utilizando o fator refletividade corrigido do radar do TRMM e os boxplots das distribuições de densidade de raios (flashes/ 100 km²) para regiões de 10° de latitude por 10° de longitude. Para compreender e classificar as estruturas verticais das tempestades, os histogramas da estrutura das células empíricos foram comparados com os modelos conceituais da seção 2.5.2.1. Por fim, esta análise utiliza os dados do TRMM durante o período entre 1998 e 2011.

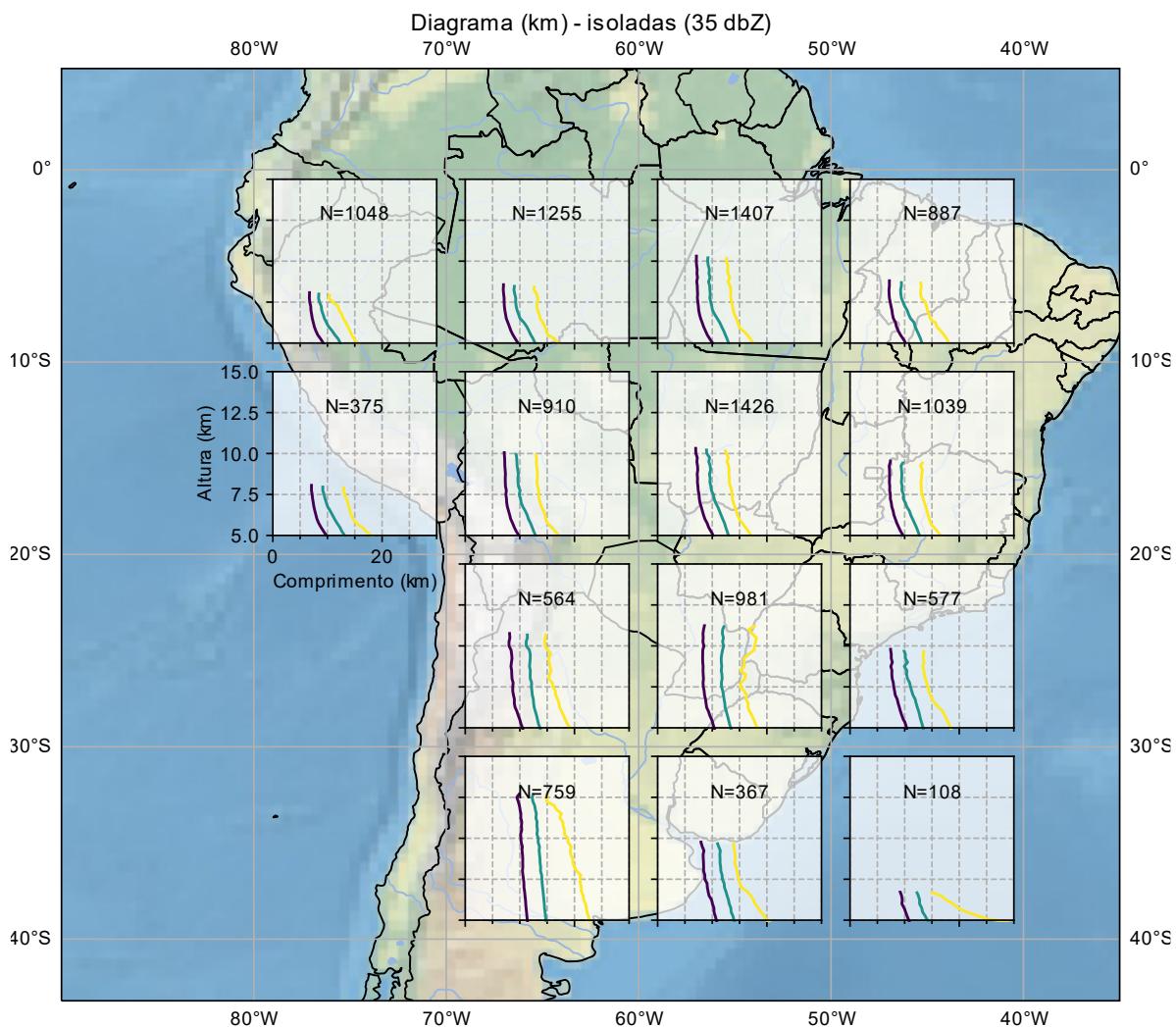
Somente são considerados para as análises dos histogramas os perfis acima do nível de 5 km de altura, que corresponde aproximadamente a isoterma de 0 °C, para evitar a região da banda brilhante. O número apresentado em cada região de 10° de latitude e longitude é o número de células usadas na composição do histograma, de acordo com os critérios previamente estabelecidos e, a fim de garantir uma representatividade estatística, são plotadas apenas as regiões com 100 ou mais células. As isolinhas representam os contornos dos percentis de 25% (violeta), 50% (verde) e 75% (amarelo), da esquerda para direita, plotadas apenas nos níveis onde houveram ao menos 100 amostras de voxels do PR acumuladas ($P(*, z) \geq 100$). Foi selecionada um limiar de segmentação das células de 35 dBZ, uma vez que permite observar gotas de chuva grande, graupel e granizo com tamanho de alguns milímetros até centímetros.

4.1 ESTRUTURA DAS CÉLULAS 35 dBZ

Para as células isoladas no limiar de 35 dBZ (Figura 30) observa-se que na maioria das regiões há uma diminuição do volume entre 5,0 e 7,5 km de altura, correspondendo ao perfil C (“célula cônica vetal”), em seguida permanecendo constante até o topo, padrão do perfil A (“célula cilíndrica vertical”); com exceção da região central da Argentina – 40° - 30° S, 70° - 60° W, com uma taxa de decaimento do volume muito menor, especialmente para os percentis de 25% e 50%, sendo mais semelhante ao perfil A. Para as demais regiões, no geral, observamos 2 padrões principais de acordo com os locais onde foram observados: litorâneo/florestal, observado nas áreas marítimas e na Floresta Amazônica Ocidental, e interiorano nas demais áreas mais ao interior do continente. No litorâneo e florestal, correspondendo ao Peru e Equador (litoral e interior), Amazônia Ocidental (estados do AC e AM) e Oceano Atlântico Sul (40° - 30° S, 50° - 40° W), a altura máxima (echotop) fica entre 7,0 e 8,0 km, mais baixo (7,0 km) no Atlântico Sul e um pouco maior (~8,0 km) na Amazônia Ocidental (AM). No interiorano, correspondendo ao restante da América do Sul ao Sul da linha do Equador, a altura máxima

(echotop) é maior, ficando entre 9,0 e 11,0 km, chegando até 12,5 km no centro da Argentina (40° - 30° S, 70° - 60° W), com valores mais altos no interior do continente e Amazônia Oriental (PA) e menores mais próximo ao litoral, no nordeste brasileiro e em SP, RJ e sul de MG (30° - 20° S, 50° - 40° W, região metade terrestre, metade oceânica). Em termos de extensão horizontal, com exceção do centro da Argentina, cuja extensão chega a 25 km para o percentil de 75% na altura de 5,0 km; as demais regiões a extensão fica por volta de até 15 km para o percentil 75% na altura de 5,0 km.

Figura 30 - Histograma da estrutura das **células isoladas** em coordenadas cilíndricas para o limiar de 35 dBZ. O número de células utilizadas na composição está indicado para cada região de (10°)². Os percentis 25%, 50% e 75% estão contornados em violeta (esquerda), verde (centro) e amarelo (direita). Os eixos vertical e horizontal estão em km.



Com relação as células em sistemas bicelulares (Figura 31) verifica-se uma diminuição contínua do volume acima dos 5,0 km de altura - correspondendo ao perfil C (“célula cônica vertical”) - para as regiões do Atlântico Sul, Amazônia Ocidental, Bolívia, Peru, MG, GO, sul do TO, interior da BA (20° - 10° S, 50° - 40° W), sul do RS e Uruguai (40° - 30° S, 60° - 50° W), atingindo echotop entre 7,5 e 10,0 km. Já para o MA e PI (10° - 0° S, 50° - 40° W) e as

demais regiões, os percentis de 25%, 50% e 75% seguiram o perfil C entre 5,0 e 7,5 km e o perfil A acima de 7,5 km, com echotop acima de 10 km para o Centro-Oeste do Brasil (20° - 10° S, 60° - 50° W), Norte e Centro da Argentina (40° - 20° S, 70° - 60° W) e Paraguai e Oeste da região Sul do Brasil (30° - 20° S, 60° - 50° W). No Centro da Argentina (40° - 30° S, 70° - 60° W), o percentil de 75% apresentou comportamento similar ao perfil E (“célula cilíndrica vertical com bojo”), além das extensões horizontais (e consequentemente os volumes) serem maiores, passando de 25 km para o percentil 75%, indicativo de que alguns dos sistemas bicelulares são compostos por células maiores nessa região, além de a maioria atingirem alturas maiores, com echotop \sim 14,0 km.

Figura 31 – Histograma da estrutura das **células em sistemas bicelulares** em coordenadas cilíndricas para o limiar de 35 dBZ. O número de células utilizadas na composição está indicado para cada região de $(10^{\circ})^2$. Os percentis 25%, 50% e 75% estão contornados em violeta (esquerda), verde (centro) e amarelo (direita). Os eixos vertical e horizontal estão em km.

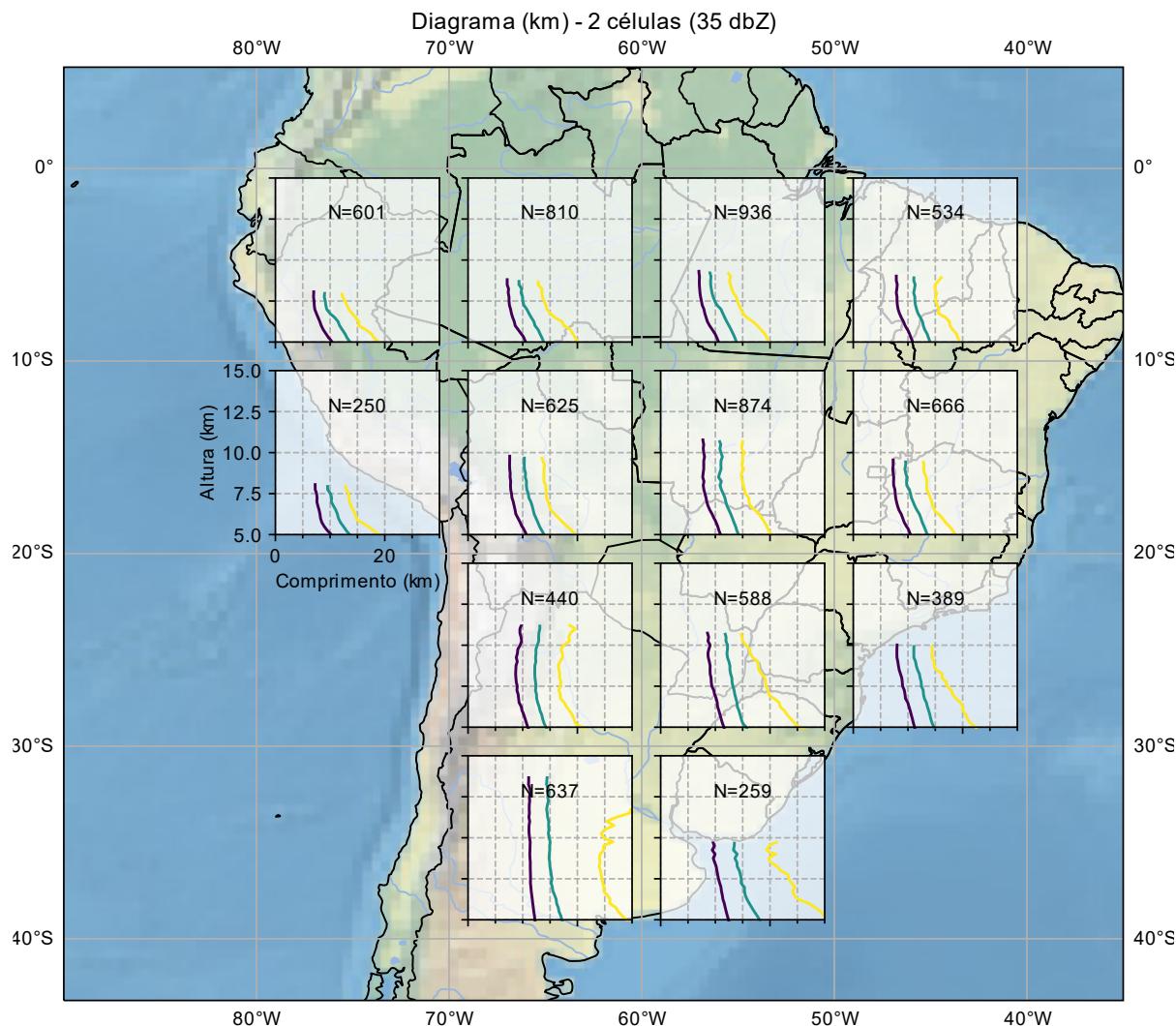
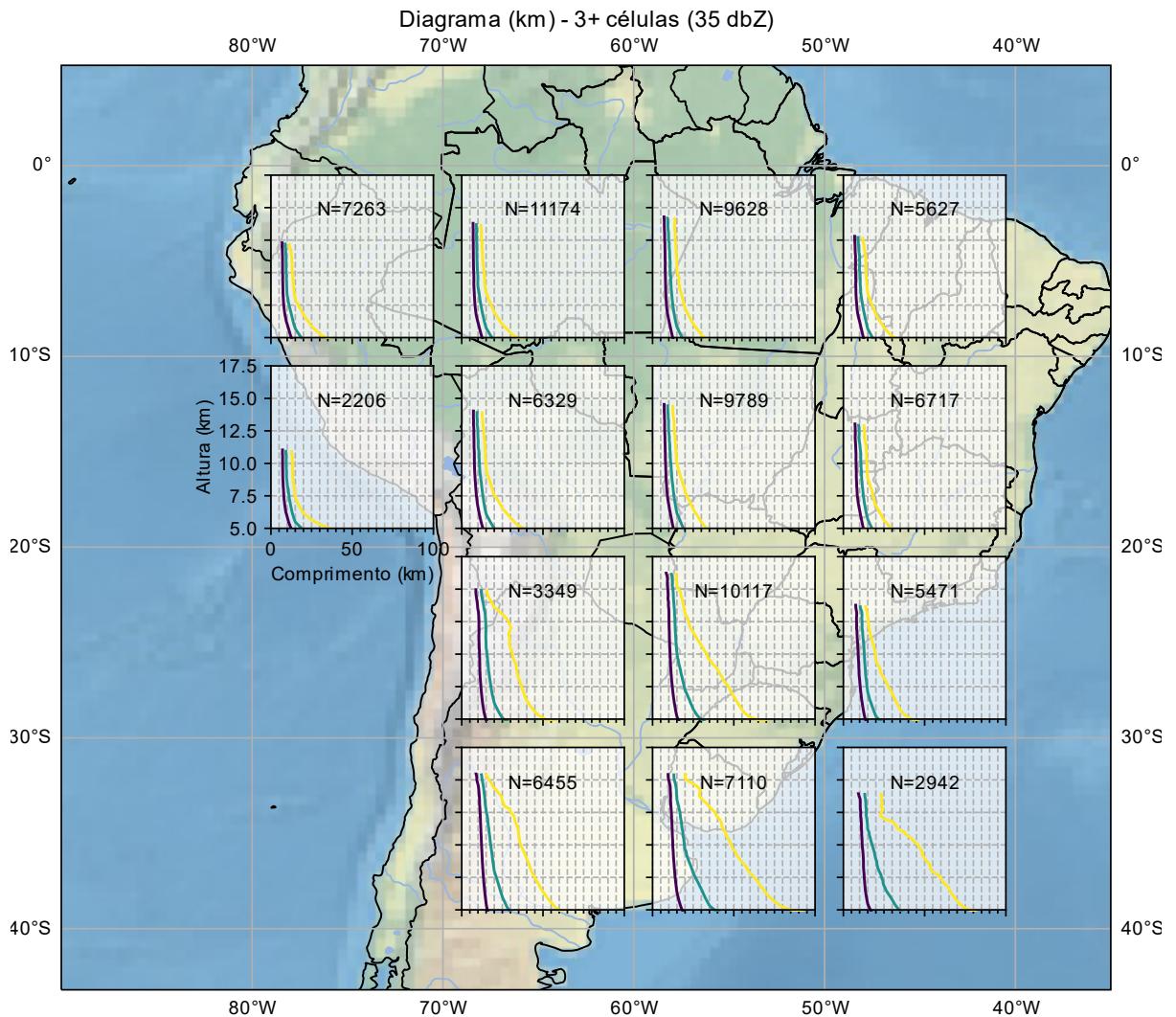


Figura 32 - Histograma da estrutura das **células em sistemas policelulares** em coordenadas cilíndricas para o limiar de 35 dBZ. O número de células utilizadas na composição está indicado para cada região de $(10^{\circ})^2$. Os percentis 25%, 50% e 75% estão contornados em violeta (esquerda), verde (centro) e amarelo (direita). Os eixos vertical e horizontal estão em km.



Por fim, para as células em sistemas policelulares (Figura 32) verifica-se o padrão do perfil C (“célula cônica vertical”) em todas as regiões, porém em dois modos distintos: para as regiões da Amazônia Ocidental, Peru, Equador, Bolívia, Centro-Oeste brasileiro, TO e BA, há um rápido estreitamento da estrutura das células entre 5,0 e 7,5 km, permanecendo constante – semelhante ao perfil A (“célula cilíndrica vertical”) – até o topo; enquanto que na região mais ao Sul do continente é observado o perfil C, com o volume da estrutura decaindo mais lentamente, especialmente para os percentis de 50% e 75%, principalmente no Uruguai e sul do RS (40° - 30° S, 60° - 50° W) onde foram observados as maiores extensões horizontais – cerca de 80 km de raio para o percentil de 75% e quase 50 km para o de 50%, e também no Atlântico Sul adjacente (40° - 30° S, 50° - 40° W). Com relação ao sudeste brasileiro (SP, RJ, sul de MG e oceano adjacente), o comportamento foi intermediário entre os dois modos anteriores. Com

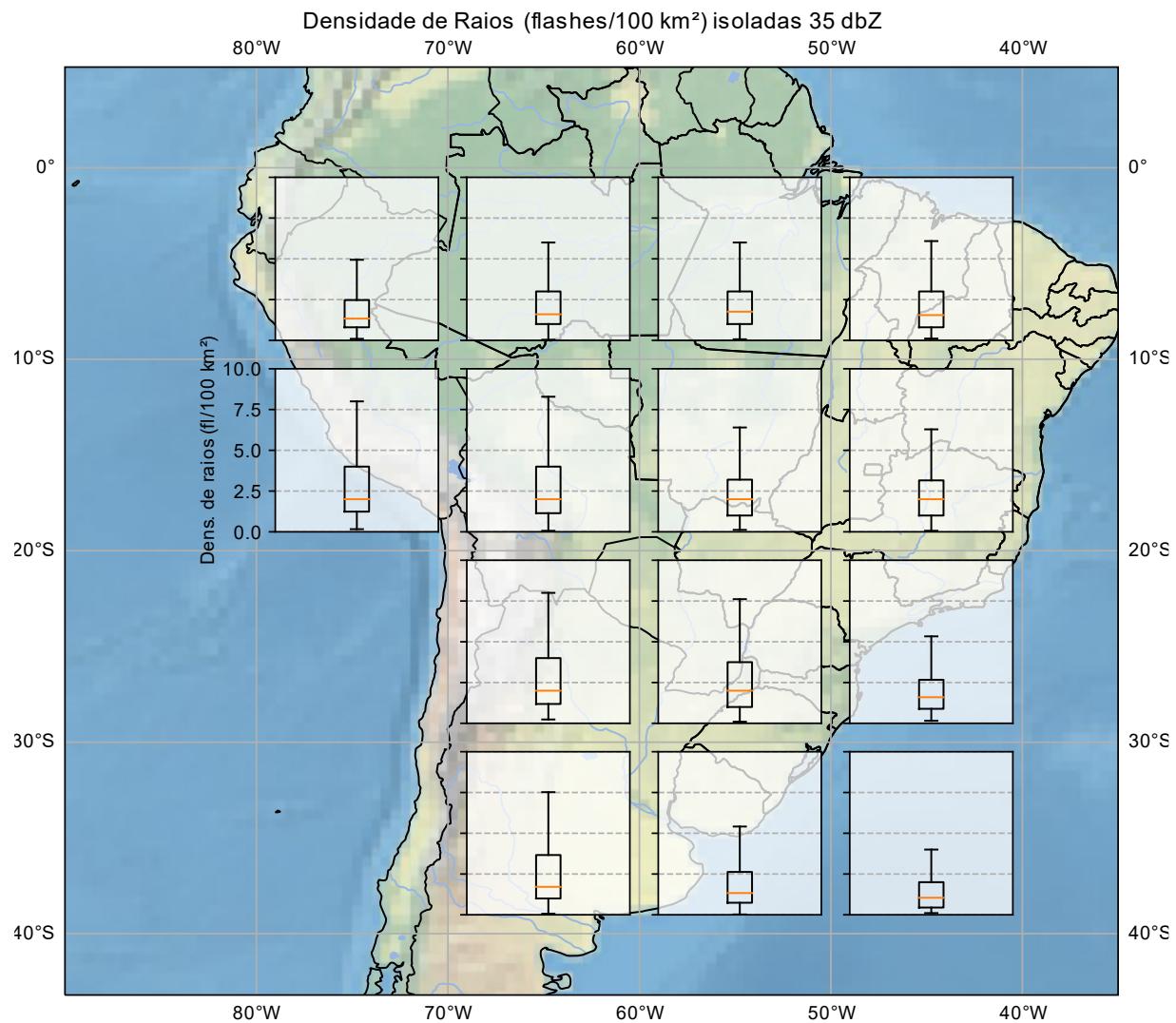
relação ao echotop, observou-se valores menores (~10,0 km) no sul do Peru (20° - 10° S, 80° - 70° W), entre 12,0 km e 15,0 km para as regiões na Amazônia, norte do Peru, Equador, Bolívia, MA, PI, TO, oeste de GO, interior da BA, sudeste do Brasil e Atlântico Sul. Alturas próximas ou acima de 15,0 km no MT, MS, Paraguai, oeste da região Sul do Brasil, Uruguai, sul do RS, norte e centro da Argentina. Por fim, com valor máximo de ~16,0 km na região do Paraguai, oeste do PR, SC e sul do MS (30° - 20° S, 60° - 50° W).

4.2 DISTRIBUIÇÕES DE DENSIDADE DE RAIOS

Nas figuras 33, 34 e 35 são mostrados os gráficos tipo boxplot das distribuições de densidade (por área horizontal projetada) de raios das células isoladas, bicelulares e policelulares, respectivamente. Os gráficos boxplot mostram os percentis de 25%, 50% (mediana) e 75% como uma caixa, com duas linhas verticais terminadas por traços horizontais (whiskers) representando 1,5 vezes o intervalo interquartil (IQR) - distância entre os percentis 25% e 75%, equivalente à um desvio padrão nas distribuições gaussianas.

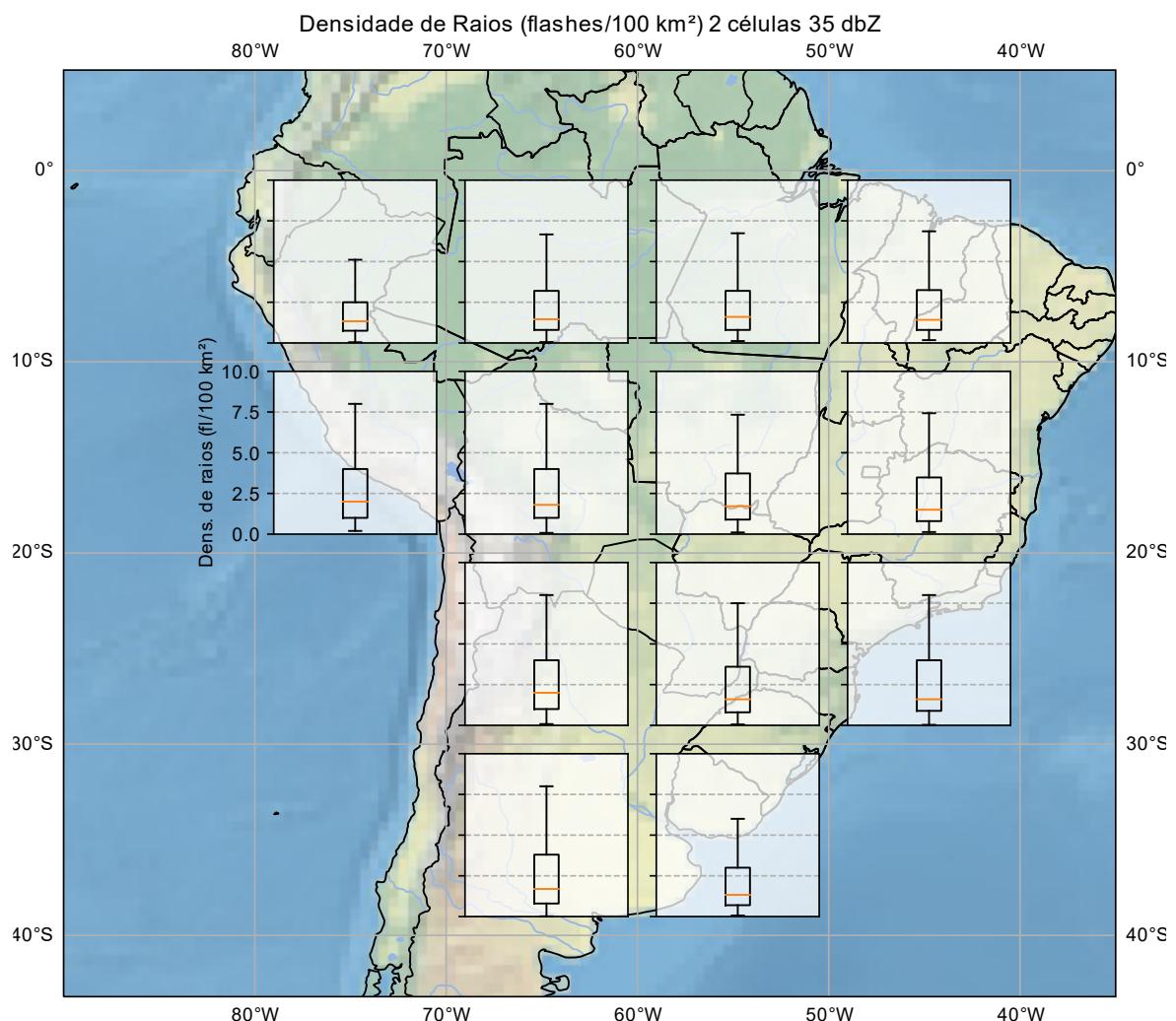
De acordo com as distribuições apresentadas na Figura 33, observa-se pela delimitação de 1,5 IQR que as células isoladas têm densidade variando entre 0 e ~8 flashes/100 km² (0,08 flashes/km²), mediana inferior a 2,5 flashes/100 km² e o percentil 75% abaixo de 5,0 flashes/100 km², com variações regionais das distribuições. Nas áreas do sul do Peru, Bolívia, Centro-oeste brasileiro, sul do TO, interior da BA, norte da Argentina, Paraguai e oeste do PR e de SC a densidade mediana de raios foi de 2,0 flashes/100 km²; entre 1,1 flashes/100 km² no Atlântico Sul (40° - 30° S, 50° - 40° W) e 1,8 flashes/100 km² no PA, já no Centro da Argentina (40° - 30° S, 70° - 60° W) foi de 1,7 flashes/100 km². Com relação a dispersão das distribuições, notamos uma maior dispersão (whisker superior ~7,5 flashes/100 km²) das distribuições na Bolívia, Centro e Norte da Argentina, sul do Peru, Paraguai, sul do MS e oeste da região Sul do Brasil; dispersão intermediária (whisker superior entre 6,0 e 7,5 flashes/100 km²) em AM, PA, MA, BA, GO, TO, MT e norte de MS, e no sul do RS e Uruguai; por fim, as menores dispersões se encontram nas regiões do Atlântico Sul, sudeste do Brasil e norte do Peru.

Figura 33 - Boxplots da densidade de raios (por área horizontal projetada) das **células isoladas**. A caixa denota a região entre os percentis 25% (1º quartil) e 75% (3º quartil). A linha interior a caixa (em laranja) é a mediana. As linhas verticais terminadas por barras horizontais que saem da caixa (chamadas de whiskers) limitam a região de $\pm 1,5$ vezes o intervalo interquartil (interquartile range - IQR, diferença entre os percentis 25% e 75%) abaixo e acima dos percentis 25% e 75%, respectivamente, análogo a região de 1,5 vezes o desvio padrão para as distribuições não-gaussianas; pontos fora dessa região foram considerados outliers e não estão plotados.



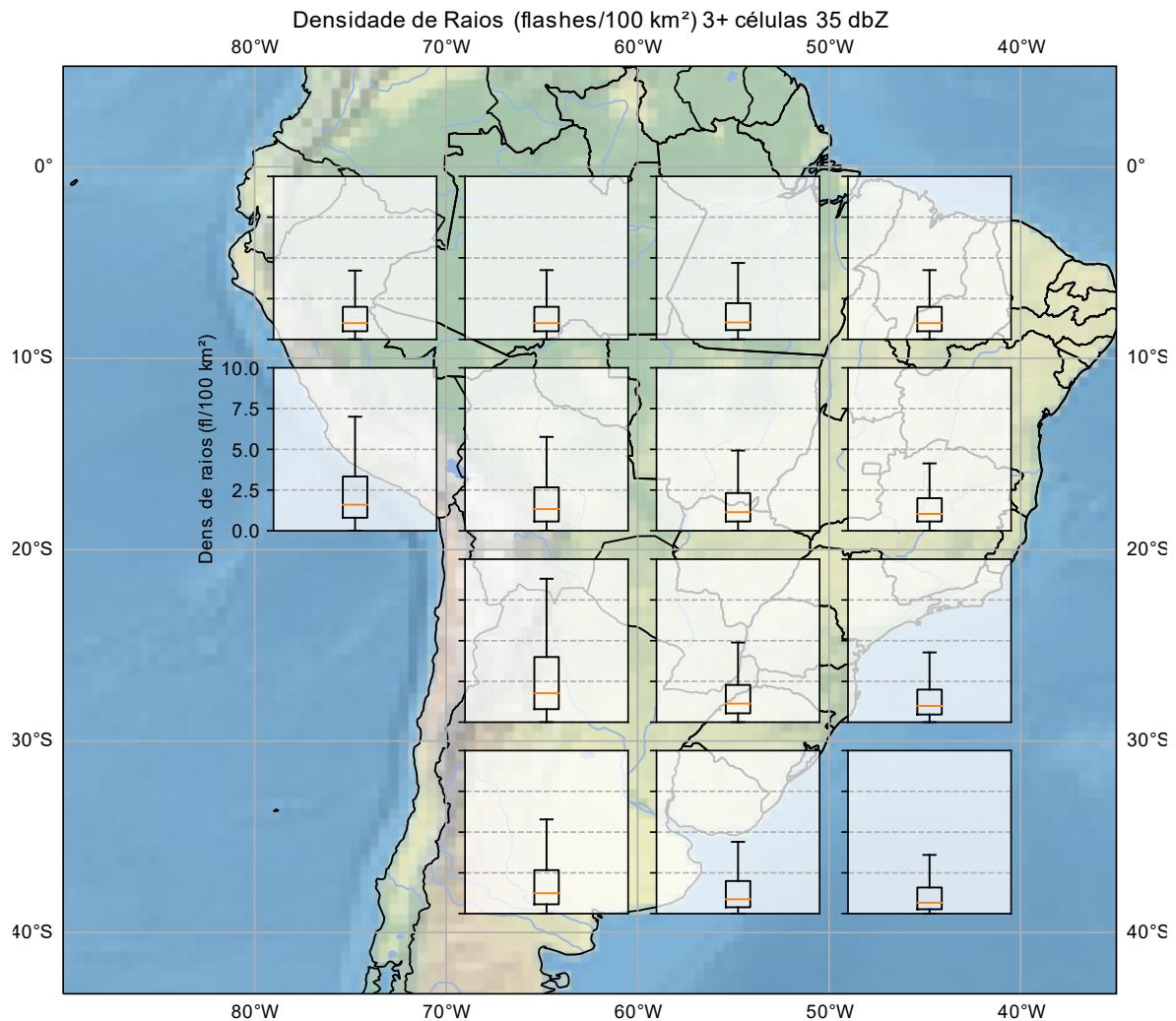
Para as células em sistemas bicelulares (Figura 34), foi observado comportamento similar ao das células isoladas para a maioria das regiões, com aproximadamente as mesmas distribuições de densidade de raios. No entanto, houve aumento da dispersão nas seguintes regiões: MT e oeste de GO, BA, GO e TO e sudeste do Brasil (SP, RJ e oceano adjacente) com whisker superior $\sim 7,5$ flashes/100 km 2 , sendo o maior aumento observado no sudeste do Brasil.

Figura 34 – Boxplots da densidade de raios (por área horizontal projetada) das células em sistemas bicelulares. A caixa denota a região entre os percentis 25% (1º quartil) e 75% (3º quartil). A linha interior a caixa (em laranja) é a mediana. As linhas verticais terminadas por barras horizontais que saem da caixa (chamadas de whiskers) limitam a região de $\pm 1,5$ vezes o intervalo interquartil (interquartile range - IQR, diferença entre os percentis 25% e 75%) abaixo e acima dos percentis 25% e 75%, respectivamente, análogo a região de 1,5 vezes o desvio padrão para as distribuições não-gaussianas; pontos fora dessa região foram considerados outliers e não estão plotados.



Finalmente, para as células em sistemas policelulares (Figura 35) houve diminuição generalizada das densidades de raios em relação as células isoladas e bicelulares, principalmente com respeito as medianas e dispersão nas regiões entre 60° W e 50° W: PA (mediana passou de 1,8 – isoladas – para 1,0 flashes/100 km²); MT (mediana passou de 2,0 para 1,0 flashes/100 km²); MS, Paraguai e sul do Brasil (mediana também passou de 2,0 para 1,0 flashes/100 km²) e Uruguai (mediana passou de 1,3 para 0,9 flashes/100 km²), no AM (mediana passou de 1,6 para 1,0 flashes/100 km²), na Bolívia (mediana passou de 2,0 para 1,3 flashes/100 km²) e no sudeste do Brasil (mediana passou de 1,6 para 1,0 flashes/100 km²).

Figura 35 – Boxplots da densidade de raios (por área horizontal projetada) das **células em sistemas policelulares**. A caixa denota a região entre os percentis 25% (1º quartil) e 75% (3º quartil). A linha interior a caixa (em laranja) é a mediana. As linhas verticais terminadas por barras horizontais que saem da caixa (chamadas de whiskers) limitam a região de $\pm 1,5$ vezes o intervalo interquartil (interquartile range - IQR, diferença entre os percentis 25% e 75%) abaixo e acima dos percentis 25% e 75%, respectivamente, análogo a região de 1,5 vezes o desvio padrão para as distribuições não-gaussianas; pontos fora dessa região foram considerados outliers e não estão plotados.



5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta dissertação de mestrado apresentou um estudo para avaliar se o cisalhamento vertical do vento poderia explicar a variação da densidade de raios observada na América do Sul. O efeito do cisalhamento vertical do vento foi inferido a partir da inclinação vertical dos campos 3D de precipitação observados pelo radar de precipitação do satélite TRMM sobre toda a América do Sul a partir de uma metodologia que infere a variação da extensão horizontal com a altura em relação ao centro da base da célula.

Dessa forma, este estudo tentou explorar uma lacuna aberta acerca de um fator por muitas vezes citado como importante no desenvolvimento dos sistemas convectivos, inclusive estudado por modelagem numérica, mas que não é explorado sistematicamente em estudos observacionais devido a limitação do número de instrumentos instalados ao redor do globo.

5.1 CISALHAMENTO VERTICAL DO VENTO A PARTIR DA ESTRUTURA 3D DA PRECIPITAÇÃO

A partir dos estudos de caso (Manaus e Cascavel) foi possível observar o efeito de inclinação dos ecos do radar devido ao cisalhamento vertical do vento em algum momento do desenvolvimento das células de tempestade. No caso de Manaus, observou-se pela sequência de imagens dos CAPPI's (Apêndice A) uma complexa interação entre células próximas que se aglutinavam ao mesmo tempo que havia a presença da brisa fluvial, resultando em uma junção das células em uma grande tempestade ao cruzar o rio Negro. No caso de Cascavel, o maior cisalhamento vertical do vento ambiente inclinou visivelmente verticalmente a célula de tempestade estudada e provocou alta taxa de raios (15 raios/s), além de grande desenvolvimento horizontal (diâmetro de 18 km) e vertical (7 km) e alta refletividade (excedendo 50 dBZ), indicando presença de granizo grande.

5.1.1 Efeito da resolução espacial

O cálculo da inclinação vertical das células pelo método dos mínimos quadrados se mostrou muito sensível à resolução horizontal do campo de fator refletividade do radar, sendo possível identificar o efeito da inclinação das células para resolução horizontal de 2 km x 2 km, mas para 5 km x 5 km não foi possível observar o efeito em ambos os estudos de caso.

Uma vez que o TRMM-PR possui uma resolução horizontal de 5 km x 5km, optou-se por utilizar um outro método, definido como indireto que estima a extensão horizontal e vertical,

feito a partir da construção de histogramas da estrutura tridimensional das células, para inferir as assinaturas da inclinação vertical.

5.1.2 Assinatura das tempestades na América do Sul

A partir do método indireto, foram construídos histogramas de frequência relativa normalizados do tamanho das células acima do limiar de 35 dBZ por níveis de altura para caixas de $10^\circ \times 10^\circ$ de latitude e longitude em função do número de células identificadas em cada tempestade (uma – isolada, duas – bicelular, três ou mais – policelular). Em seguida, os contornos dos percentis 25%, 50% (mediana) e 75% foram extraídos para avaliar a inclinação das tempestades através da comparação com os modelos conceituais construídos neste trabalho (célula cilíndrica vertical, célula cilíndrica inclinada, célula côncica vertical, célula côncica inclinada e célula cilíndrica vertical com bojo). Após essa análise observou-se a predominância de duas das assinaturas: célula cilíndrica vertical (célula verticalmente alinhada com largura constante) e célula côncica vertical (célula verticalmente alinhada com extensão horizontal diminuindo com a altura). Por fim foram observadas as seguintes características acerca dos histogramas em função do número de células:

a) Sistemas Isolados

As células isoladas apresentaram um perfil de célula côncica vertical, com diminuição da largura entre 5,0 e 7,0 km de altura, permanecendo constante acima disso, condizente com ambiente sem ou com pouco cisalhamento vertical do vento que leva a formação das tempestades isoladas, conforme o modelo proposto por Weisman e Klemp (1982). A exceção foi na região central da Argentina, que apresentou perfil de célula cilíndrica vertical. Nas regiões costeiras e marítimas foram observadas células mais rasas, com altura máxima entre 7,0 e 8,0 km, enquanto nas regiões mais ao interior as células são mais profundas, com altura máxima entre 9,0 e 11,0 km. A extensão horizontal das células foi por volta 15 km para o percentil de 75%, chegando a 25 km no centro da Argentina. As densidades de raios das células isoladas variaram entre 0 e 8 flashes/100 km², com mediana (percentil 75%) inferior a 2,5 (5,0) flashes/100 km², com variações regionais, com densidade de 2,0 flashes/100 km² no sul do Peru, Bolívia, Centro-oeste brasileiro, sul do TO, interior da BA, norte da Argentina, Paraguai e oeste do PR e de SC; e 1,1 flashes/100 km² no Atlântico Sul ($40^\circ - 30^\circ$ S, $50^\circ - 40^\circ$ W).

b) Sistemas Bicelulares

Nas células dos sistemas bicelulares houve uma diferença com relação ao Paraguai e oeste da região Sul do Brasil e centro da Argentina, onde a extensão horizontal das células no percentil 75% aumentou para 25 km e a taxa de variação com a altura foi menor, havendo até

uma expansão da área nos níveis superiores no centro da Argentina, assemelhando-se ao perfil E (célula cilíndrica vertical com bojo superior), o que pode ser o resultado da região de divergência do fluxo no topo das Cumulonimbus. No Uruguai e sul do RS também foram observadas células mais extensas, porém de menor espessura vertical. Um fator em comum nessa região inteira é a formação de sistemas convectivos de mesoescala (incluindo complexos convectivos de mesoescala) (VELASCO; FRITSCH, 1987), passagem de ciclones extratropicais, além dos Jatos de Baixos Níveis que transportam umidade e calor da Amazônia para a região (MARENKO et al., 2004; RASMUSSEN; HOUZE, 2016; SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007), condições onde o cisalhamento vertical do vento é maior. No entanto, não houve grandes diferenças no padrão das densidades de raios em relação ao descrito para as células isoladas.

c) Sistema Policelulares

Já em relação as células dos sistemas policelulares, foram encontrados dois padrões determinados pela extensão horizontal. Foram observadas células mais extensas entre 70° W - 50° W, 40° S - 10° S (MS, sudoeste do Paraguai, região Sul do Brasil, Uruguai, norte e centro da Argentina), conforme esperado pelos fatores listados no parágrafo anterior. Nas demais regiões foram observadas células menores.

Os sistemas policelulares apresentam densidade de raios inferior aos dos sistemas isolados e bicelulares. Este efeito pode ser devido as correntes ascendentes menos intensas em sistemas com mais células de tempestade, uma vez que haveria maior competição por umidade e calor, além de haver maior entranhamento de ar ambiente dentro das células, corroborando com a simulação de Weisman e Klemp (1982), indicando, portanto, maior cisalhamento vertical do vento para a formação dos sistemas policelulares. Por outro lado, em termos de extensão horizontal e vertical das células, as células dos sistemas policelulares são maiores e mais altas, podendo chegar a 15,0 km de altura e ter mais de 50 km de largura ao sul de 20° S, enquanto os sistemas isolados e bicelulares atingem até 12,5 km de altura (exceto no centro da Argentina, onde chegam a 14,0 km de altura) e 25 km de extensão horizontal.

A aparente contradição das células dos sistemas policelulares apresentarem maiores extensões horizontais e verticais e mesmo assim terem menor densidade de raios pode ser compreendida pela escala do sistema precipitante em função da área com raios: sistemas isolados e bicelulares pequenos tem uma fração de área eletricamente ativa maior em relação a área de chuva que os sistemas policelulares, logo são mais eficientes em produzir raios apesar da maior atividade elétrica total dos sistemas grandes (HOUZE JR., 2004).

Por fim, é importante destacar que os sistemas convectivos atuantes nas regiões tropicais diferem das regiões subtropicais. Nos trópicos temos sistemas com células mais finas e espaçadas (linhas de instabilidade), enquanto no sub-trópico são encontrados outros tipos de sistema formados pela aglomeração de células isoladas, como sistemas e complexos convectivos de mesoescala. Romatschke e Houze (2010) também observaram a maior ocorrência de sistemas profundos e extensos na região ao sul de 20° S, especialmente no norte e centro da Argentina, associados a ocorrência dos Jatos de Baixos Níveis, enquanto na região amazônica predominavam sistemas com amplas regiões estratiformes. Tais resultados corroboram com o modelo de Weisman e Klemp (1982), Rotuno- Klemp-Weisman (1988) e revisitado por Weisman e Rotuno (2004), segundo o qual o cisalhamento vertical do vento têm o papel de organizar a convecção ao estabelecer uma contraposição a circulação induzida pela frente de rajada da piscina fria de uma tempestade, passando de convecção isolada, para linhas de instabilidade, sistemas convectivos de mesoescala mais compactos e supercélulas conforme o cisalhamento vertical do vento aumenta.

5.2 REGIMES DAS CÉLULAS ISOLADAS E BICELULARES

Analizando a estrutura das células de tempestade nos sistemas isolados e bicelulares foram encontrados dois padrões de comportamento, denominados de regime interiorano e litorâneo/florestal, onde o regime interiorano se caracteriza por maiores extensões verticais e ocorre em áreas mais ao interior do continente, enquanto o regime litorâneo/florestal ocorre em áreas mais próximas do litoral, oceânicas ou da floresta Amazônica ocidental e se caracteriza por células com alturas mais baixas. Estas classificações tem um paralelo com os regimes continentais e continental-marítimo inferidos nos estudos de eficiência das tempestades apresentados por Petersen, Rutledge e Orville (1996); Williams et al. (1992) e Morales Rodriguez (2019).

As regiões de regime interiorano correspondem às áreas entre 70° W - 50° W, 30° S - 10° S (MT, MS, Bolívia, Paraguai, oeste da região Sul do Brasil e norte da Argentina) e o estado do PA (60° W - 50° W, 0° S - 10° S). As regiões entre 50° W - 40° W, 40° S - 0° S e 80° W - 70° W, 20° S - 0° S, são de regime litorâneo/florestal.

Em termos de densidade de raios das células isoladas, as regiões de regime interiorano têm valores maiores e maior dispersão do que as do regime litorâneo/florestal, sendo que no PA e centro da Argentina as células apresentam valores medianos intermediários entre os dois regimes, configurando como zonas de transição; já nas regiões de regime litorâneo/florestal a densidade de raios é menor, coincidindo com o regime continental-marítimo de eficiência encontrado por Morales Rodriguez (2019). Isso indica que as tempestades isoladas do regime

interiorano têm correntes ascendentes mais intensas, capazes de levantar um maior volume de vapor d'água e água super-resfriada acima do nível de congelamento, levando a maior produção de gelo e de colisões, favorecendo a eletrificação da célula segundo o mecanismo não-indutivo de carregamento (AVILA; PEREYRA, 2000; JAYARATNE; SAUNDERS; HALLETT, 1983; TAKAHASHI, 1978). Já no regime litorâneo/florestal as correntes ascendentes são mais fracas, menor formação de gelo e de menor tamanho (favorecendo os processos de colisão/coalescência das gotas líquidas), resultando em menor carregamento e menos descargas elétricas. O maior desenvolvimento vertical observado nas células isoladas no estado do PA, que o classifica no regime interiorano apesar de estar na Amazônia, está relacionado ao mecanismo de levantamento da brisa marítima e convergência dos ventos alísios na costa, responsável por disparar a convecção durante a tarde, que conforme avança para o interior se organiza em linhas de instabilidade durante a noite, porém com células muito espaçadas de forma que configuram núcleos isolados de precipitação, conforme observado por Garstang et al. (1994) e discutido em diversos trabalhos (KOUSKY; MOLION, 1981; MOLION, 1987 *apud* ROMATSCHKE; HOUZE, 2010).

5.3 USO DO TRMM NA INFERÊNCIA DO CISALHAMENTO

Utilizando os dados do radar de precipitação do TRMM em uma ampla amostragem temporal (1998-2011) na América do Sul, foi possível observar os efeitos indiretos da presença de cisalhamento vertical do vento na assinatura do desenvolvimento horizontal e vertical das tempestades em sistemas isolados, bicelulares e policelulares: tempestades com maior extensão horizontal e menor decaimento da área com a altura apresentam maior densidade de raios; enquanto as tempestades com menor extensão horizontal e maior decaimento da área com a altura apresentam menor densidade de raios.

A partir dessa observação, os modelos conceituais propostos devem ser renomeados para capturar o real efeito do cisalhamento extraído a partir dos dados do TRMM-PR, ou seja: a célula cônica vertical deveria ser chamada de célula cônica vertical de decaimento rápido e célula cônica vertical de decaimento lento. Já as células sem o efeito do cisalhamento foram categorizadas como: célula cilíndrica vertical e célula cilíndrica vertical com bojo e deveriam ser renomeadas como célula com desenvolvimento vertical constante e célula com desenvolvimento vertical com bojo.

Dessa forma, as medidas do TRMM podem ser estendidas para toda a região tropical para avaliar que mecanismos estão controlando a atividade elétrica das tempestades.

5.4 PAPEL DO CISALHAMENTO COMO ORGANIZADOR DA CONVECÇÃO

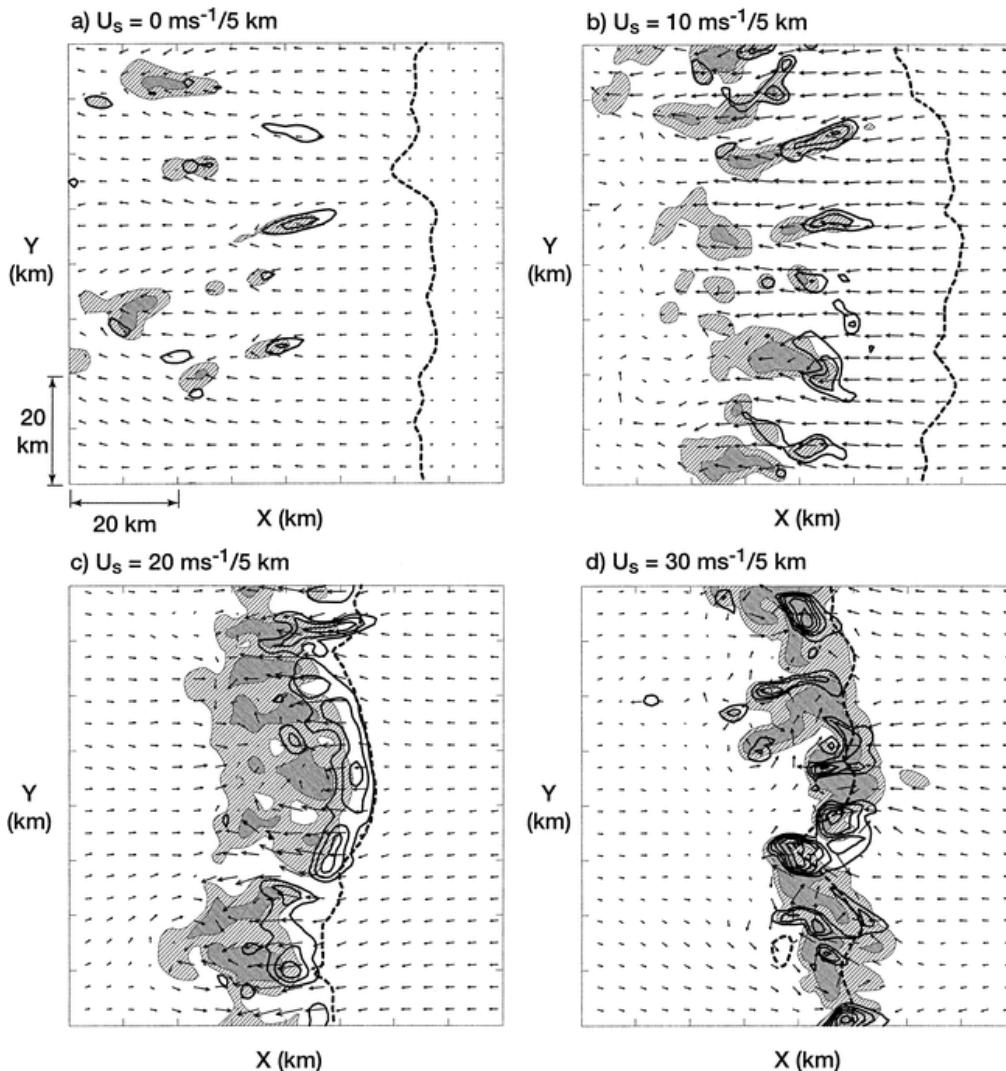
A partir das observações das estruturas tridimensionais das células de tempestade na América do Sul obtidas com o TRMM-PR, a diferença mais significativa observada foi com relação às células dos sistemas policelulares. Pode-se destacar que as regiões do Norte da Argentina são consideravelmente maiores que da Amazônia.

Tal constatação poderia ser explicada pela climatologia dos tipos de sistemas convectivos de mesoescala observados nessas duas regiões:

- Na Amazônia são predominantemente observados sistemas lineares, como linhas de instabilidade induzidas por circulações de brisa (GARSTANG et al., 1994);
- No Norte da Argentina há uma maior variedade e são observados sistemas convectivos de mesoescala de maiores dimensões horizontais, como Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM's) (VELASCO; FRITSCH, 1987), sistemas frontais, linhas de instabilidade e sistemas convectivos de mesoescala ovais, por exemplo, entre outros.

De acordo com as simulações do estudo de Weisman e Rotuno (2004), Figura 36, conforme o cisalhamento vertical do vento na camada até 5 km de altura aumenta, as células de tempestade, que em uma situação sem cisalhamento ocorrem de modo isolado, vão se agrupando em uma linha de instabilidade, inicialmente com células bem espaçadas e individualizadas (conforme é observado na Amazônia), que vai se fechando em uma parede de precipitação a medida que o cisalhamento se intensifica. Dessa forma, o cisalhamento vertical do vento ajuda a organizar a linha de instabilidade, além de fazê-la se propagar devido a sua interação com a circulação das piscinas frias de cada célula (Figura 3). Estes efeitos foram mostrados inicialmente por Weisman e Klemp (1982), ou seja, a diferença entre sistemas isolados (sem cisalhamento, não se propagam) e multicelulares (com cisalhamento, propagam e duram mais tempo), Figura 2. Assim, é possível confirmar que o cisalhamento vertical do vento explica a diferença observada entre os raios na região equatorial e extratropical da América do Sul.

Figura 36 - Seção horizontal $z=3$ km, $\Delta t = 4$ h. Simulações de Linhas de Instabilidade com cisalhamento vertical do vento $U_s = 0, 10, 20, 30$ m/s /5km. Vetores de fluxo relativo ao sistema, contornos de velocidade vertical positiva (corrente ascendente). Sombreado de razão de mistura de água de chuva. Linha tracejada: fronteira da piscina fria



Fonte: Weisman e Rotuno (2004)

5.5 CONTRIBUIÇÕES E PROPOSTAS FUTURAS

O presente trabalho observational demonstra a importância do cisalhamento vertical do vento para o desenvolvimento das tempestades em ambientes tropicais, subtropicais e extratropicais, em acordo com estudos anteriores, principalmente de simulações numéricas. Dessa forma, espera-se que haja desdobramentos para a modelagem numérica, especialmente de fenômenos de mesoescala. Espera-se também ter mostrado a importância de tal variável para previsores e gestores, especialmente na emissão de alertas de severidade com antecedência.

Futuramente pode-se analisar a variação sazonal, intrassazonal e intersazonal dos histogramas de distribuições de raios e das estruturas tridimensionais das células de tempestade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, Rachel I.; GOODMAN, Steven J.; BUECHLER, Dennis E.; BLAKESLEE, Richard J.; CHRISTIAN, Hugh J. Where Are the Lightning Hotspots on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 11, p. 2051–2068, 2016. DOI: 10.1175/BAMS-D-14-00193.1. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/BAMS-D-14-00193.1>. Acesso em: 28 fev. 2019.

ANAGNOSTOU, Emmanouil N.; KRAJEWSKI, Witold F. Simulation of radar reflectivity fields: Algorithm formulation and evaluation. **Water Resources Research**, v. 33, n. 6, p. 1419–1428, 1997. DOI: 10.1029/97WR00233. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97WR00233>. Acesso em: 25 out. 2021.

ANSELMO, Evandro Moimaz. **Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul**. 2015. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2015. Disponível em: <http://www.iag.usp.br/pos/meteorologia/portugues/dissertacoestestes/morfologia-das-tempestades-el%C3%A9tricas-na-am%C3%A9rica-do-sul>. Acesso em: 12 ago. 2019.

AVILA, Eldo A.; PEREYRA, Rodolfo G. Charge transfer during Crystal-Graupel Collisions for two different cloud droplet size distributions. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 23, p. 3837–3840, 2000. DOI: 10.1029/2000GL012302. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000GL012302>. Acesso em: 24 out. 2021.

AVILA, Eldo E.; BÜRGESSER, Rodrigo E.; CASTELLANO, Nesvit E.; NICORA, M. Gabriela. Diurnal patterns in lightning activity over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 8, p. 3103–3113, 2015. DOI: 10.1002/2014JD022965. Disponível em: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014JD022965>. Acesso em: 21 out. 2021.

BATTAN, Louis Joseph. **Radar observation of the atmosphere**. Rev. ed ed. Chicago: University of Chicago Press, 1973.

BENETI, C. a. A.; SILVA DIAS, Maria Assunção Faus da. Análise da performance de índices de instabilidade com previsores de tempestades na região de São Paulo. *Em: ANAIS [...] 1986, Belo Horizonte, Brasil. Anais [...]. Em: CONGRESSO INTERAMERICANO DE METEOROLOGIA*. Belo Horizonte, Brasil: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1986. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/item/000758332>. Acesso em: 9 abr. 2020.

BETZ, Hans D.; SCHMIDT, Kersten; LAROCHE, Pierre; BLANCHET, Patrice; OETTINGER, Wolf P.; DEFER, Eric; DZIEWIT, Z.; KONARSKI, J. LINET—An international lightning detection network in Europe. **Atmospheric Research**, 13th International Conference on Atmospheric Electricity. v. 91, n. 2, 13th International Conference on Atmospheric Electricity, p. 564–573, 2009. DOI: 10.1016/j.atmosres.2008.06.012. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809508002305>. Acesso em: 27 fev. 2019.

BYERS, Horace R.; BATTAN, Louis J. Some Effects of Vertical Wind Shear on Thunderstorm Structure. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 30, n. 5, p. 168–175, 1949.

DOI: 10.1175/1520-0477-30.5.168. Disponível em:
<https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477-30.5.168>. Acesso em: 1 mar. 2019.

CECIL, Daniel J.; BUECHLER, Dennis E.; BLAKESLEE, Richard J. Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description. **Atmospheric Research**, v. 135–136, p. 404–414, 2014. DOI: 10.1016/j.atmosres.2012.06.028. Disponível em:
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809512002323>. Acesso em: 28 fev. 2019.

CECIL, Daniel J.; GOODMAN, Steven J.; BOCCIPPIO, Dennis J.; ZIPSER, Edward J.; NESBITT, Stephen W. Three Years of TRMM Precipitation Features. Part I: Radar, Radiometric, and Lightning Characteristics. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 3, p. 543–566, 2005. DOI: 10.1175/MWR-2876.1. Disponível em:
<https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/MWR-2876.1>. Acesso em: 28 fev. 2019.

CHRISTIAN, H.; BLAKESLEE, Richard; GOODMAN, S.; MACH, D. **Algorithm theoretical basis document (ATBD) for the lightning imaging sensor (LIS)**. George C. Marshall Space Flight Center: NASA TM, 2000. Disponível em:
<https://lightning.nsstc.nasa.gov/bookshelf/pubs/atbd-lis-2000.pdf>.

COHEN, Júlia Clarinda Paiva; SILVA DIAS, Maria Assunção Faus da; NOBRE, Carlos A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, n. 11, p. 34–40, 1989.

_____. Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: A Case Study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. DOI: 10.1175/1520-0493(1995)123<3163:ECAWAS>2.0.CO;2. Disponível em:
https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/123/11/1520-0493_1995_123_3163_ecawas_2_0_co_2.xml. Acesso em: 18 maio. 2022.

DOSWELL, Charles A. Severe Convective Storms—An Overview. *Em:* DOSWELL, Charles A. (org.). **Severe Convective Storms**. Meteorological MonographsBoston, MA: American Meteorological Society, 2001. p. 1–26. DOI: 10.1007/978-1-935704-06-5_1. Disponível em:
https://doi.org/10.1007/978-1-935704-06-5_1. Acesso em: 27 fev. 2019.

FERREIRA, Rute Costa; HERDIES, Dirceu Luis; VENDRASCO, Éder Paulo; BENETI, César Augustus Assis; BISCARO, Thiago Souza. Impacto da Assimilação de Dados de Radar em Sistemas Convectivos de Mesoescala: Um Estudo de Caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 447–458, 2017. DOI: 10.1590/0102-77863230011. Disponível em:
<http://www.scielo.br/j/rbmet/a/bkBCppMtQP3nqsMT7JcGB3J/?lang=pt>. Acesso em: 25 out. 2021.

FRIDLIND, Ann M. et al. Use of polarimetric radar measurements to constrain simulated convective cell evolution: a pilot study with Lagrangian tracking. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 12, n. 6, p. 2979–3000, 2019. DOI: 10.5194/amt-12-2979-2019. Disponível em: <https://www.atmos-meas-tech.net/12/2979/2019/>. Acesso em: 2 jun. 2020.

GARSTANG, Michael; MASSIE, Harold L.; HALVERSON, Jeffrey; GRECO, Steven; SCALA, John. Amazon Coastal Squall Lines. Part I: Structure and Kinematics. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 4, p. 608–622, 1994. DOI: 10.1175/1520-0493(1994)122<0608:ACSLPI>2.0.CO;2. Disponível em:

https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/122/4/1520-0493_1994_122_0608_acslpi_2_0_co_2.xml. Acesso em: 22 out. 2021.

GUO, Cuiping; PENG, Junhuan; LI, Chuantao. TOTAL LEAST SQUARES ALGORITHMS FOR FITTING 3D STRAIGHT LINES. **International Journal of Applied Mathematics and Machine Learning**, v. 6, n. 1, p. 35–44, 2017. DOI: 10.18642/ijamml_7100121818.

Disponível em:

http://scientificadvances.co.in/admin/img_data/l155/images/IJAMML7100121818CuipingGuo.pdf. Acesso em: 28 fev. 2019.

HOUZE JR., Robert A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, 2004. DOI: 10.1029/2004RG000150. Disponível em:

<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004RG000150>. Acesso em: 21 out. 2021.

IGUCHI, Toshio; KOZU, Toshiaki; MENEGHINI, Robert; AWAKA, Jun; OKAMOTO, Ken’ichi. Rain-Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 39, n. 12, p. 2038–2052, 2000. DOI: 10.1175/1520-0450(2001)040<2038:RPAFTT>2.0.CO;2. Disponível em:

https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/39/12/1520-0450_2001_040_2038_rpaftt_2.0.co_2.xml. Acesso em: 25 out. 2021.

IGUCHI, Toshio; MENEGHINI, Robert. Intercomparison of Single-Frequency Methods for Retrieving a Vertical Rain Profile from Airborne or Spaceborne Radar Data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 11, n. 6, p. 1507–1516, 1994. DOI: 10.1175/1520-0426(1994)011<1507:IOSFMF>2.0.CO;2. Disponível em:

https://journals.ametsoc.org/view/journals/atot/11/6/1520-0426_1994_011_1507_iosfmf_2_0_co_2.xml. Acesso em: 25 out. 2021.

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R.; HALLETT, J. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, n. 461, p. 609–630, 1983. DOI: 10.1002/qj.49710946111. Disponível em:

<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/qj.49710946111>. Acesso em: 24 out. 2021.

KOUSKY, V. E.; MOLION, L. C. Uma contribuição a climatologia da dinâmica da troposfera sobre a Amazônia (*). **Acta Amazonica**, v. 15, p. 311–320, 1985. DOI: 10.1590/1809-43921985153320. Disponível em:

<http://www.scielo.br/j/aa/a/NRrbHHbShzCSrjmrdZyKmnb/?lang=pt>. Acesso em: 20 dez. 2021.

KUMMEROW, Christian; BARNES, William; KOZU, Toshiaki; SHIUE, James; SIMPSON, Joanne. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 3, p. 809–817, 1998. DOI: 10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2. Disponível em:

<https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0426%281998%29015%3C0809%3ATTRMMT%3E2.0.CO%3B2>. Acesso em: 27 fev. 2019.

MACHADO, Luiz A. T. et al. The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014. DOI: 10.1175/BAMS-D-13-00084.1. Disponível em:

<https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/BAMS-D-13-00084.1>. Acesso em: 27 fev. 2019.

MALKOMES, M.; FUKUDA, F.; ROCHELEAU, F.; WERNER, J. The Sivam Project: weather radar network for the Amazon region. *Em: PROCEEDINGS OF ERAD 2002*, Delft, Netherlands. **Anais** [...]. . *Em: ERAD*. Delft, Netherlands: Copernicus GmbH, 2002. p. 331–334. Disponível em: <https://www.copernicus.org/erad/online/erad-331.pdf>. Acesso em: 22 dez. 2021.

MARENGO, Jose A.; SOARES, Wagner R.; SAULO, Celeste; NICOLINI, Matilde. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004. DOI: 10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/17/12/1520-0442_2004_017_2261_cotlje_2.0.co_2.xml. Acesso em: 18 out. 2021.

MENECHINI, Robert; IGUCHI, Toshio; KOZU, Toshiaki; LIAO, Liang; OKAMOTO, Ken’ichi; JONES, Jeffrey A.; KWIATKOWSKI, John. Use of the Surface Reference Technique for Path Attenuation Estimates from the TRMM Precipitation Radar. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 39, n. 12, p. 2053–2070, 2000. DOI: 10.1175/1520-0450(2001)040<2053:UOTSRT>2.0.CO;2. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/39/12/1520-0450_2001_040_2053_uotsrt_2.0.co_2.xml. Acesso em: 25 out. 2021.

MORALES RODRIGUEZ, Carlos A.; NEVES, João R.; ANSELMO, Evandro M.; GOMES, Eduardo; ROGÉRIO, Vinicius. Sferics Timing And Ranging NETwork–STARNET: 9 years of measurements over South America. *Em: PROCEEDINGS 2014*, Norman, Oklahoma. **Anais** [...]. . *Em: XV INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY*. Norman, Oklahoma Disponível em: https://www.nssl.noaa.gov/users/mansell/icae2014/preprints/Morales_193.pdf.

———. Thunderstorm Efficiency Regimes in South America as Observed by STARNET and TRMM. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 21, p. 11428–11451, 2019. DOI: 10.1029/2019JD030950. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019JD030950>. Acesso em: 8 out. 2020.

MORALES RODRIGUEZ, Carlos Augusto; NEVES, João R.; ANSELMO, Evandro Moimaz. Sferics timing and ranging network-starnet: Evaluation over south america. *Em: PROCEEDINGS 2011*, Rio de Janeiro, Brasil. **Anais** [...]. . *Em: 14TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY-ICAE*. Rio de Janeiro, Brasil

NASDA. **TRMM data users handbook**. Japan: National Space Development Agency of Japan, 2001.

NATIONAL WEATHER SERVICE. **Severe Weather Definitions**. [s.d.]. Disponível em: <https://www.weather.gov/bgm/severedefinitions>. Acesso em: 27 fev. 2019.

OLIVEIRA, Amauri Pereira de; FITZJARRALD, David R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I. Observations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 63, n. 1, p. 141–162, 1993. DOI: 10.1007/BF00705380. Disponível em: <https://doi.org/10.1007/BF00705380>. Acesso em: 18 maio. 2022.

PETERSEN, Walter A.; RUTLEDGE, Steven A.; ORVILLE, Richard E. Cloud-to-Ground Lightning Observations from TOGA COARE: Selected Results and Lightning Location Algorithms. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 4, p. 602–620, 1996. DOI: 10.1175/1520-0493(1996)124<0602:CTGLOF>2.0.CO;2. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/124/4/1520-0493_1996_124_0602_ctglof_2_0_co_2.xml. Acesso em: 18 out. 2021.

RASMUSSEN, K. L.; HOUZE, R. A. Convective Initiation near the Andes in Subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 6, p. 2351–2374, 2016. DOI: 10.1175/MWR-D-15-0058.1. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/mwr/article/144/6/2351/70568/Convective-Initiation-near-the-Andes-in>. Acesso em: 9 out. 2020.

RASMUSSEN, Kristen L.; HOUZE, Robert A. Orogenic Convection in Subtropical South America as Seen by the TRMM Satellite. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 8, p. 2399–2420, 2011. DOI: 10.1175/MWR-D-10-05006.1. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/139/8/mwr-d-10-05006.1.xml>. Acesso em: 21 out. 2021.

ROMATSCHKE, Ulrike; HOUZE, Robert A. Extreme Summer Convection in South America. **Journal of Climate**, v. 23, n. 14, p. 3761–3791, 2010. DOI: 10.1175/2010JCLI3465.1. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/23/14/2010jcli3465.1.xml>. Acesso em: 21 out. 2021.

ROTUNNO, Richard; KLEMP, Joseph B.; WEISMAN, Morris L. A Theory for Strong, Long-Lived Squall Lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 3, p. 463–485, 1988. DOI: 10.1175/1520-0469(1988)045<0463:ATFSLL>2.0.CO;2. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281988%29045%3C0463%3AATFSLL%3E2.0.CO%3B2>. Acesso em: 12 ago. 2018.

SALIO, Paola; NICOLINI, Matilde; ZIPSER, Edward J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007. DOI: 10.1175/MWR3305.1. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/135/4/mwr3305.1.xml>. Acesso em: 22 out. 2021.

SÁTYRO, Zayra Christine; FARIAS, Carla; CANDIDO, Luiz Antonio; VEIGA, José Augusto. The relative and joint effect of rivers and urban area on a squall line in the Central Amazonia. **Science of The Total Environment**, v. 755, p. 142178, 2021. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.142178. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969720357077>. Acesso em: 18 maio. 2022.

STORM-T. STARNET. 2017. Disponível em: <http://raiosonline.iag.usp.br/sistema.php>. Acesso em: 3 jul. 2017.

TAKAHASHI, Tsutomu. Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 8, p. 1536–1548, 1978. DOI: 10.1175/1520-0469(1978)035<1536:REAACG>2.0.CO;2. Disponível em: [https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469\(1978\)035%3C1536:REAACG%3E2.0.CO;2](https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(1978)035%3C1536:REAACG%3E2.0.CO;2). Acesso em: 6 mar. 2019.

VELASCO, Ines; FRITSCH, J. Michael. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, 1987. DOI: 10.1029/JD092iD08p09591. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JD092iD08p09591>. Acesso em: 1 mar. 2019.

VILELA, Ricardo Batista. **Estrutura elétrica das nuvens na Amazônia durante os experimentos CHUVA e GO-Amazon**. 2017. Tese (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, 2017. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/meteorologia/portugues/dissertacoestestes/estrutura-eletrica-das-nuvens-na-amazonia-durante-os-exp-0>.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 6, p. 504–520, 1982. DOI: 10.1175/1520-0493(1982)110<0504:TDONSC>2.0.CO;2. Disponível em: [https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1982\)110%3C0504:TDONSC%3E2.0.CO%3B2](https://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1982)110%3C0504:TDONSC%3E2.0.CO%3B2). Acesso em: 28 fev. 2019.

WEISMAN, Morris L.; KLEMP, Joseph B. The Structure and Classification of Numerically Simulated Convective Storms in Directionally Varying Wind Shears. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 12, p. 2479–2498, 1984. DOI: 10.1175/1520-0493(1984)112<2479:TSACON>2.0.CO;2. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/112/12/1520-0493_1984_112_2479_tsacon_2_0_co_2.xml. Acesso em: 20 dez. 2021.

WEISMAN, Morris L.; KLEMP, Joseph B.; ROTUNNO, Richard. Structure and Evolution of Numerically Simulated Squall Lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 14, p. 1990–2013, 1988. DOI: 10.1175/1520-0469(1988)045<1990:SAEONS>2.0.CO;2. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/45/14/1520-0469_1988_045_1990_saeons_2_0_co_2.xml. Acesso em: 20 dez. 2021.

WEISMAN, Morris L.; ROTUNNO, Richard. “A Theory for Strong Long-Lived Squall Lines” Revisited. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 4, p. 361–382, 2004. DOI: 10.1175/1520-0469(2004)061<0361:ATFSLS>2.0.CO;2. Disponível em: <https://journals.ametsoc.org/doi/full/10.1175/1520-0469%282004%29061%3C0361%3AATFSLS%3E2.0.CO%3B2>. Acesso em: 12 ago. 2018.

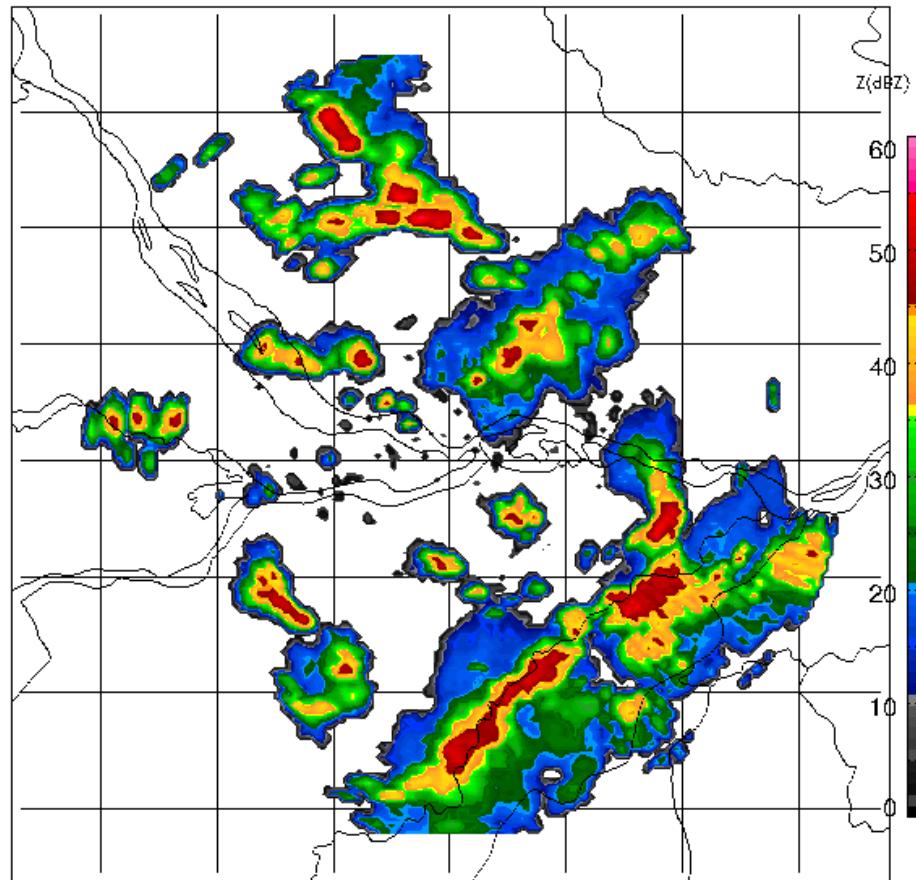
WILLIAMS, E. R.; GEOTIS, S. G.; RENNO, N.; RUTLEDGE, S. A.; RASMUSSEN, E.; RICKENBACH, T. A Radar and Electrical Study of Tropical “Hot Towers”. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 15, p. 1386–1395, 1992. DOI: 10.1175/1520-0469(1992)049<1386:ARAESO>2.0.CO;2. Disponível em: https://journals.ametsoc.org/view/journals/atsc/49/15/1520-0469_1992_049_1386_araeaso_2_0_co_2.xml. Acesso em: 18 out. 2021.

ZIPSER, E. J.; CECIL, Daniel J.; LIU, Chuntao; NESBITT, Stephen W.; YORTY, David P. WHERE ARE THE MOST INTENSE THUNDERSTORMS ON EARTH? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 87, n. 8, p. 1057–1072, 2006. DOI: 10.1175/BAMS-87-8-1057. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-87-8-1057>. Acesso em: 17 jan. 2019.

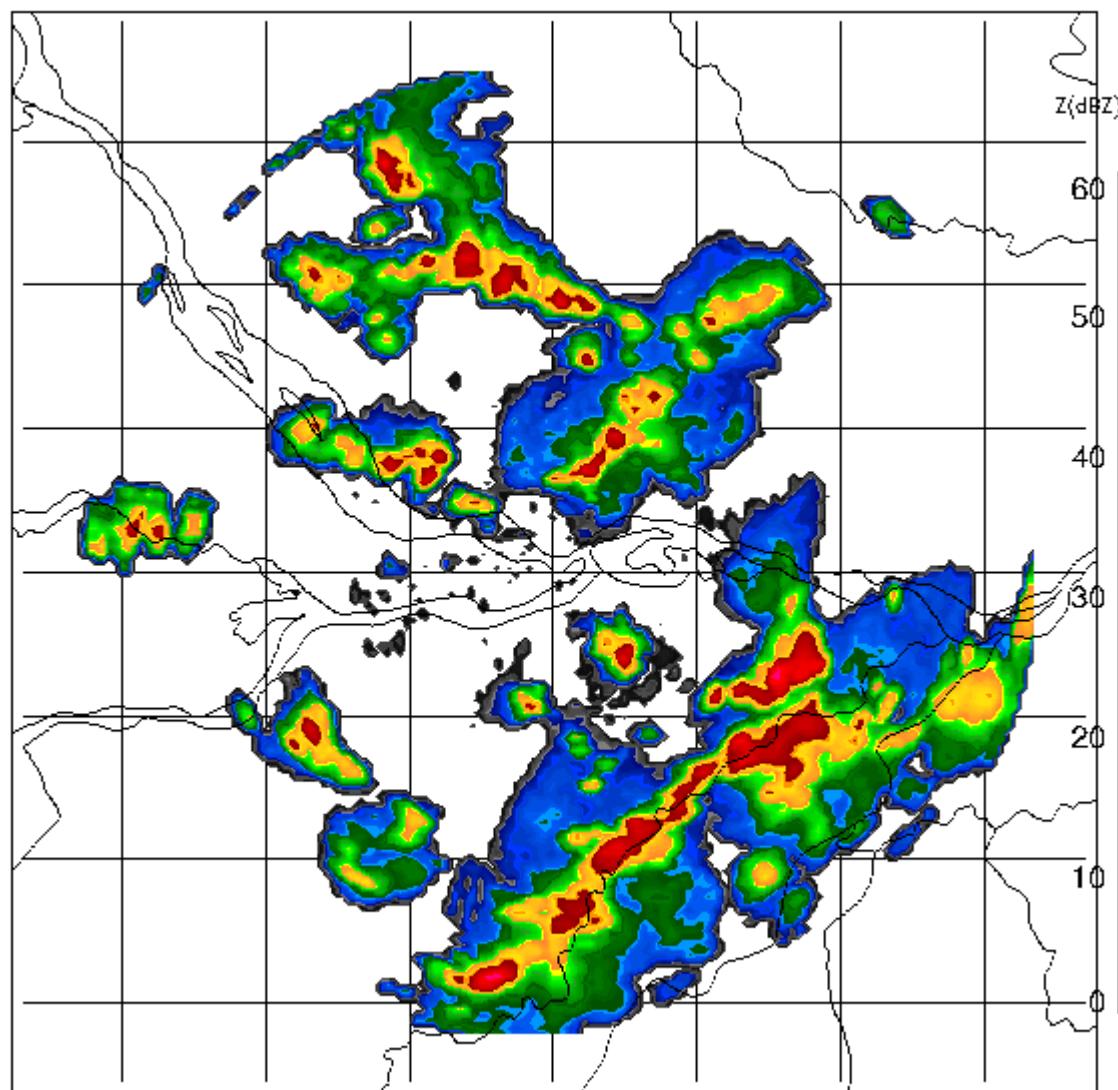
APÊNDICE A – SEQUÊNCIA DE MAXCAPPI MANAUS-AM

MAXCAPPI da região de Manaus-AM, com os rios contornados. Resolução horizontal de 2 km. Sequência iniciando às 18 UTC até 23:48 UTC (p. 106).

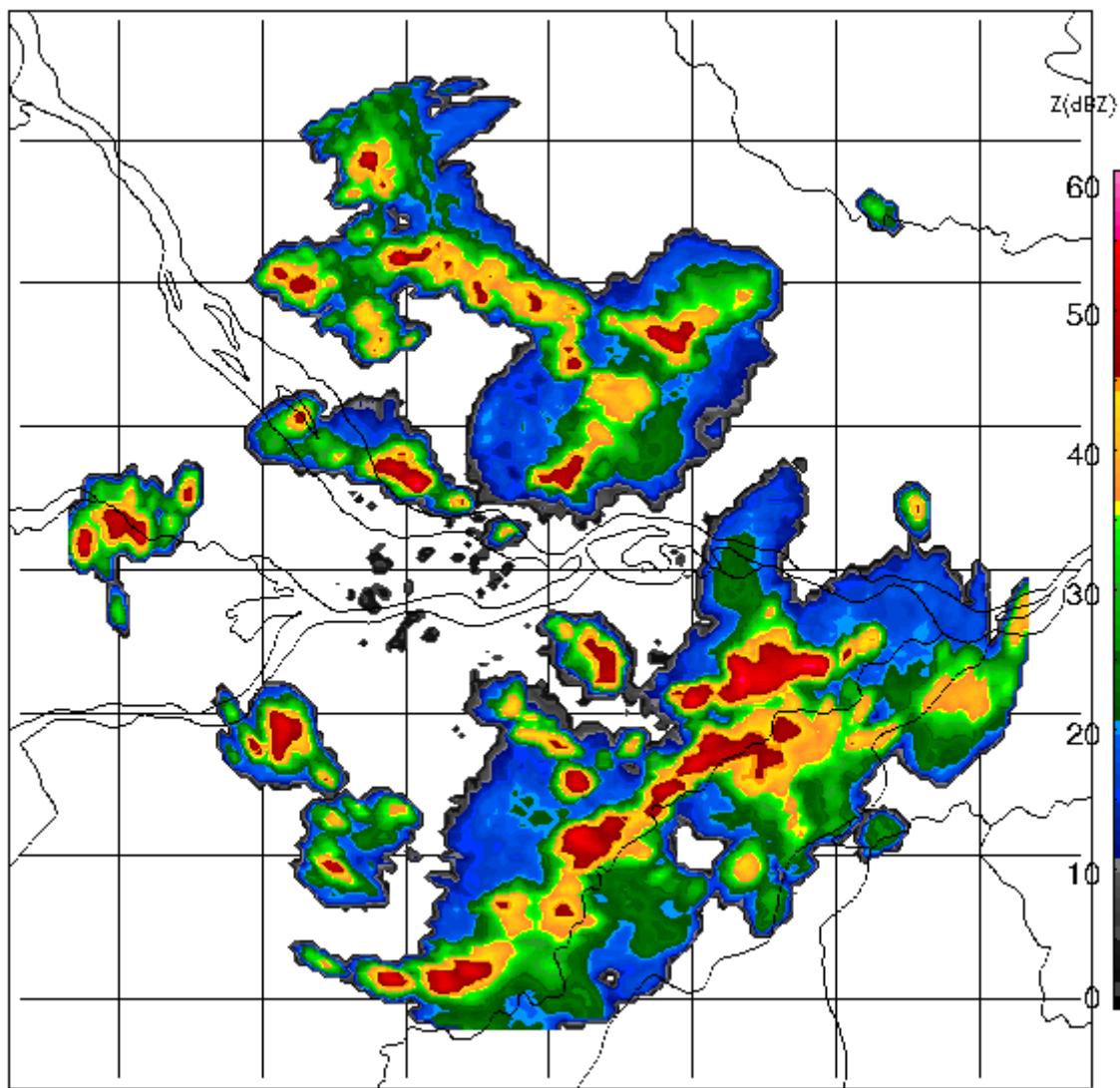
Refletividade do Radar – 20140908T1800



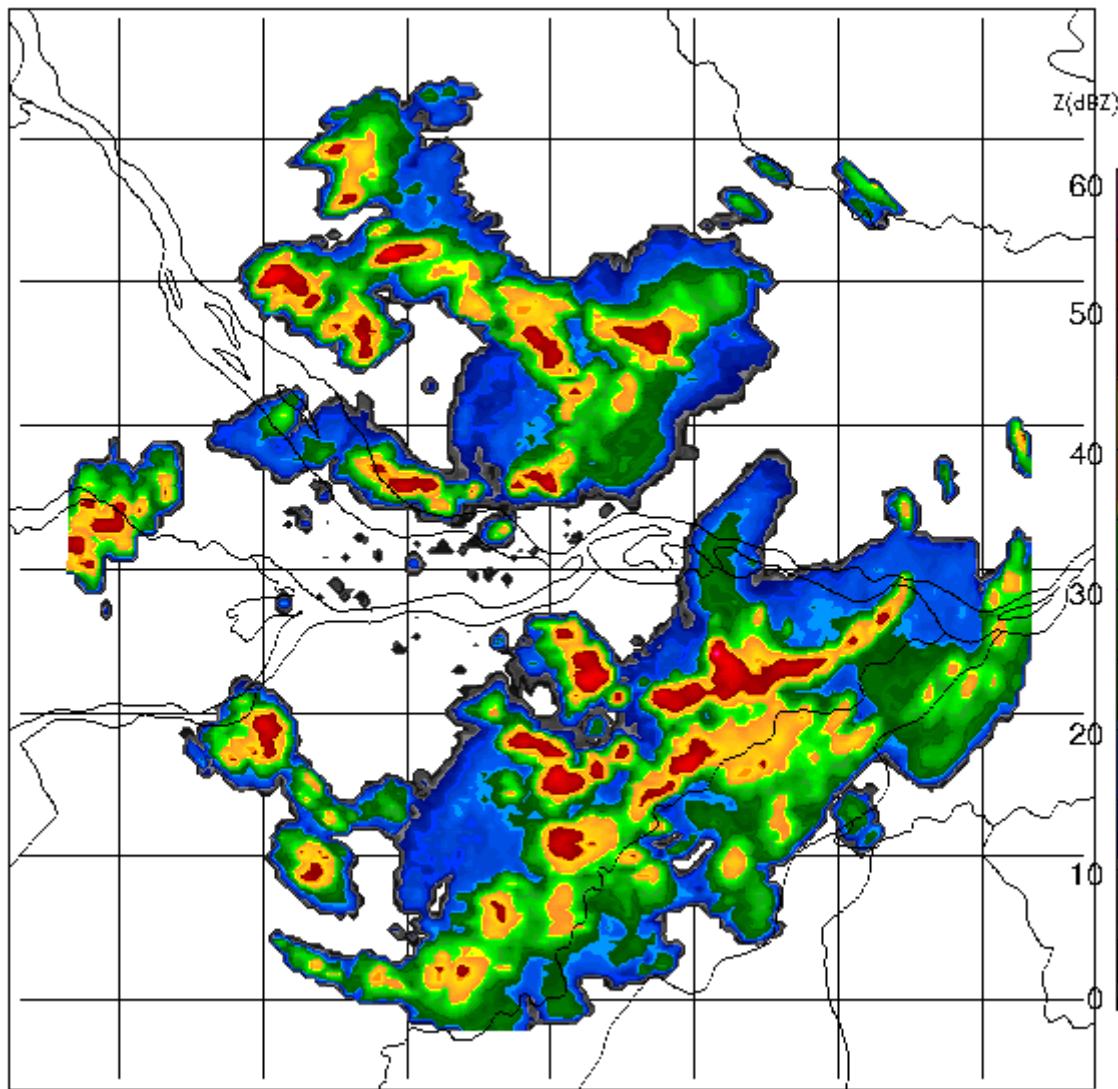
Refletividade do Radar – 20140908T1812



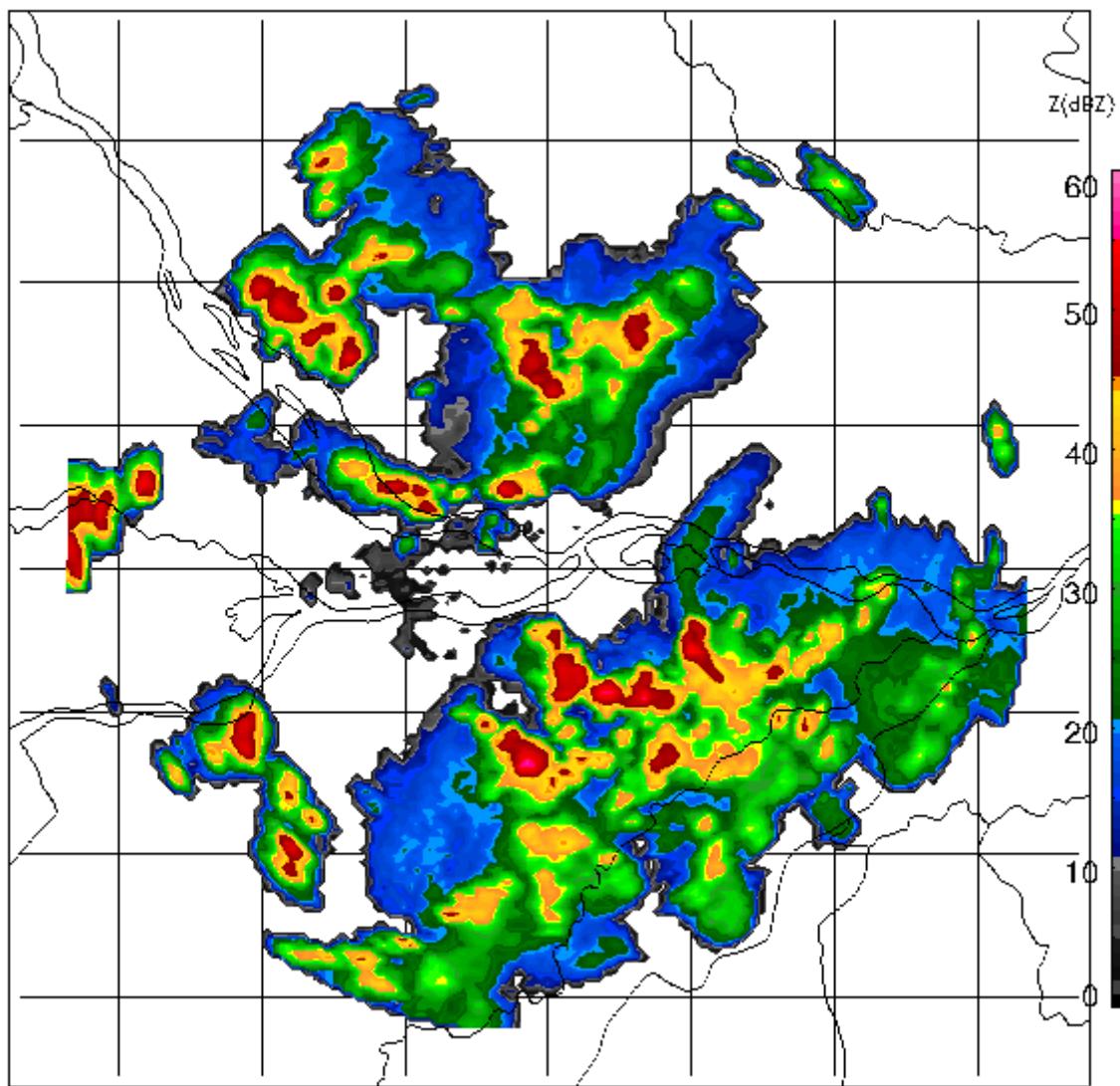
Refletividade do Radar – 20140908T1824



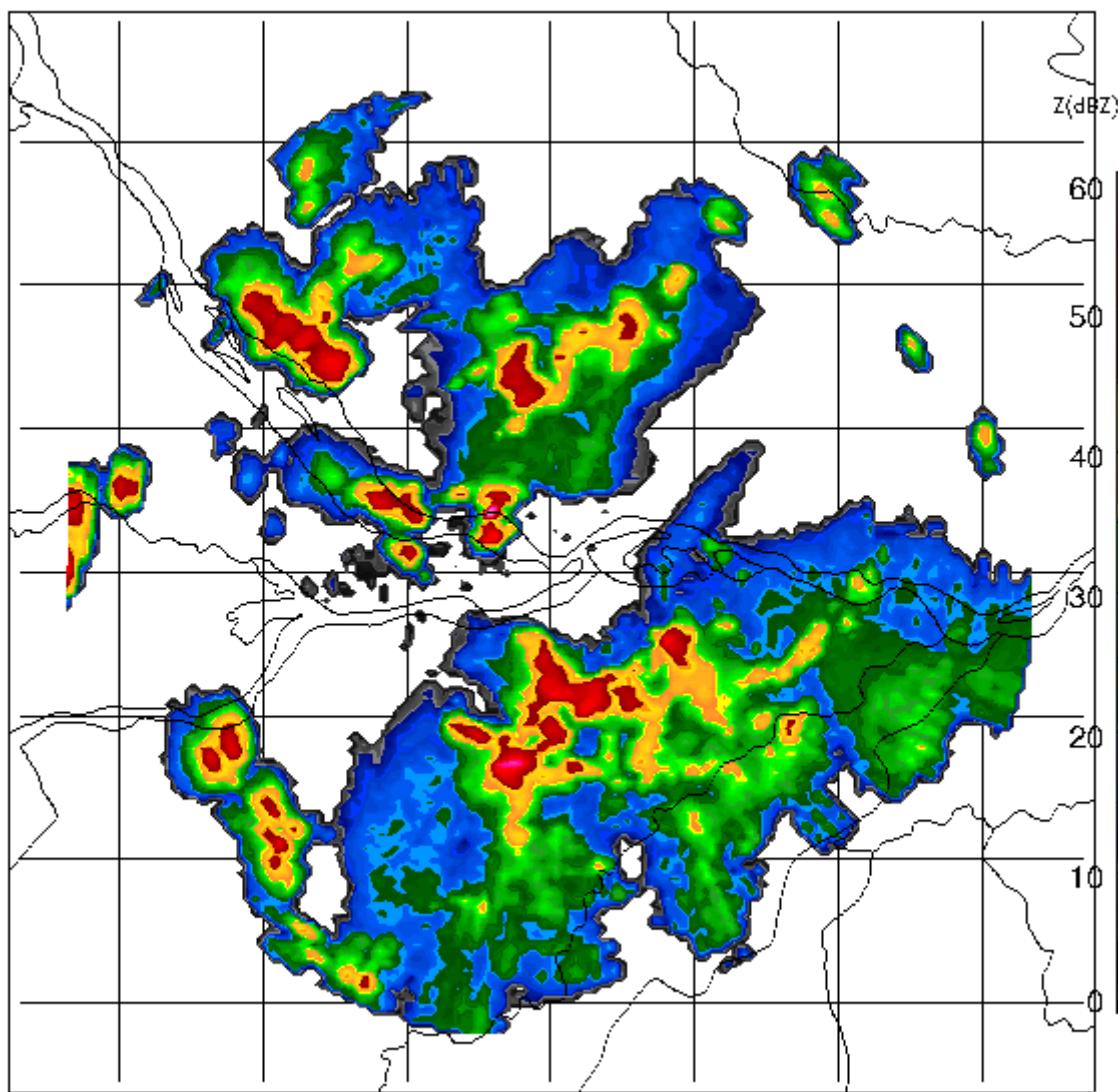
Refletividade do Radar – 20140908T1836



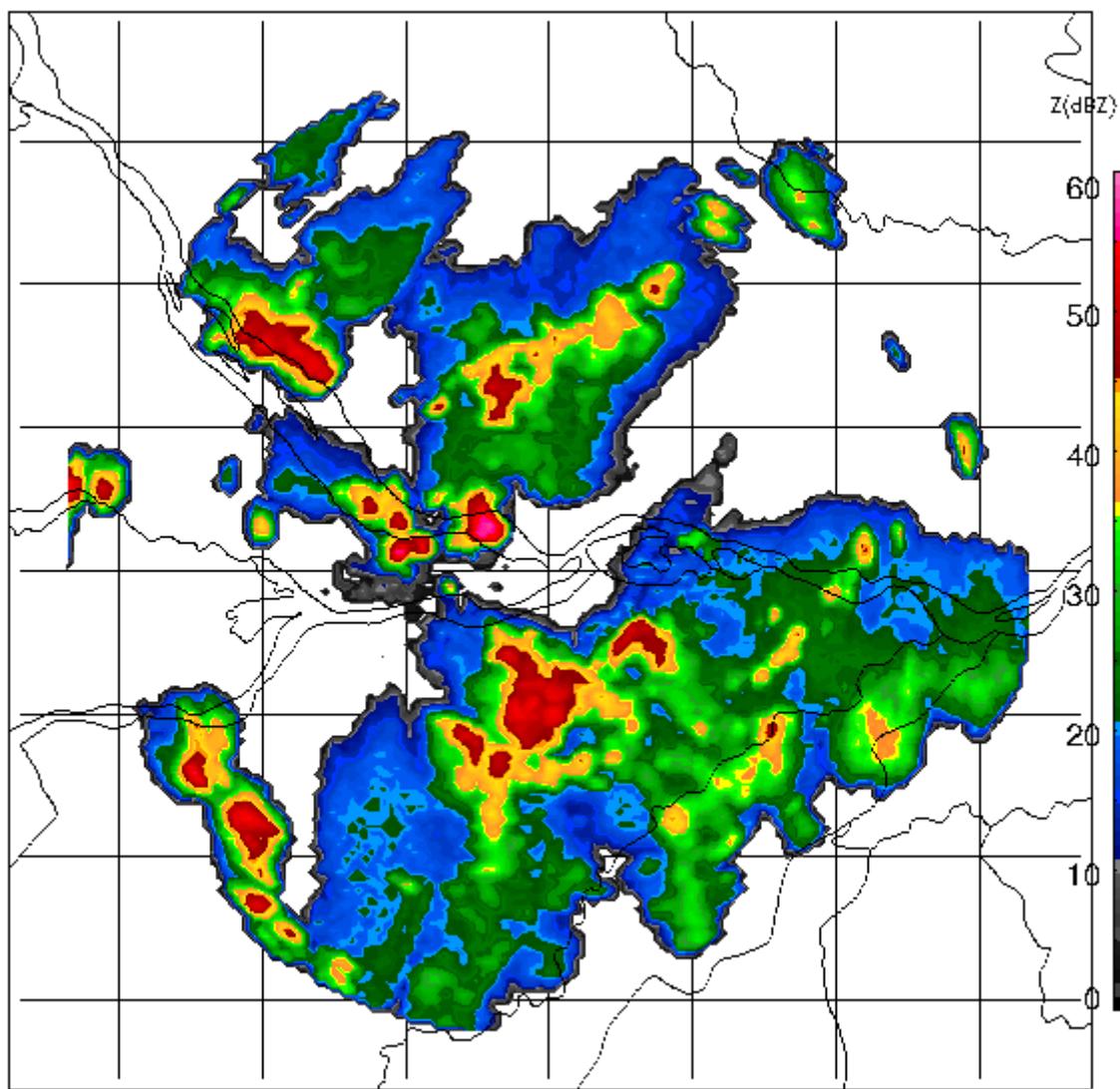
Refletividade do Radar – 20140908T1848



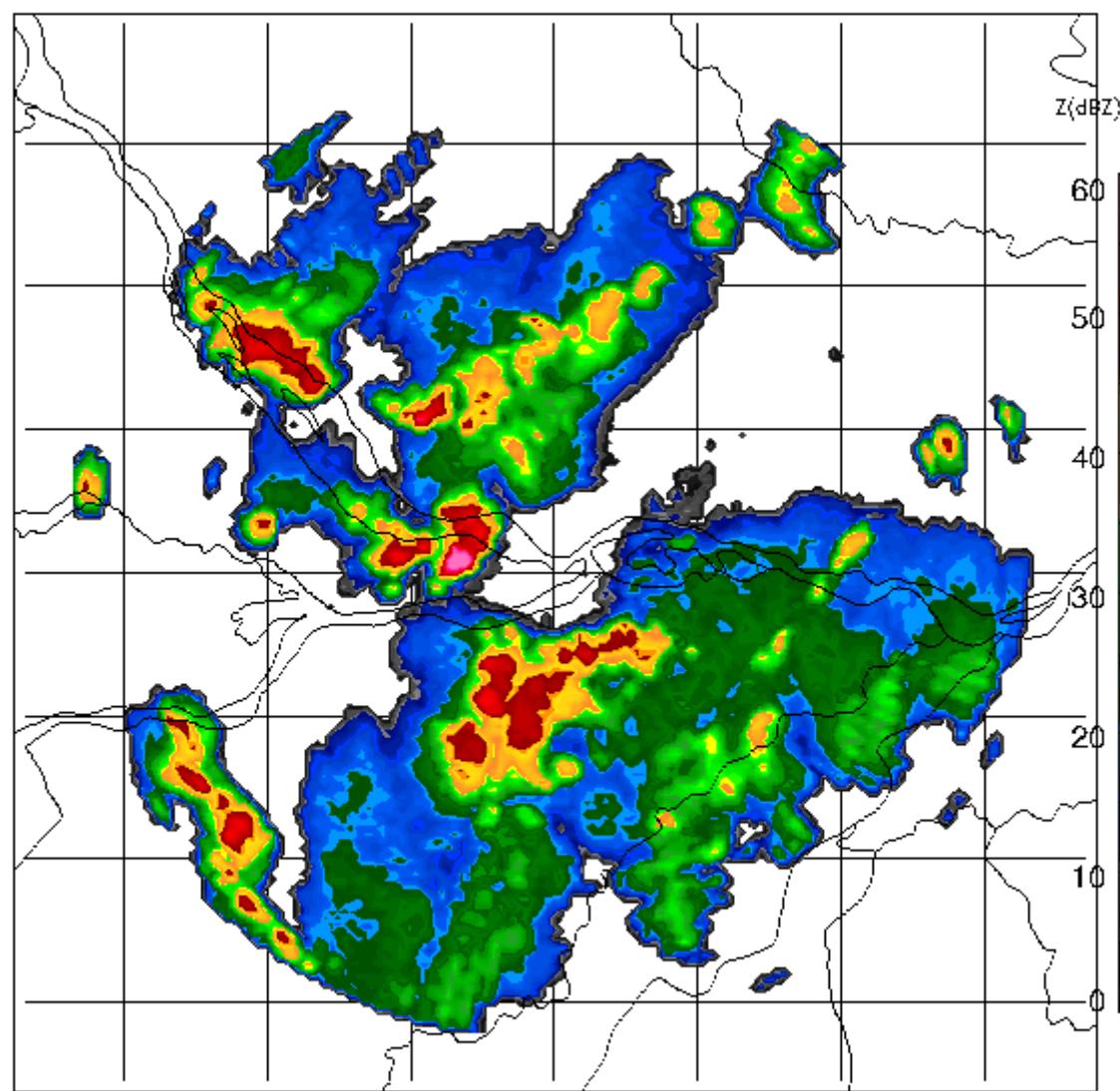
Refletividade do Radar – 20140908T1900



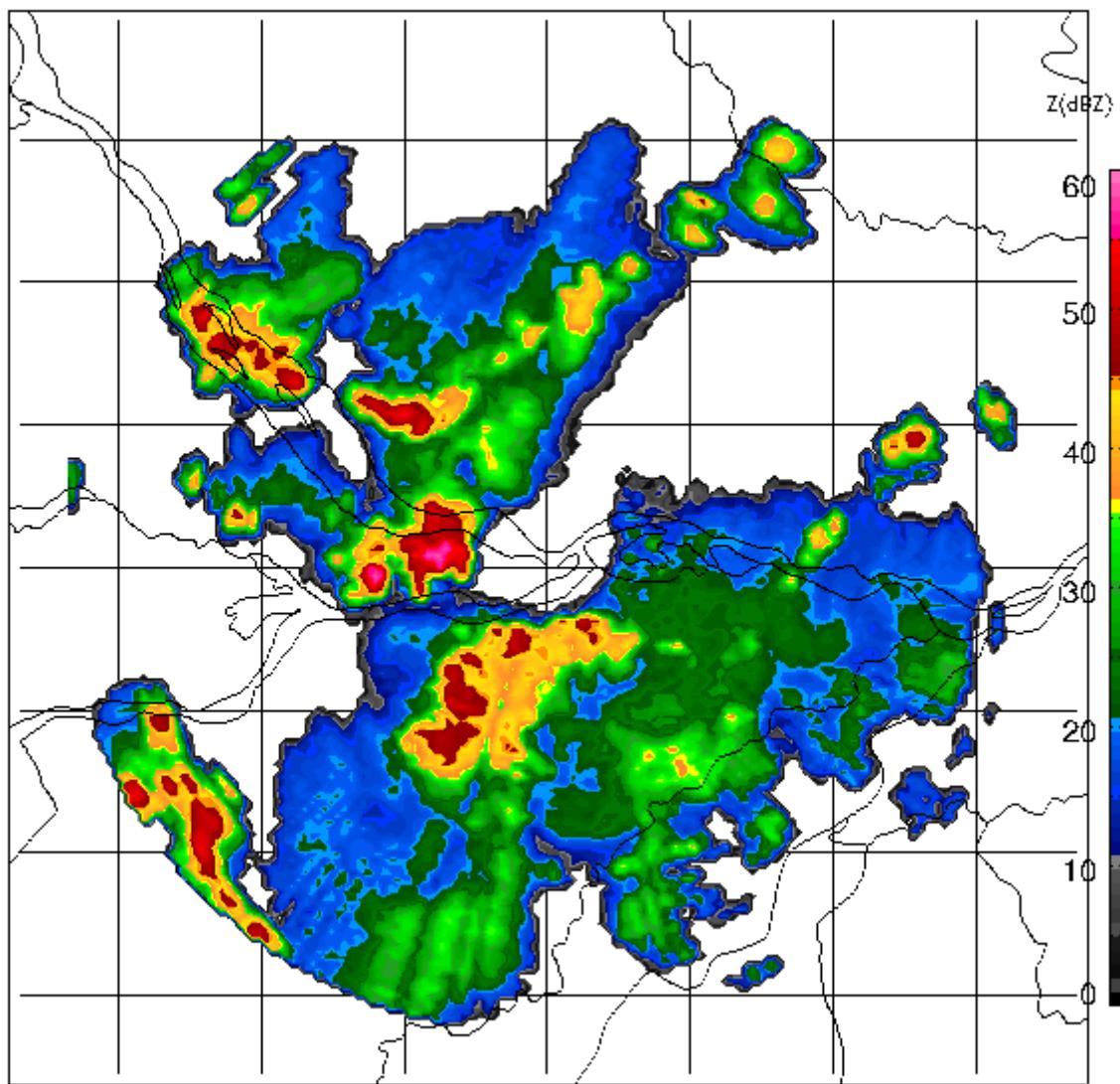
Refletividade do Radar – 20140908T1912



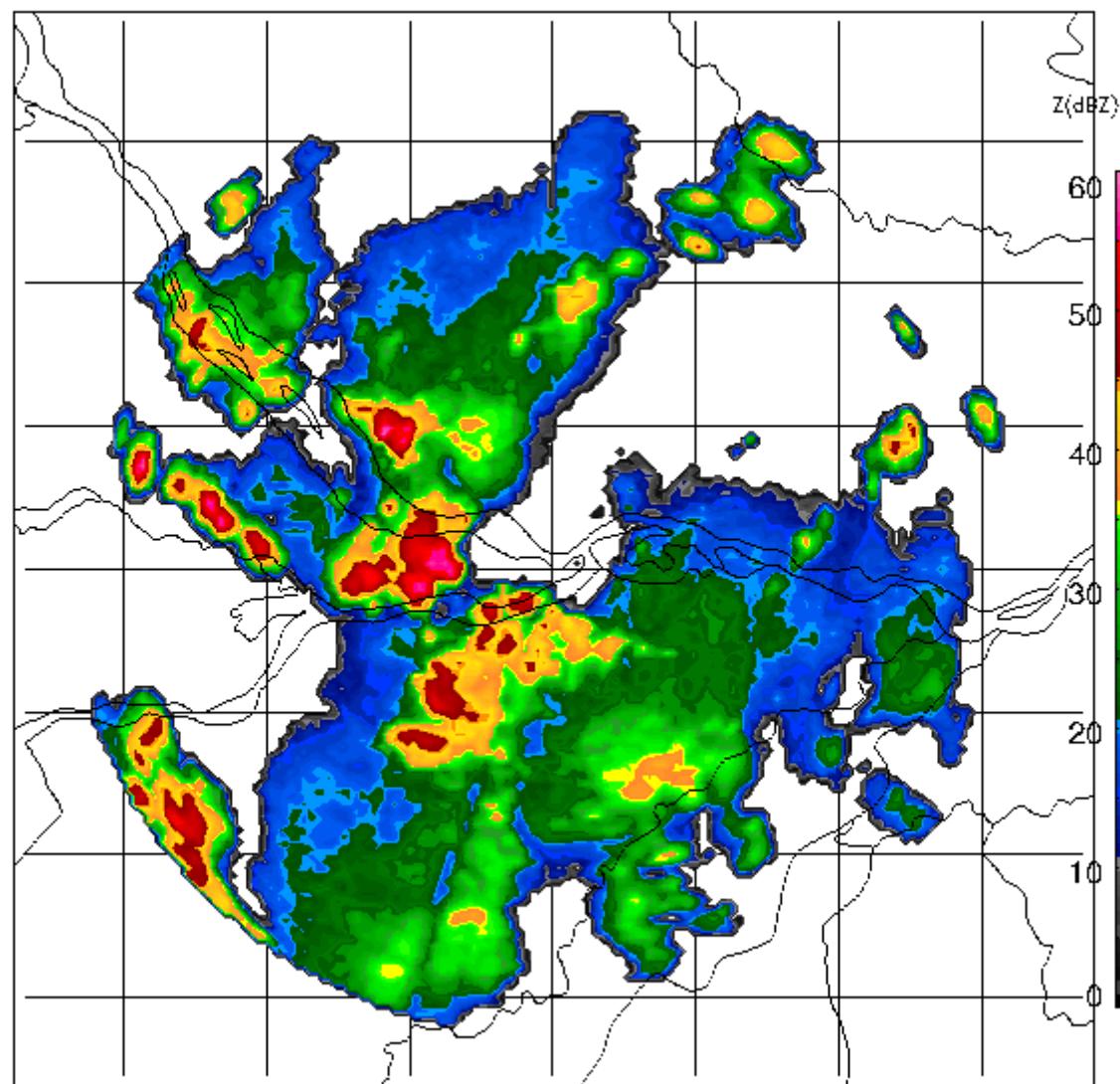
Refletividade do Radar – 20140908T1924



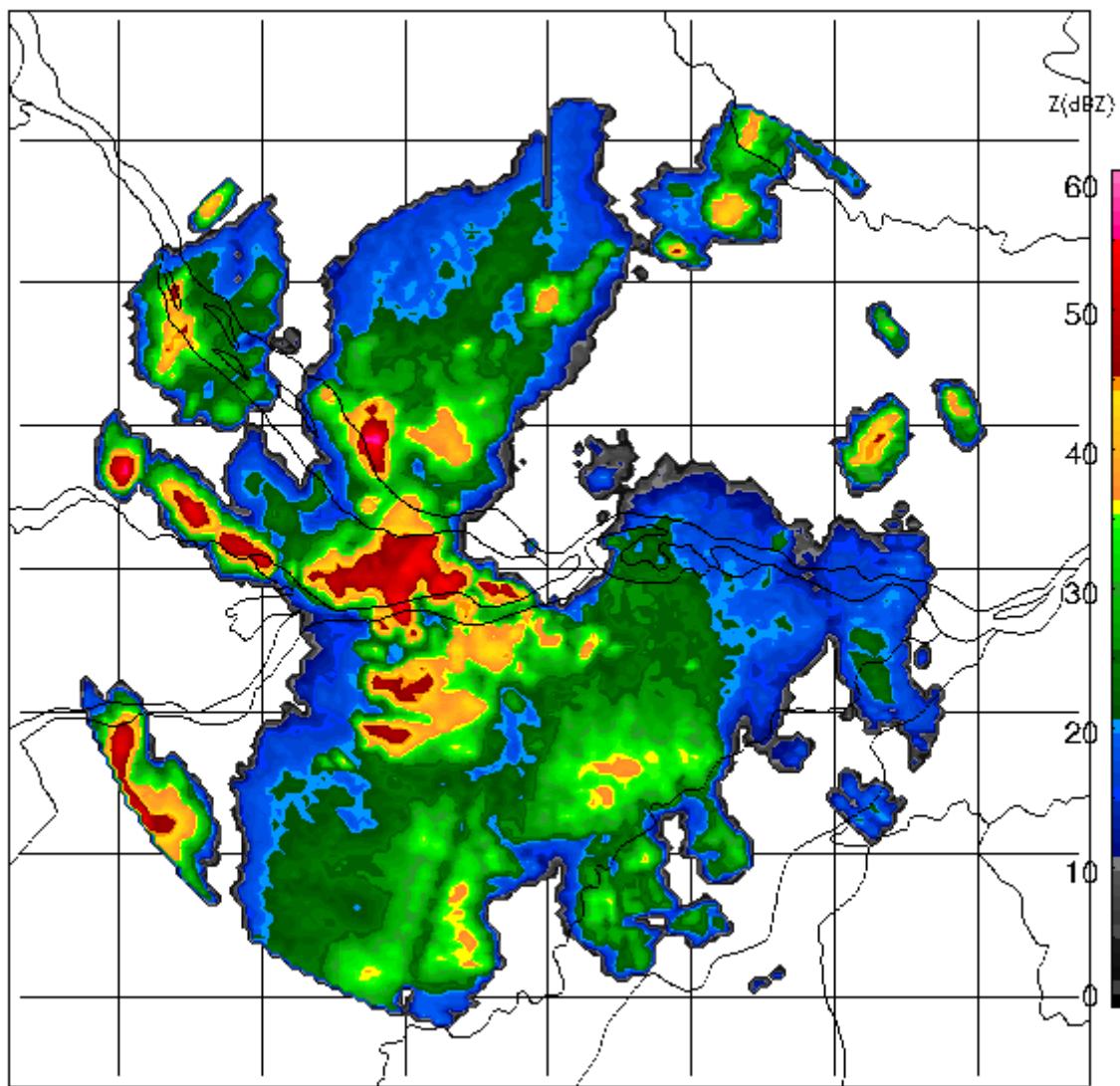
Refletividade do Radar – 20140908T1936



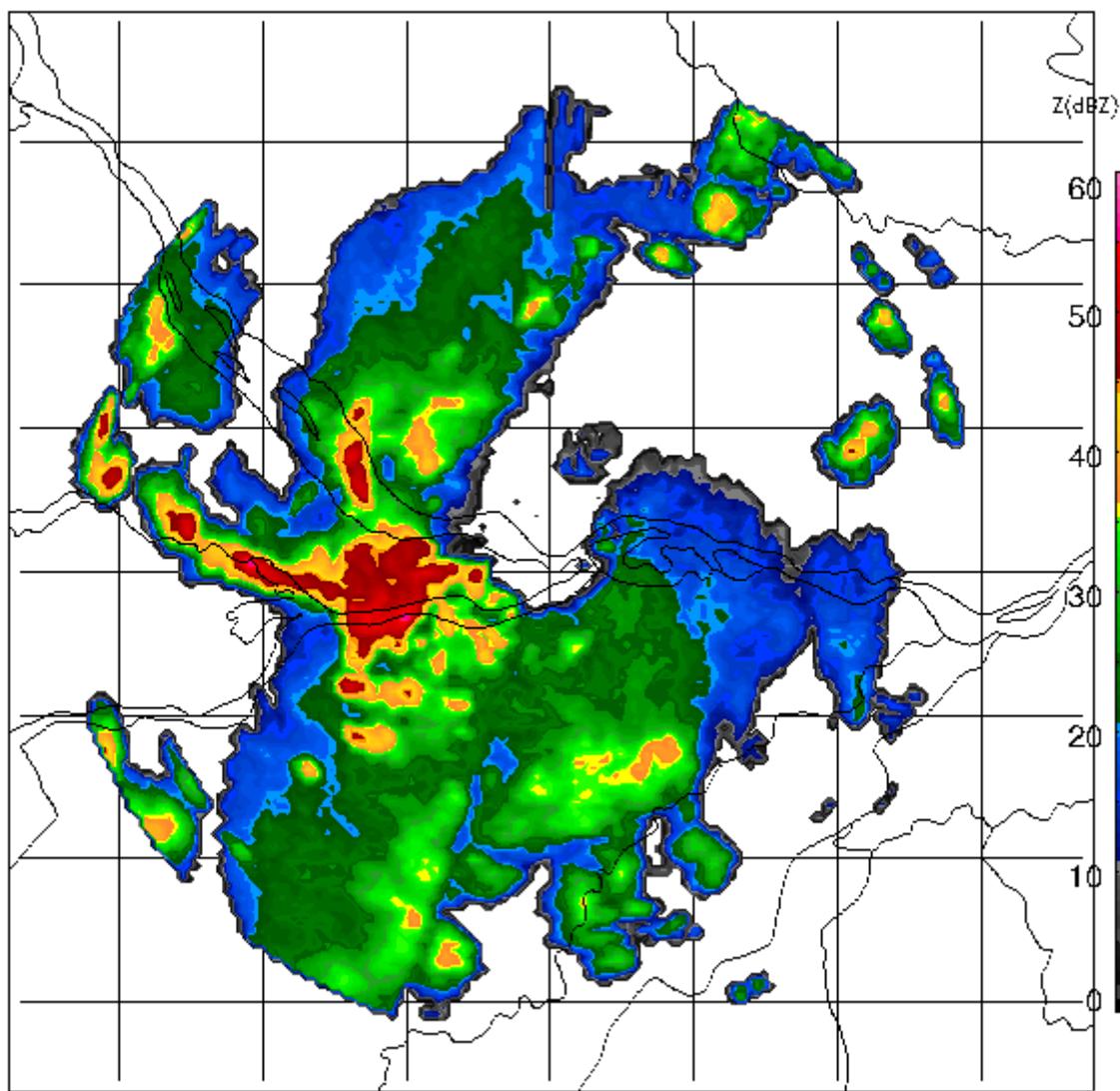
Refletividade do Radar – 20140908T1948



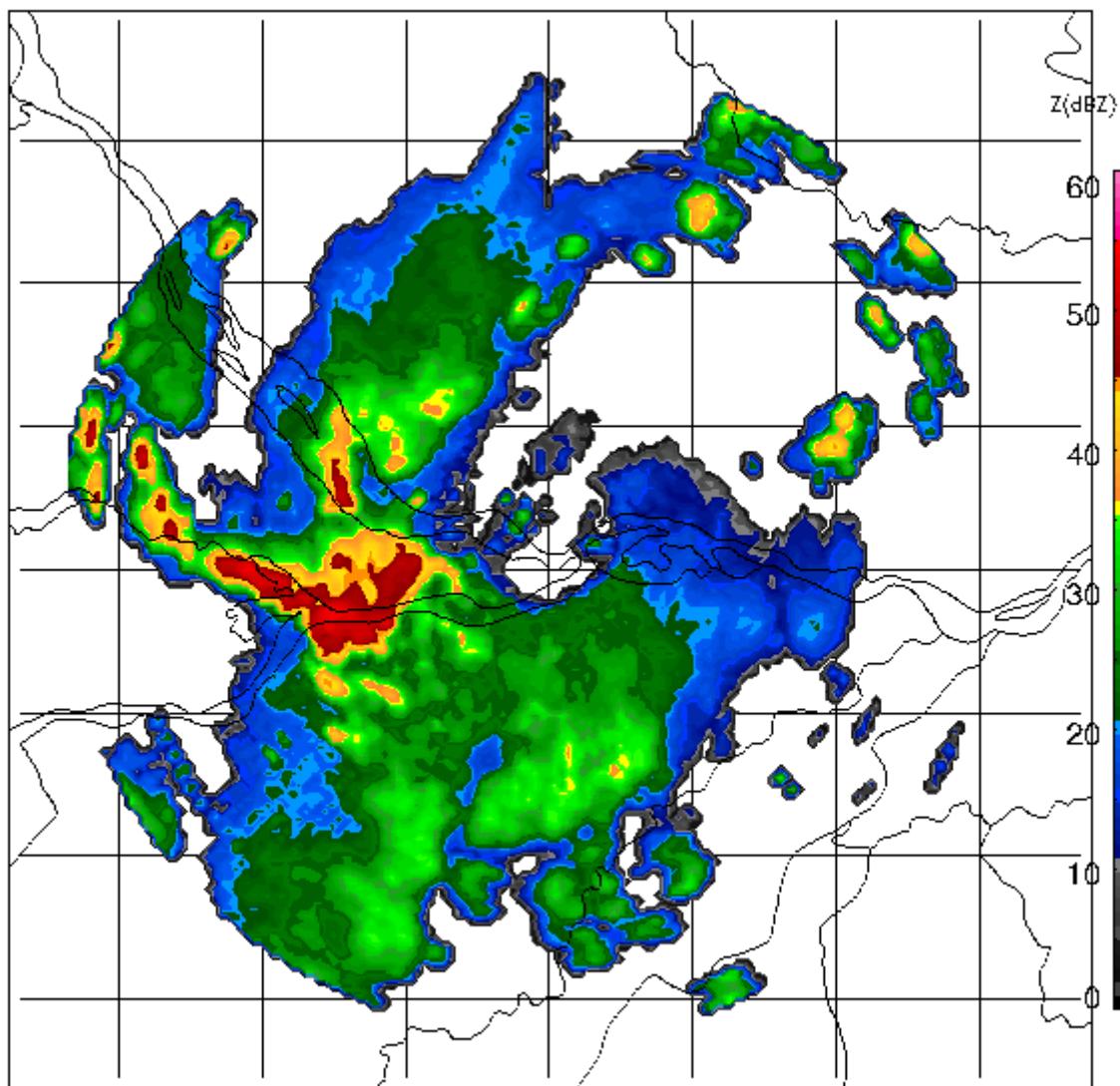
Refletividade do Radar – 20140908T2000



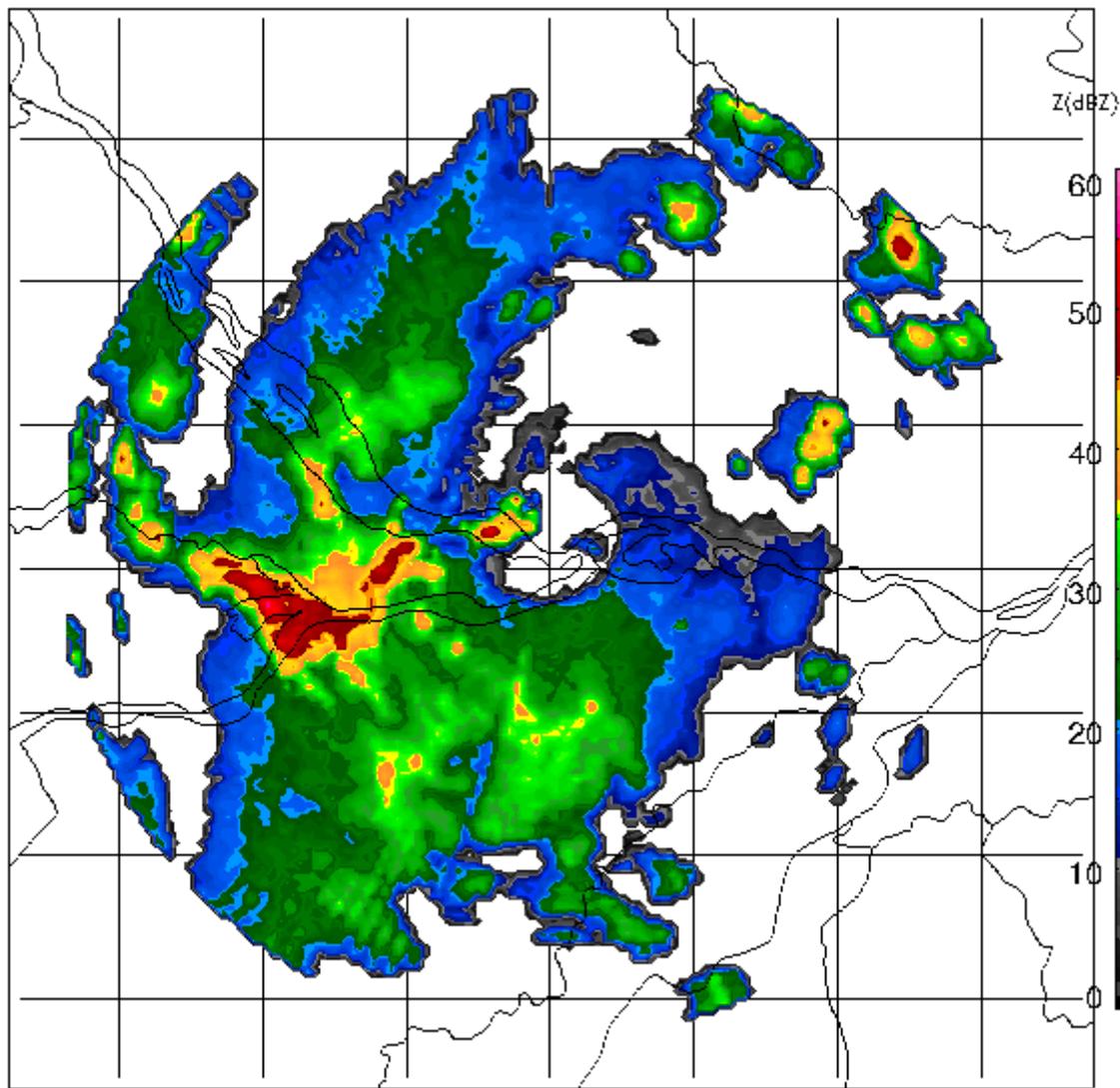
Refletividade do Radar – 20140908T2012



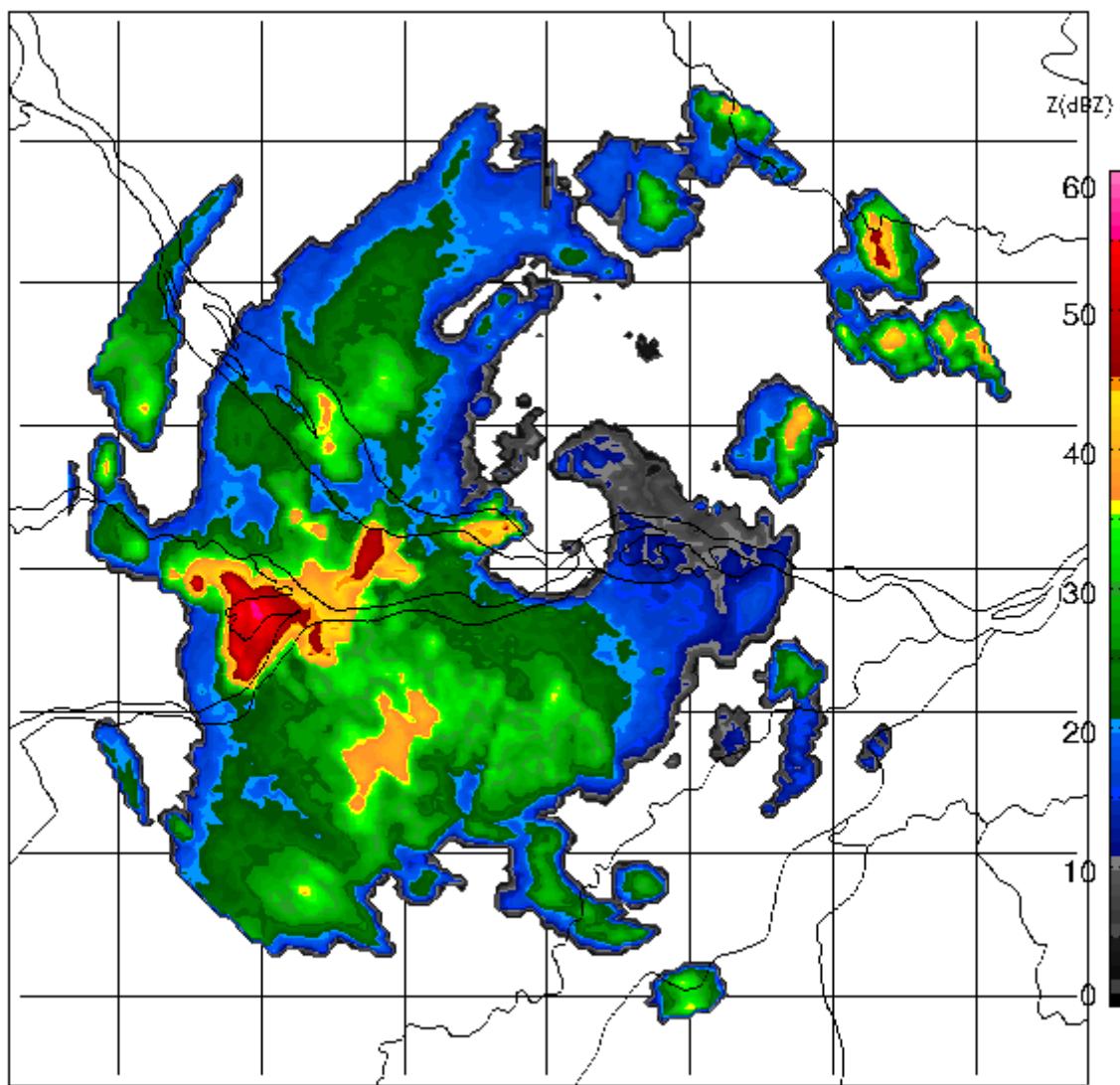
Refletividade do Radar – 20140908T2024



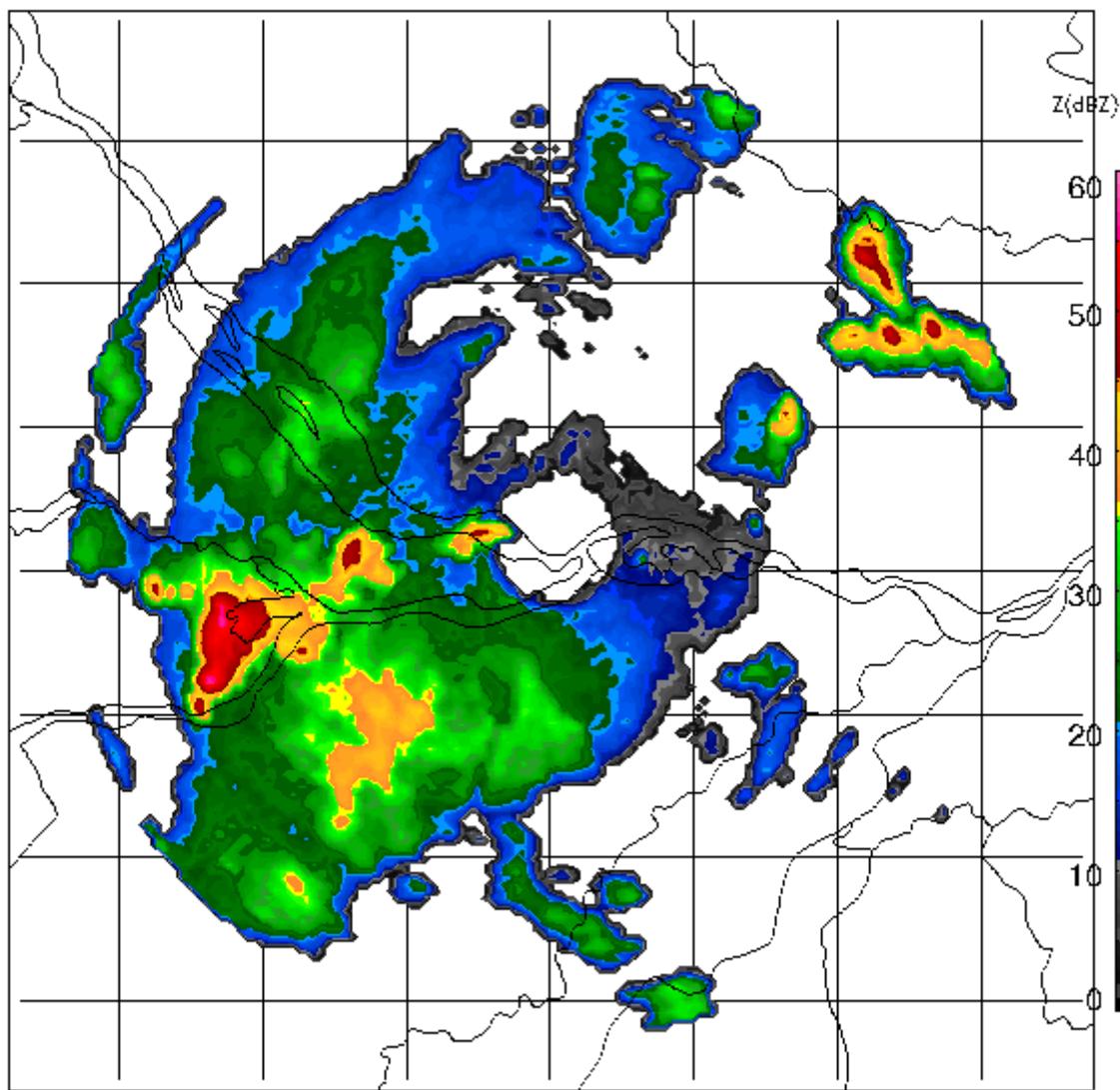
Refletividade do Radar – 20140908T2036



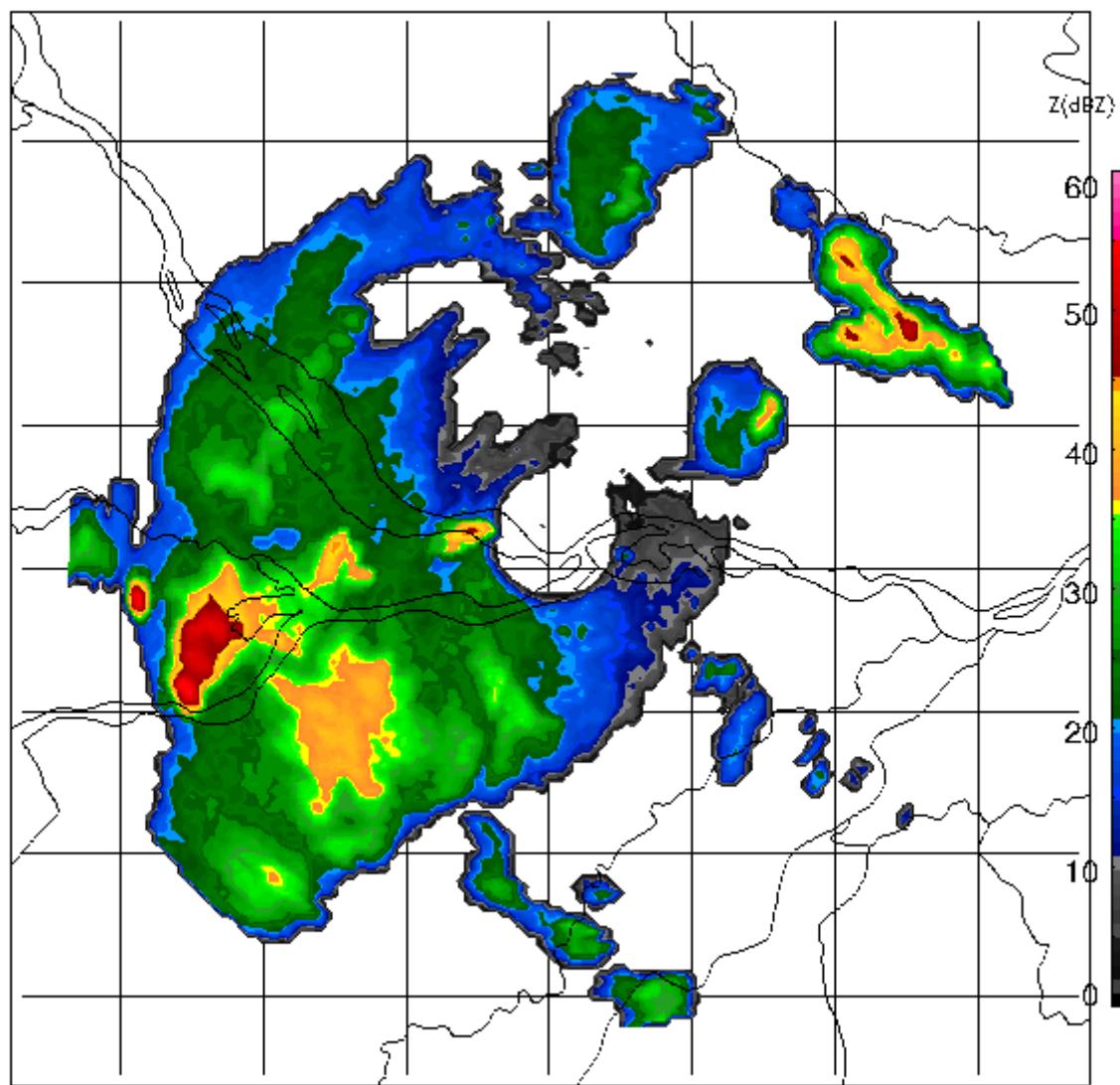
Refletividade do Radar – 20140908T2048



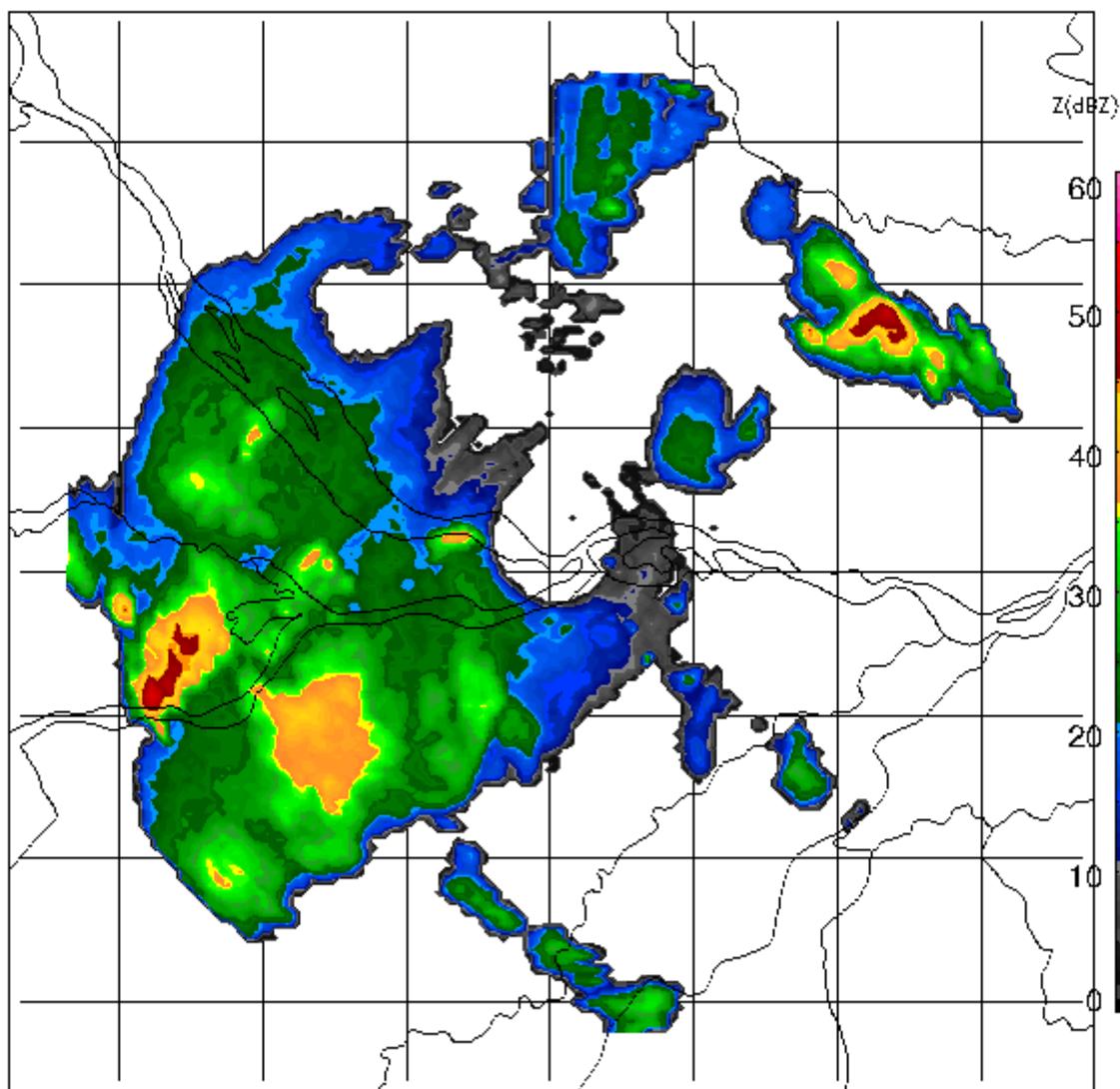
Refletividade do Radar – 20140908T2100



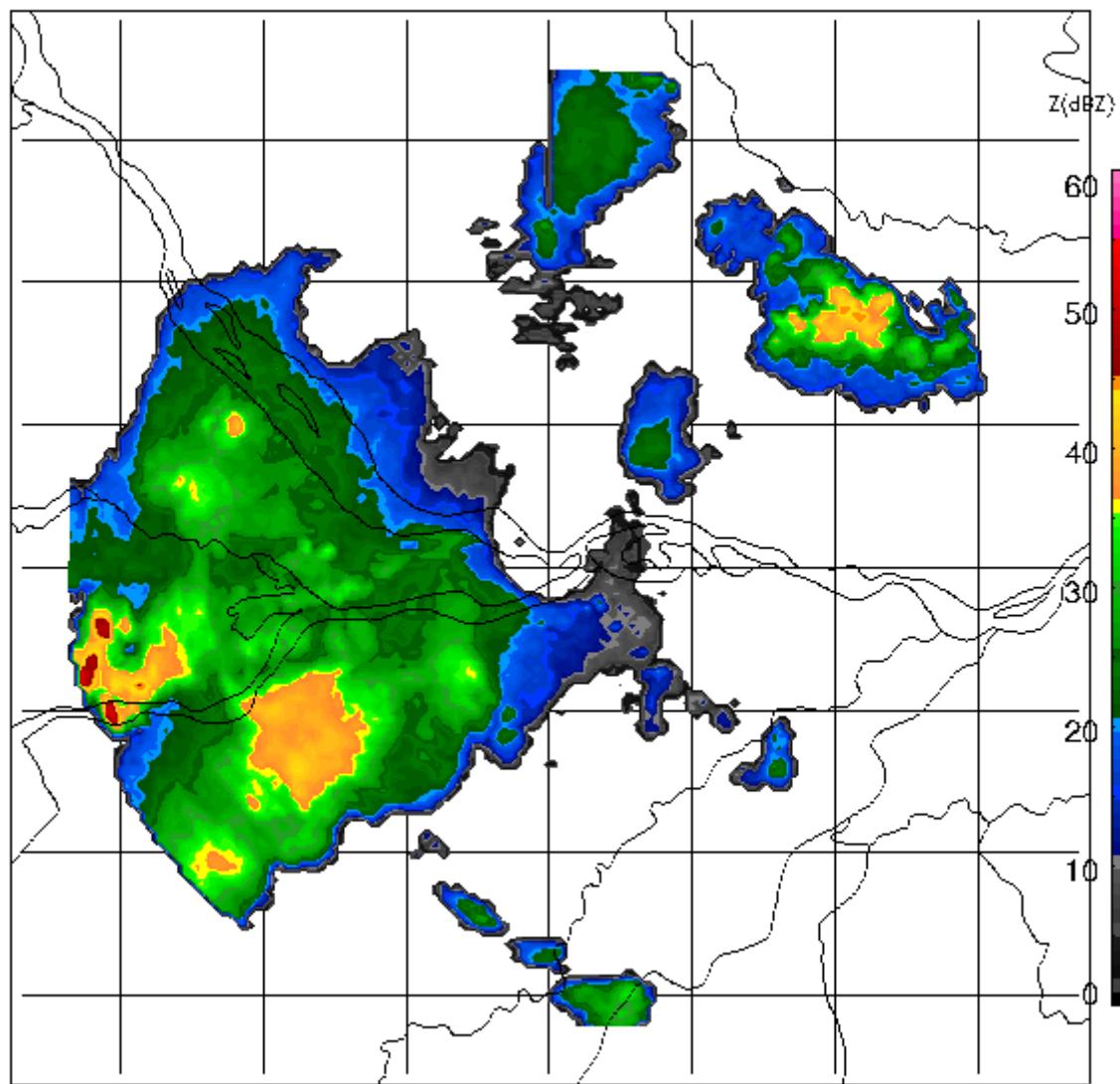
Refletividade do Radar – 20140908T2112



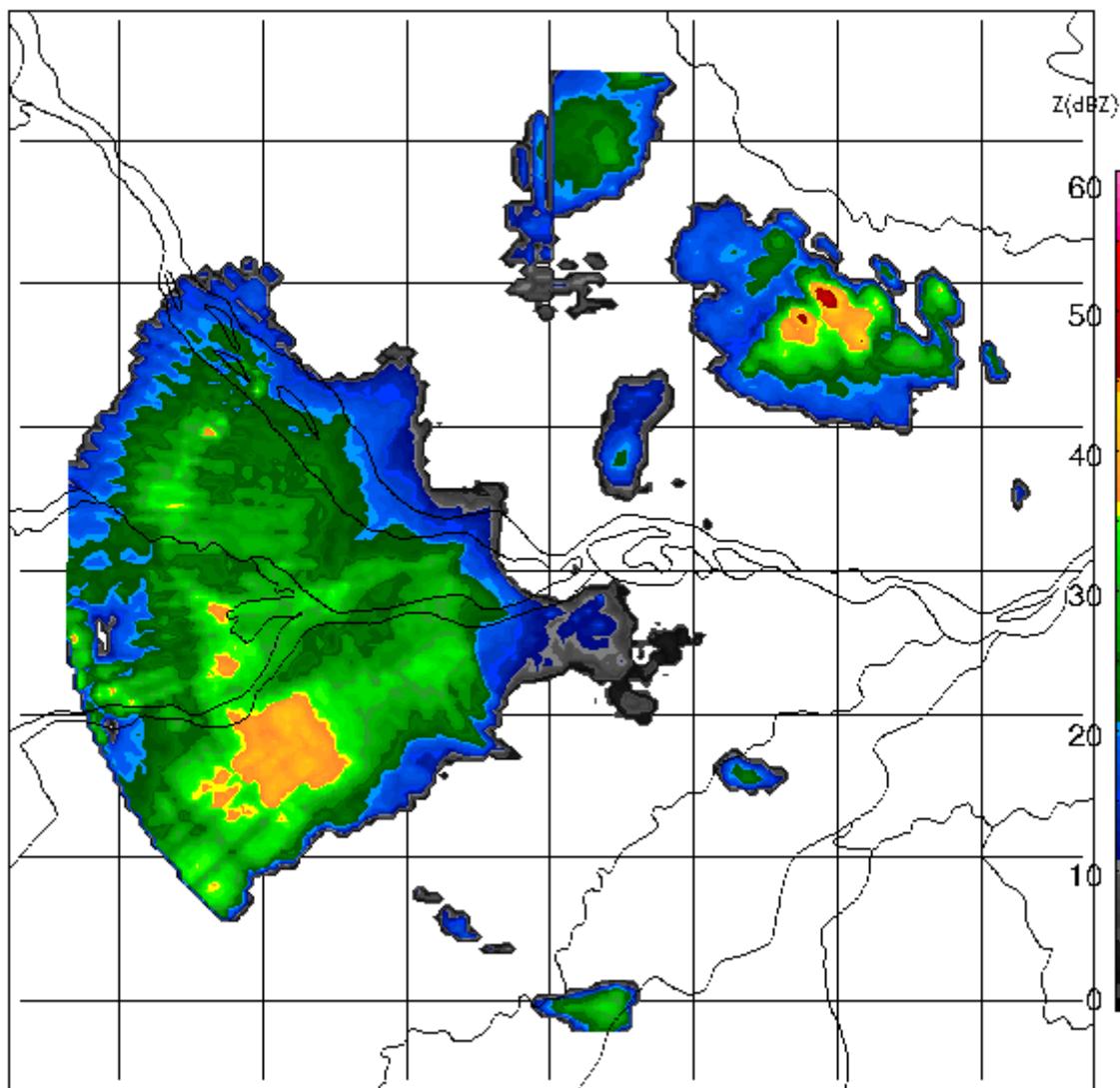
Refletividade do Radar – 20140908T2124



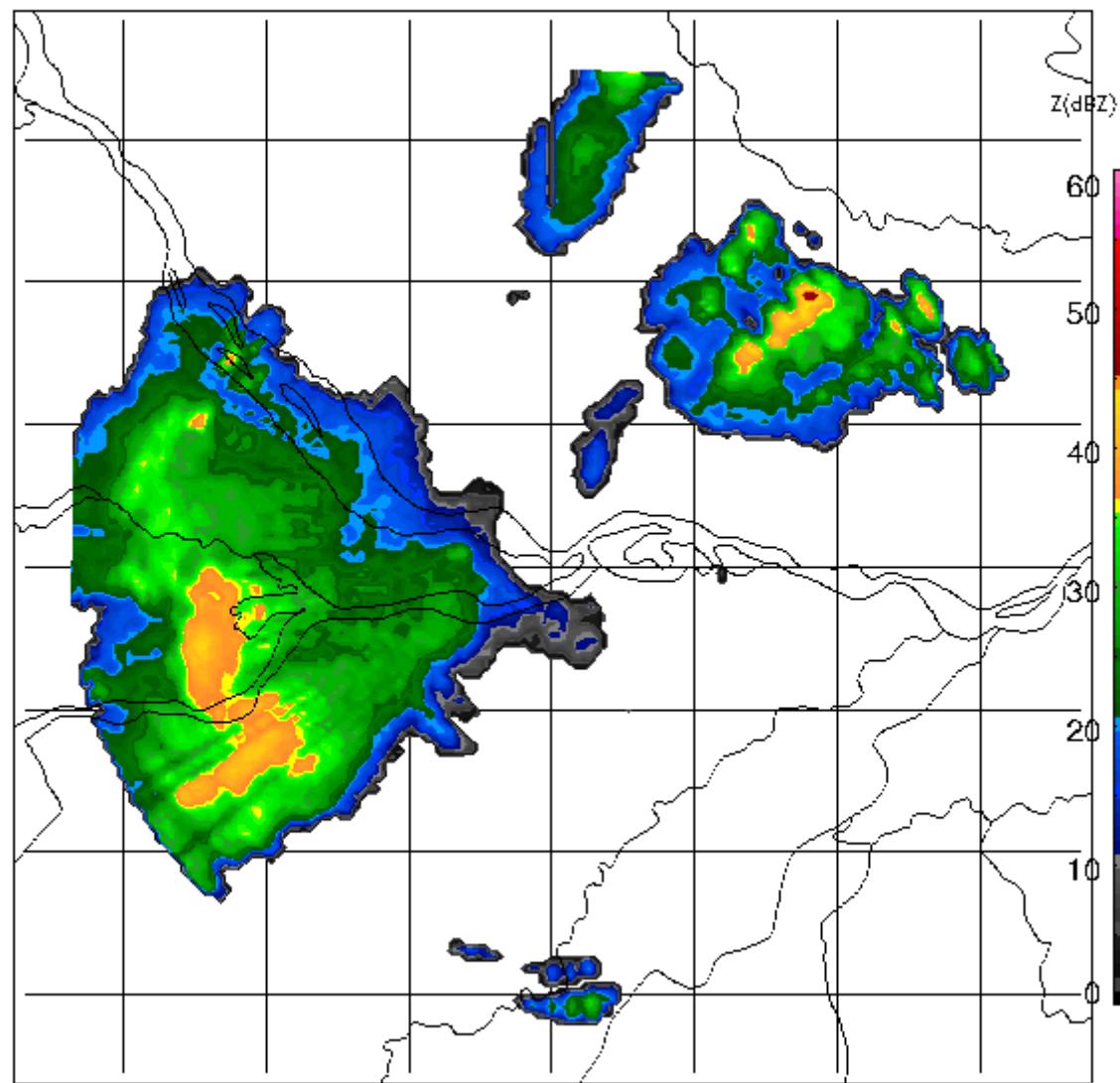
Refletividade do Radar – 20140908T2136



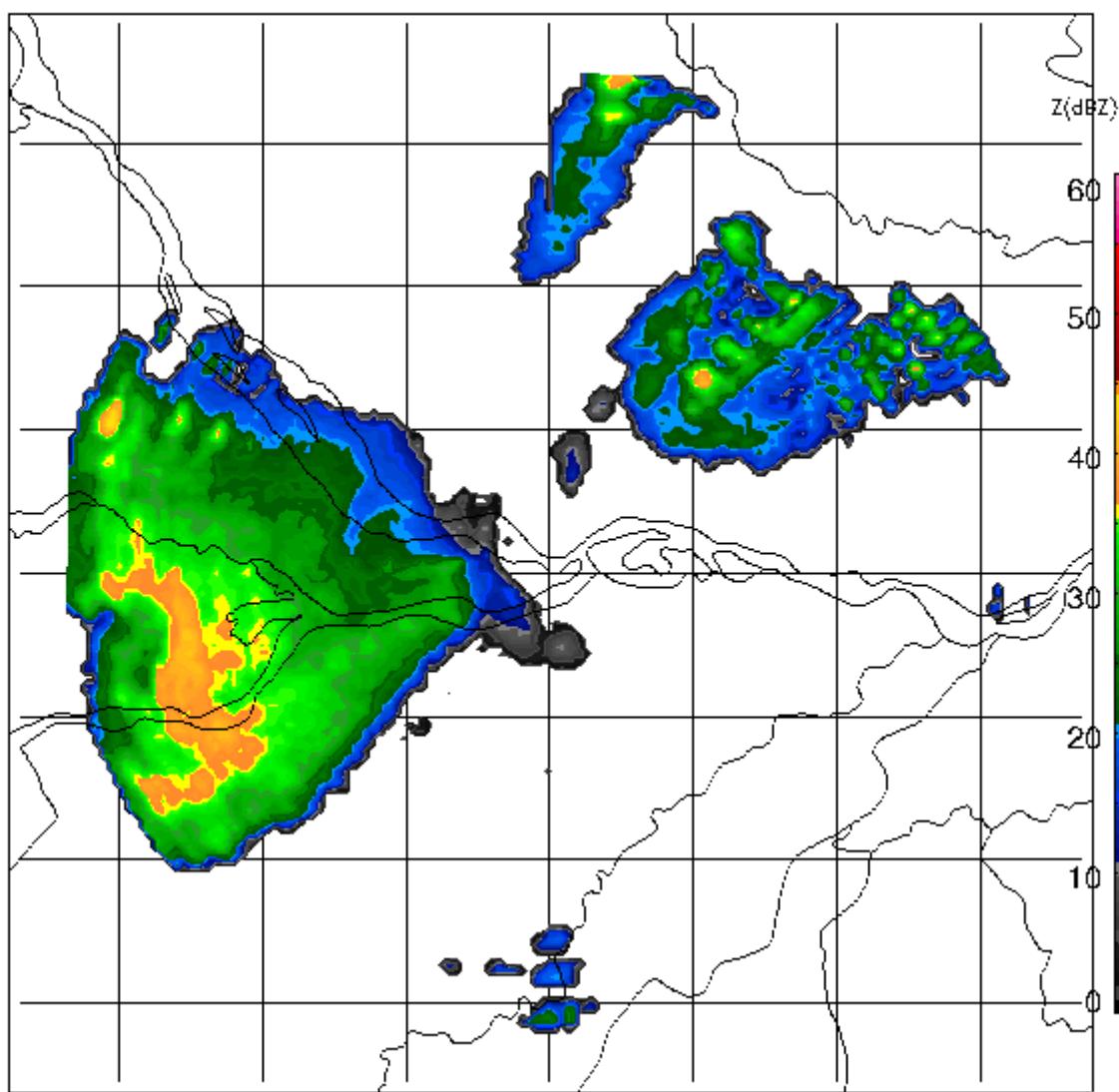
Refletividade do Radar – 20140908T2148



Refletividade do Radar – 20140908T2200

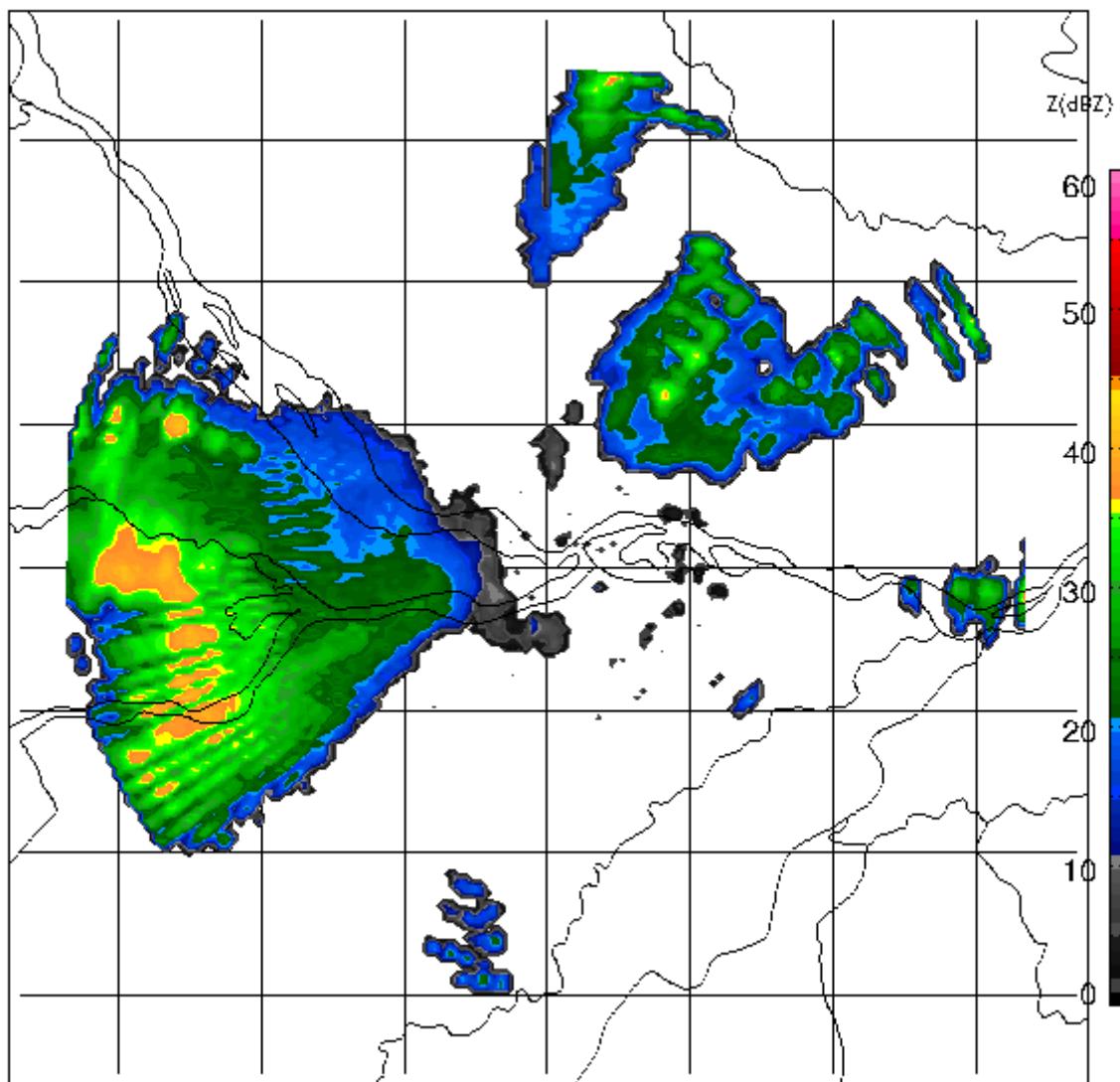


Refletividade do Radar – 20140908T2212

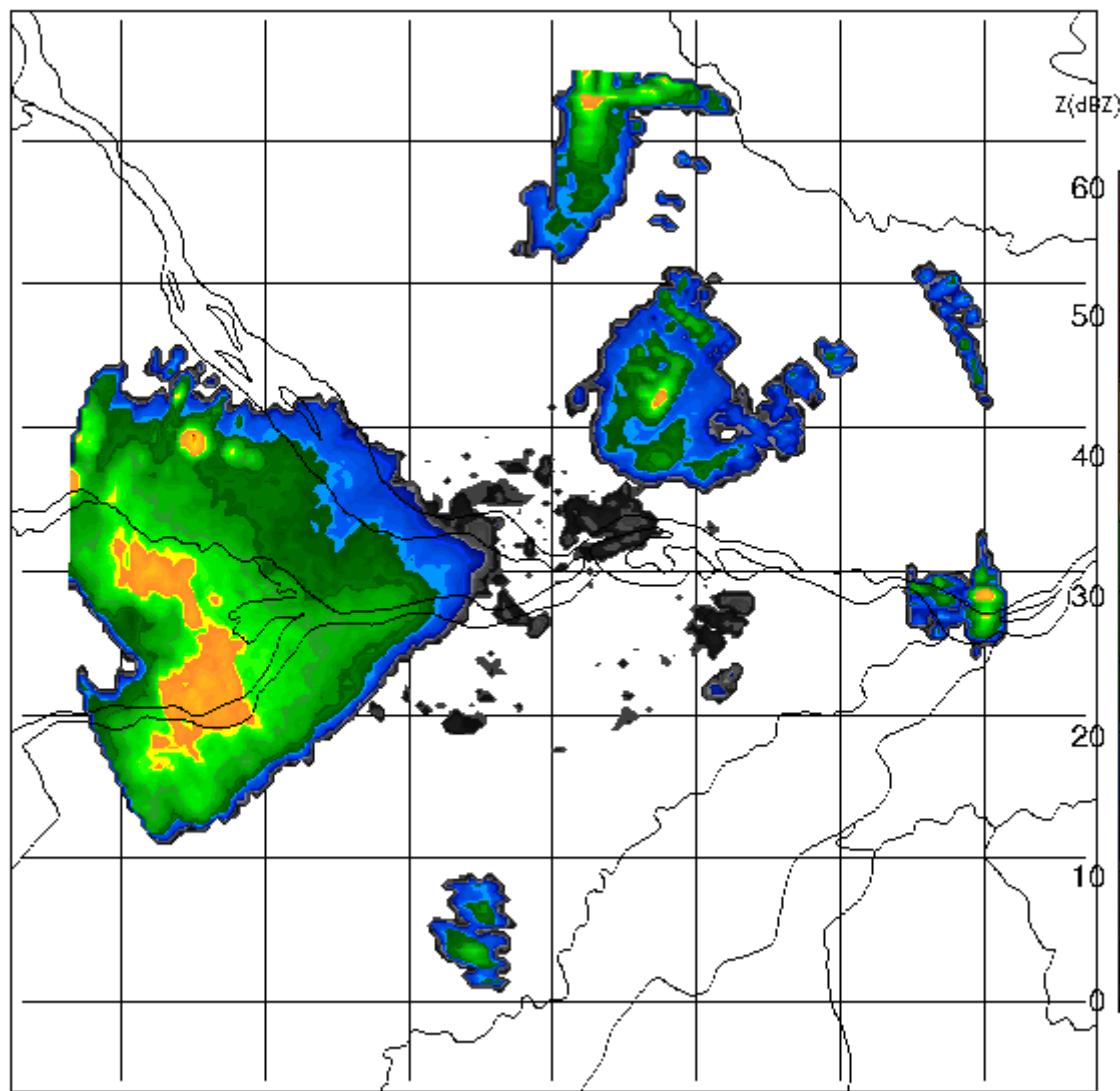


100

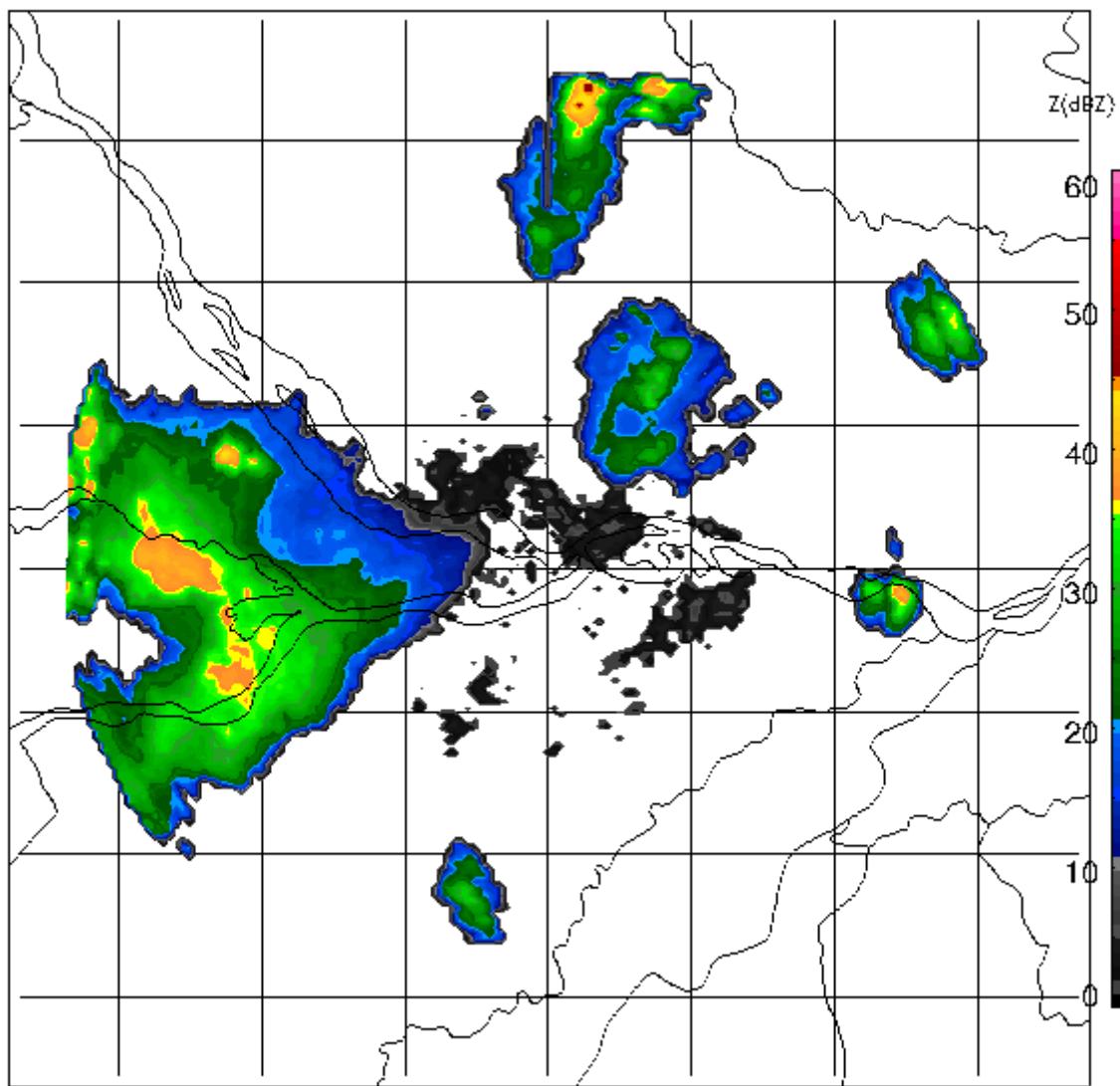
Refletividade do Radar – 20140908T2224



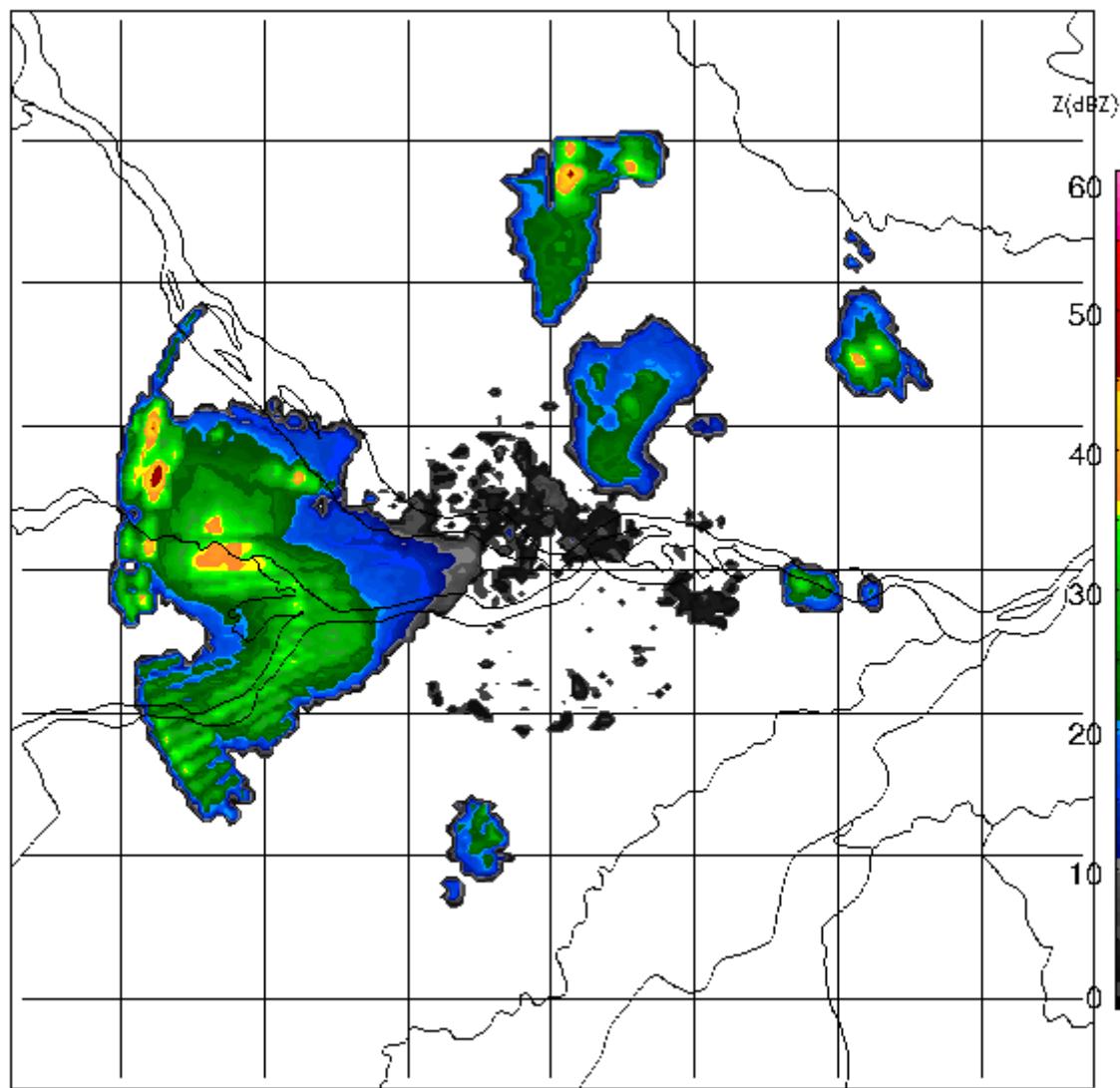
Refletividade do Radar – 20140908T2236



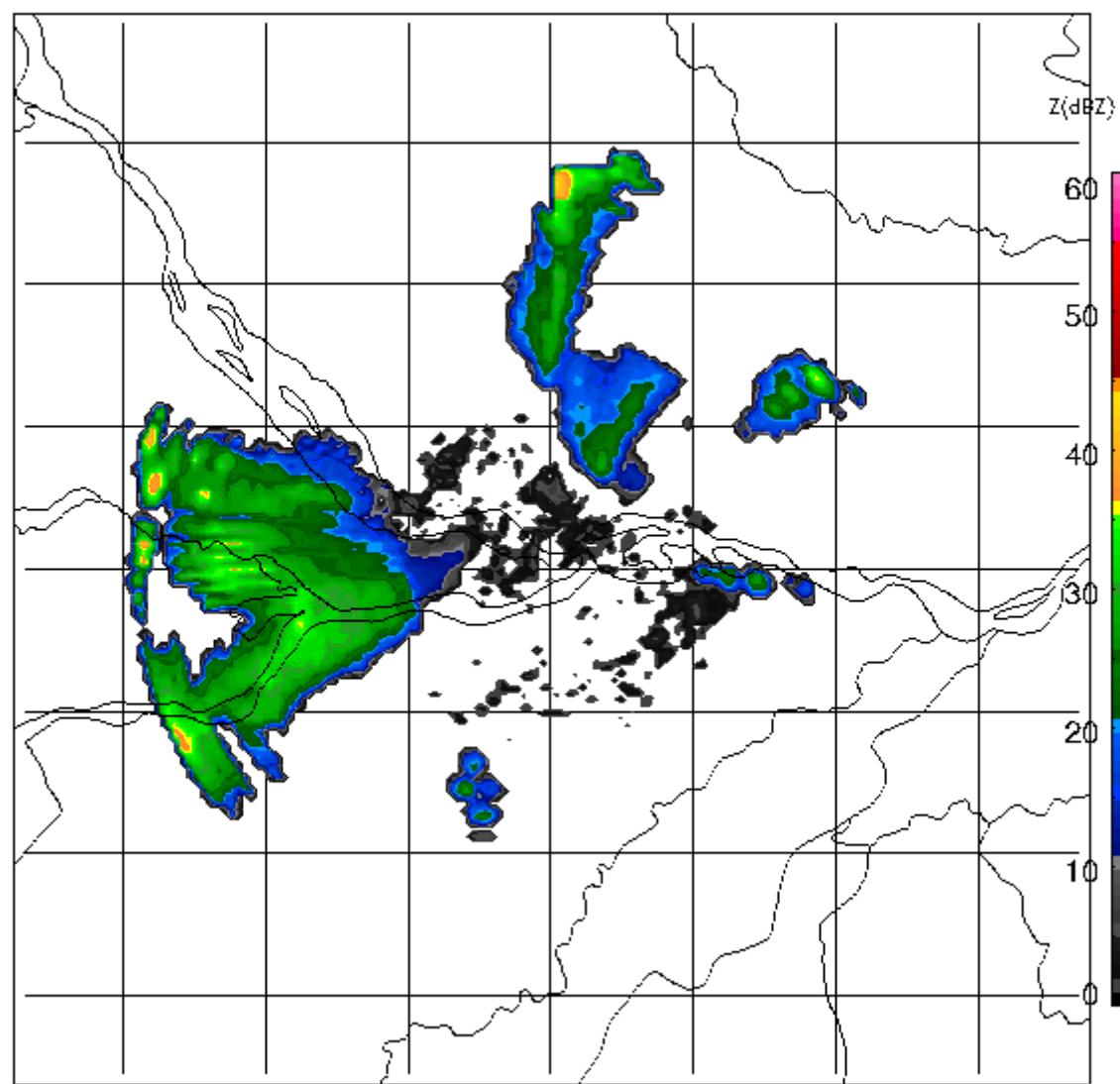
Refletividade do Radar – 20140908T2248



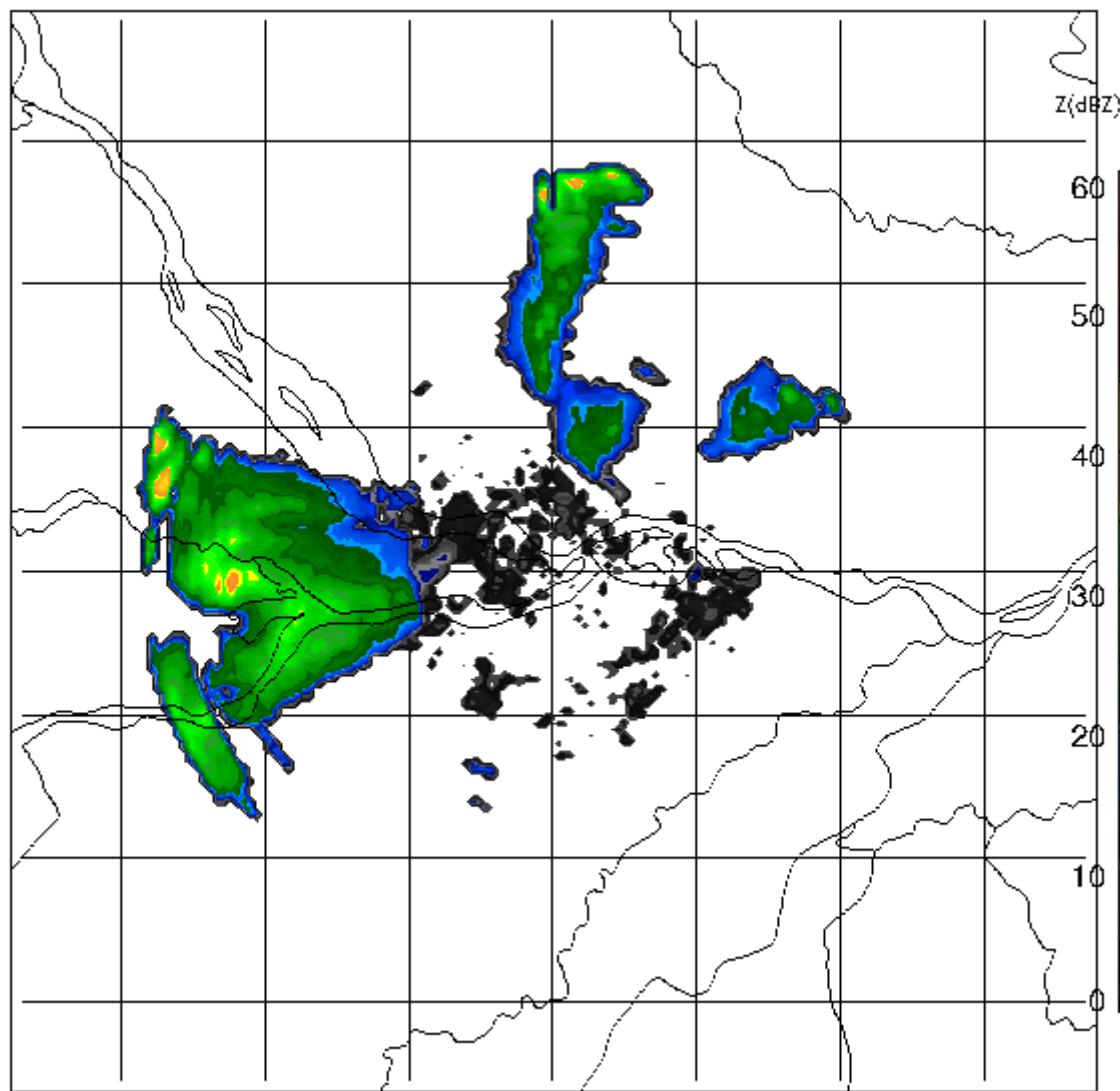
Refletividade do Radar – 20140908T2300



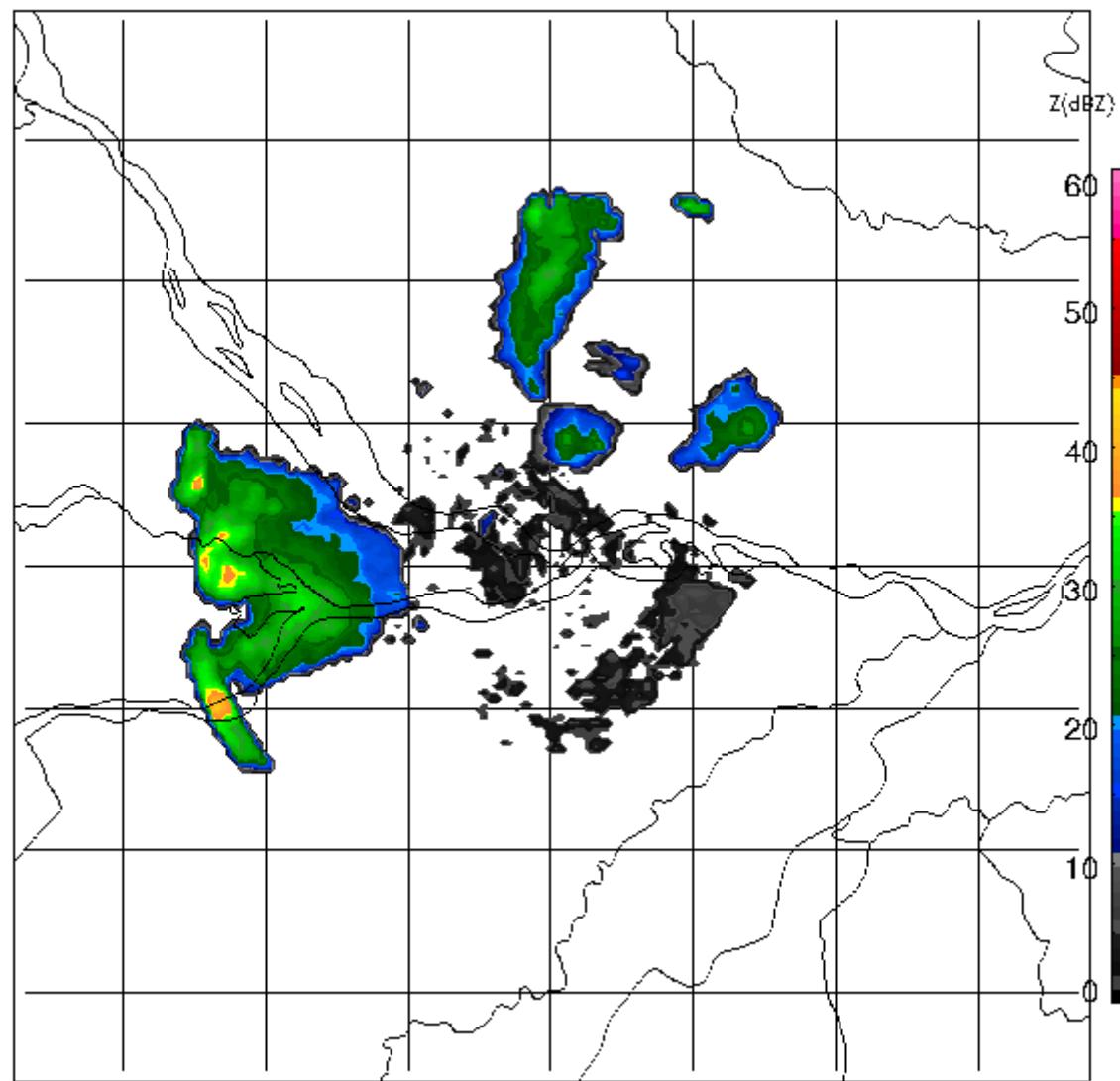
Refletividade do Radar – 20140908T2312



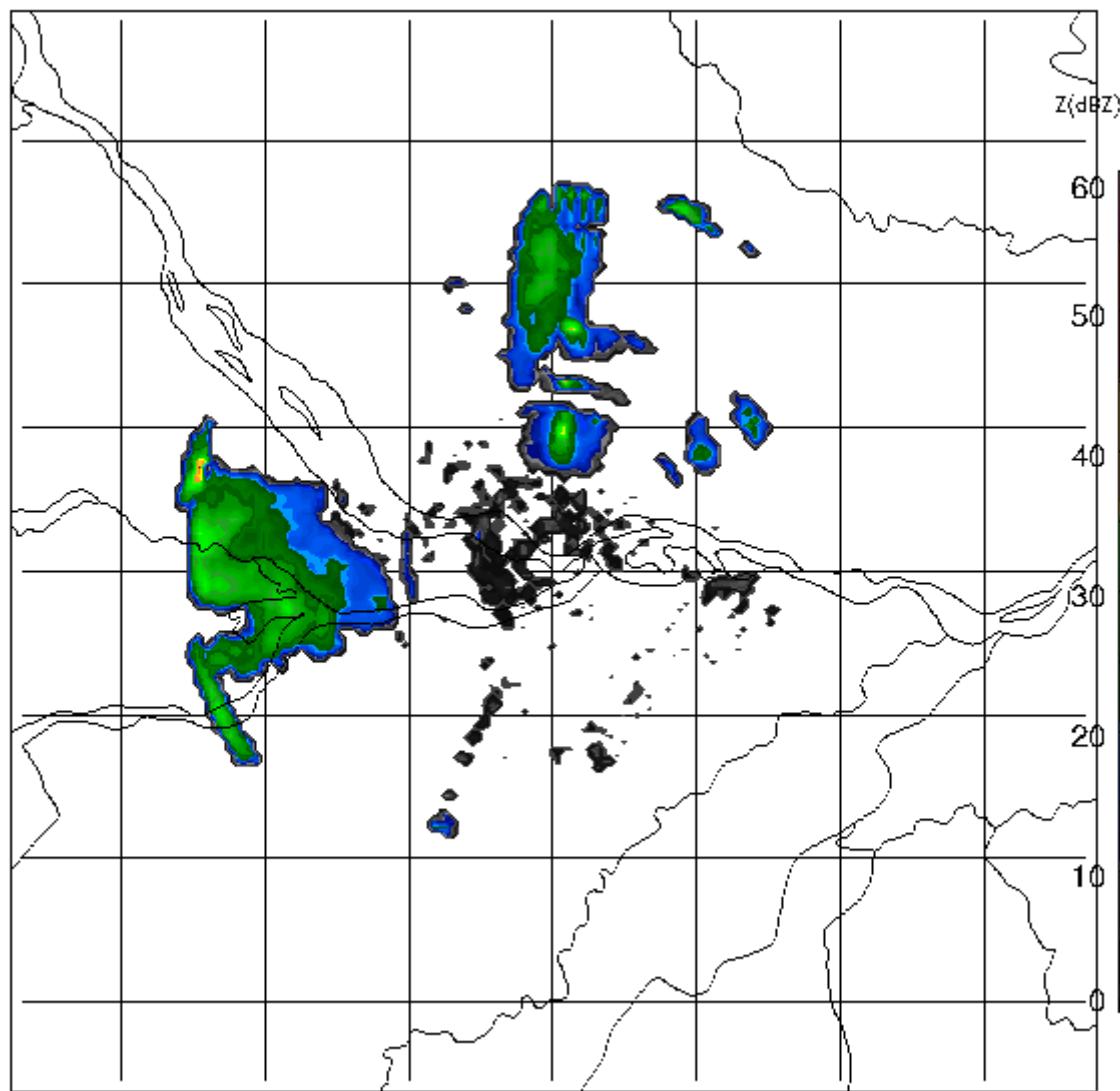
Refletividade do Radar – 20140908T2324



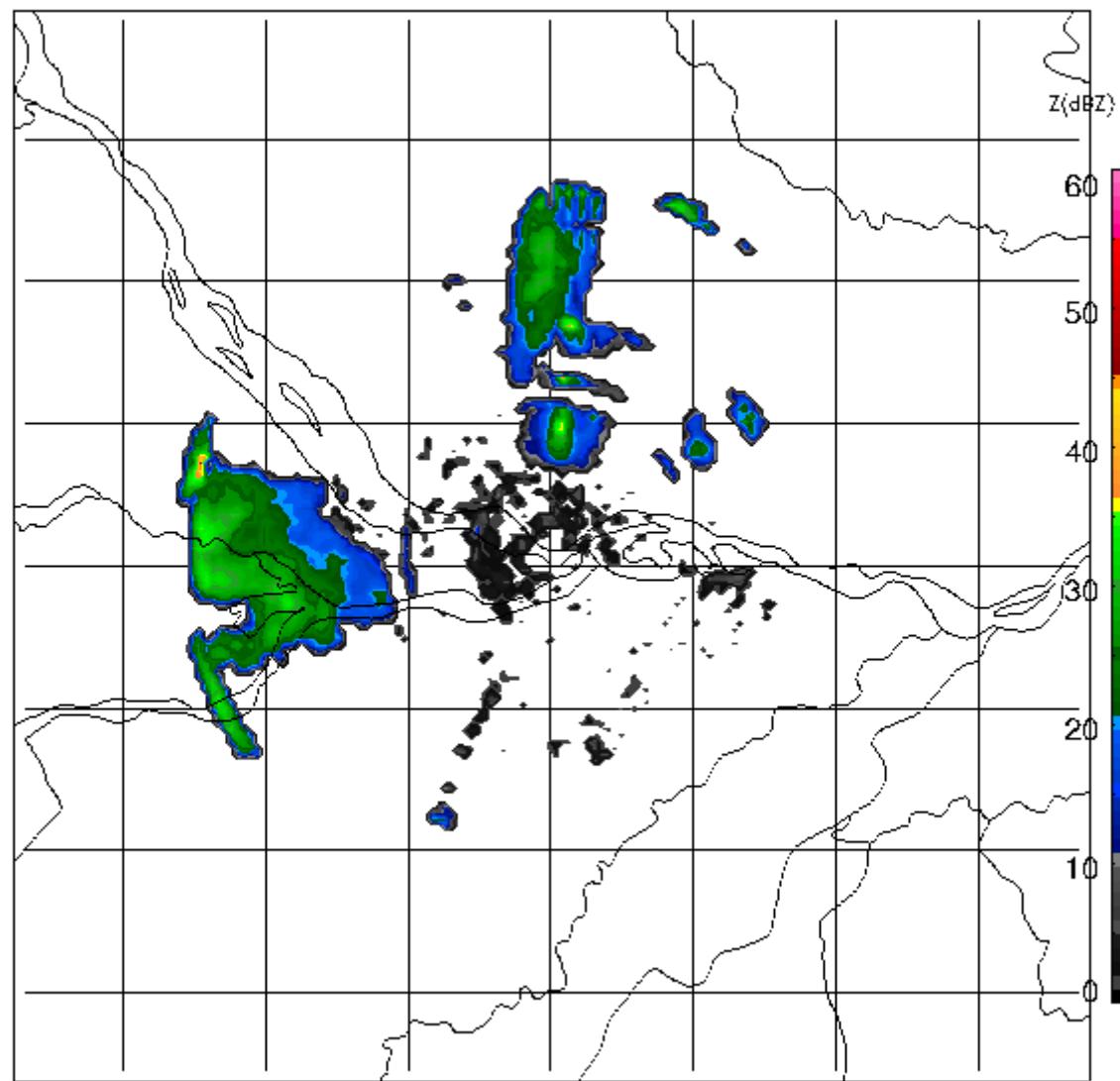
Refletividade do Radar – 20140908T2336



Refletividade do Radar – 20140908T2348



Refletividade do Radar – 20140908T2348



APÊNDICE B – SEQUÊNCIA RASTREAMENTO CASCABEL-PR

CAPPI com identificação e trajetória das células de tempestade identificados pelo TINT na região de Cascavel-PR. Resolução horizontal de 2 km. Nível vertical de 2 km de altura. Sequência iniciada às 18 UTC até 20:15 UTC (p. 121).

