

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Vanessa Ferreira

**ANÁLISE OBSERVACIONAL E NUMÉRICA DA SUPERCÉLULA
TORNÁDICA DE 19 DE NOVEMBRO DE 2015 EM MARECHAL
CÂNDIDO RONDON, PARANÁ**

Santa Maria, RS
2022

Vanessa Ferreira

**ANÁLISE OBSERVACIONAL E NUMÉRICA DA SUPERCÉLULA TORNÁDICA DE 19
DE NOVEMBRO DE 2015 EM MARECHAL CÂNDIDO RONDON, PARANÁ**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Estudos e aplicações em tempo e clima, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Meteorologia**.

ORIENTADOR: Prof. Ernani de Lima Nascimento

Santa Maria, RS
2022

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001

Ferreira, Vanessa
Análise Observacional e Numérica da Supercélula
Tornádica de 19 de Novembro de 2015 em Marechal Cândido
Rondon, Paraná / Vanessa Ferreira.- 2022.
92 p.; 30 cm

Orientador: Ernani de Lima Nascimento
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2022

1. Supercélulas 2. Assinaturas polarimétricas 3.
Tempo severo I. Nascimento, Ernani de Lima II. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

Declaro, VANESSA FERREIRA, para os devidos fins e sob as penas da lei, que a pesquisa constante neste trabalho de conclusão de curso (Tese) foi por mim elaborada e que as informações necessárias objeto de consulta em literatura e outras fontes estão devidamente referenciadas. Declaro, ainda, que este trabalho ou parte dele não foi apresentado anteriormente para obtenção de qualquer outro grau acadêmico, estando ciente de que a inveracidade da presente declaração poderá resultar na anulação da titulação pela Universidade, entre outras consequências legais.

Vanessa Ferreira

**ANÁLISE OBSERVACIONAL E NUMÉRICA DA SUPERCÉLULA TORNÁDICA DE 19
DE NOVEMBRO DE 2015 EM MARECHAL CÂNDIDO RONDON, PARANÁ**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Estudos e aplicações em tempo e clima, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Meteorologia**.

Aprovado em 19 de dezembro de 2022:

Ernani de Lima Nascimento, Dr. (UFSM)
(Presidente/Orientador)

Everson Dal Piva, Dr. (UFSM)

Éder Paulo Vendrasco, Dr. (INPE)

Rachel Ifanger Albrecht, Dra. (USP)

Leonardo Calvetti , Dr. (UFPEL)

Santa Maria, RS
2022

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, professor Ernani de Lima Nascimento por todo auxílio e conhecimento compartilhado ao longo destes anos. Obrigada pela compreensão e paciência e por compartilhar seus conhecimentos e entusiasmo pela meteorologia. Agradeço também ao Louis Wicker, por me receber durante o período de doutorado nos EUA e por toda a ajuda e ensinamentos.

Meus agradecimentos também à banca examinadora, composta pela professora Rachel Albrecht e professores Everson Dal Piva, Éder Vendrasco e Leonardo Calvetti pelas importantes contribuições.

Ao Programa de Pós Graduação em Meteorologia da UFSM e à Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro.

Agradeço à minha família por todo o apoio.

Aos amigos e colegas da UFSM, especialmente ao Murilo Machado Lopes, Eliton de Lima Figueiredo e Vitor Goede pela amizade, ajuda e discussões científicas.

Ao amigo e colega Maurício Ilha de Oliveira, pela amizade, apoio, ensinamentos e discussões científicas.

À minha amiga e colega Daiane Brondani, obrigada pela amizade e apoio em todos os momentos.

Ao Oscar, pelo amor e suporte incondicional.

RESUMO

ANÁLISE OBSERVACIONAL E NUMÉRICA DA SUPERCÉLULA TORNÁDICA DE 19 DE NOVEMBRO DE 2015 EM MARECHAL CÂNDIDO RONDON, PARANÁ

AUTORA: Vanessa Ferreira

ORIENTADOR: Ernani de Lima Nascimento

Na tarde de 19 de novembro de 2015, um tornado com estrutura de múltiplos vórtices atingiu a cidade de Marechal Cândido Rondon (MCR), no sul do Brasil. A supercélula tornádica ocorreu dentro da área de cobertura de um radar banda S de dupla polarização, permitindo a identificação das características polarimétricas da tempestade durante seu estágio tornádico. As assinaturas polarimétricas identificadas e analisadas neste estudo incluem: arco de Z_{DR} , pé de K_{DP} , colunas de Z_{DR} e K_{DP} , anéis de Z_{DR} e ρ_{hv} e assinatura de detritos tornádicos (TDS). Adicionalmente, também são mostradas as assinaturas mais tradicionais como o eco de gancho, influxo, dipolo de velocidade radial e a região de eco fraco. A supercélula se desenvolveu em um ambiente subtropical bastante úmido, com altos valores de CAPE, baixo NCL e intenso cisalhamento vertical do vento em baixos e médios níveis, mas sob uma forçante sinótica fraca e sem lapse rates significativos. Conforme mostrado em estudos anteriores, esta configuração atmosférica é típica de um ambiente conducente a supercélulas no sul do Brasil. Em uma segunda etapa deste trabalho, a refletividade e a velocidade radial foram assimiladas de forma semi-idealizada através do modelo CM1 e o filtro LETKF. Gerou-se um conjunto de 50 simulações com espaçamento de grade de 1 km, onde modo supercelular foi o modo convectivo dominante. A maioria das supercélulas simuladas apresentou características morfológicas clássicas observadas nos dados de radar, como o eco de gancho e a região de baixa refletividade associado ao influxo de ar ambiental na corrente ascendente. Na fase madura, as tempestades mais intensas apresentaram velocidades verticais entre 7 e 8 ms^{-1} em baixos níveis e superaram os 30 ms^{-1} em níveis médios. As supercélulas simuladas foram capazes de produzir um mesociclone de baixos níveis, apesar de nem sempre ser muito intenso. Adicionalmente, os resultados sugerem que havia uma tendência em produzir tempestades do tipo de alta precipitação, contrastando com o observado durante o evento de MCR, onde não havia muita precipitação ou uma cortina de chuva intensa envolvendo o tornado.

Palavras-chave: Supercélulas. Assinaturas polarimétricas. Tempo severo.

ABSTRACT

AN OBSERVATIONAL STUDY OF INTENSE WIND GUSTS GENERATED BY SEVERE STORMS IN SOUTHERN BRASIL

AUTHOR: Vanessa Ferreira

ADVISOR: Ernani de Lima Nascimento

In the mid-afternoon of 19 November 2015, a large multiple-vortex tornado struck the city of Marechal Cândido Rondon, situated in southern Brazil. The tornado-producing left-moving supercell evolved within the range of a dual-polarization S-band Doppler radar that allowing the documentation polarimetric signatures during the tornadic stage. The polarimetric signatures identified an analyzes in this study include the Z_{DR} arc, the K_{DP} foot, Z_{DR} and K_{DP} columns, Z_{DR} and ρ_{hv} rings, and the tornadic debris signature, in addition to other more traditional radar signatures like the hook echo, inflow notch, cyclonic velocity couplet, and bounded weak echo region. The general synoptic- and mesoscale atmospheric conditions in which the severe storm developed displayed a very moist subtropical environment with high CAPE, low LCL, and intense mid- and low-level wind shear, but under weak synoptic forcing. As shown in previous studies, this synoptic–mesoscale configuration describes a typical environment for tornadic supercells in southern and southeastern Brazil. In a second part of this work, reflectivity and radial velocity were assimilated in a semi-idealized manner using the CM1 model and the LETKF filter. As ensemble of 50 members was generated with grid spacing of 1km, where the supercellular mode was the dominant convective mode. Most of the simulated supercells displayed morphological characteristics observed in radar data, such as the hook echo and the inflow notch. In their mature phase, the most intense storms had vertical velocities around 7 and 8 ms^{-1} at low levels and exceeded 30 ms^{-1} at mid levels. The simulated supercells were able to produce a low-level mesocyclone, although not always very intense. Additionally, the results suggest that there was a tendency to produce high precipitation storms, in contrast to what was observed during the MCR event, where heavy precipitation was not reported.

Keywords: Supercell. Polarimetric signatures. Severe weather.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 – (a) Representação esquemática do processo de inclinação de vorticidade horizontal (representada pelas setas brancas) em vertical por uma corrente ascendente. (b) Dipolo de vorticidade vertical produzido em médios níveis. A seta amarela indica a corrente ascendente, as setas verdes representam a aceleração devido ao gradiente vertical de pressão. Fonte:(COMET, 2022). 15
- Figura 2.2 – (a) Modelo conceitual de uma supercélula, mostrando a corrente descendente de retaguarda (RFD, região em roxo), a corrente descendente de vanguarda (FFD, região em roxo), as correntes ascendentes (UD, regiões em vermelho) e a *weak echo region* (WER). O pequeno triângulo em vermelho (no canto superior direito da tempestade) representa a posição onde estaria localizado o tornado, caso a supercélula produza algum. (b) Variáveis polarimétricas em baixos níveis (< 1 km), onde TDS é a assinatura de detritos tornádicos (ponto em vermelho), a região em amarelo representa a assinatura do K_{DP} (K_{DP} foot) e a região em rosa o arco de Z_{DR} (Z_{DR} arc). (c) Variáveis polarimétricas em médios níveis (5 km), mostrando as colunas de Z_{DR} e K_{DP} (cores rosa e verde, respectivamente) e os anéis de ρ_{hv} e Z_{DR} (cores azul e vermelho, respectivamente). (a), (b) e (c) foram adaptadas de Kumjian et al. (2010), e representam uma supercélula no Hemisfério Sul. 19
- Figura 3.1 – Painel principal: mapa do sudeste da América do Sul, onde a área de interesse deste estudo está destacada pelo retângulo vermelho. Uma ampliação desta região é mostrada no painel menor, indicando a localização da cidade de Marechal Cândido Rondon, do radar banda S de Cascavel e da estação meteorológica de altitude do sítio de sondagem de Foz do Iguaçu (SBFI), estando todos no oeste do estado do Paraná (PR). Os círculos concêntricos pontilhados informam os anéis de distância (alcance) de 50, 100 e 150 km em torno do radar de Cascavel. Em ambos os painéis, as cores indicam a elevação do terreno em metros. . 29
- Figura 3.2 – . Estratégia de varredura volumétrica do radar banda S de dupla polarização do SIMEPAR, localizado em Cascavel, PR. 31
- Figura 3.3 – Diagramas skew-T e hodógrafas ambientais referentes às 1200 UTC de 19/11/2015: (a) sondagem observada na estação de ar superior de Foz do Iguaçu (SBFI); (b) perfil atmosférico extraído da reanálise CFSv2 para o ponto de grade mais próximo a SBFI; (c) como em (b), mas para a reanálise ERA5. Os parâmetros foram calculados com o *software* SHARPPy. 34
- Figura 3.4 – Sondagens extraídas de reanálise às 1800 UTC de 19/11/2015 e para o ponto mais próximo da ocorrência do tornado em MCR: (a) CFSv2 e (b) ERA5. Os parâmetros foram calculados com o *software* SHARPPy. 35
- Figura 3.5 – Sondagem usada como condição inicial nas simulações com o modelo CM1 e assimilando dados de radar com o filtro LETKF. 38
- Figura 3.6 – Ciclo de assimilação de dados utilizado nas simulações numéricas. Os horários estão em UTC. A parte em verde indica o período de simulação sem assimilação de dados e em amarelo o período com assimilação de dados de radar. 40

Figura 4.1 – Rastro estimado do tornado de MCR baseado na análise de fotos, vídeos e imagens aéreas do danos e relatos de moradores locais, mídia e Defesa Civil do Paraná. Painel central: a linhas vermelhas sobre a imagem de satélite do <i>Google Earth</i> indicam o rastro de danos, com o deslocamento do tornado sendo da esquerda para a direita, ou seja, de oeste para leste/sudeste. A seta amarela indica a localização aproximada de onde o tornado cruzou a rodovia PR-467 antes de dissipar-se.	44
Figura 4.2 – Estrutura visual do tornado que atingiu Marechal Cândido Rondon em 19/11/2015 conforme <i>frames</i> extraídos de um vídeo feito pelo morador Regis A. Guerreiro e olhando para sudeste. A distância estimada entre a câmera e o tornado é aproximadamente 1.4 km e não há informação sobre o horário exato do vídeo, mas estima-se que seja em torno de 18:15 UTC.	45
Figura 4.3 – <i>Frames</i> extraídos de um vídeo do tornado de MCR momentos antes de sua dissipação e olhando para norte. A distância estimada entre a câmera e o tornado é de aproximadamente 300 m e o horário estimado do vídeo é 18:15 UTC. Cortesia de Roberto Kleinschmidt.	46
Figura 4.4 – Cartas sinóticas extraídas da reanálise CFSv2 e válidas para às 18 UTC de 19/11/2015. (a) 250 hPa: altura geopotencial (linhas pretas em intervalos de 8 dam), barbelas de vento (em $m.s^{-1}$), magnitude do vento em tons de azul (somente valores acima de $20 m.s^{-1}$ foram plotados) e divergência (linhas vermelhas, em intervalos de $2 \times 10^{-4} s^{-1}$, somente valores positivos são mostrados). (b) 500 hPa: altura geopotencial (linhas pretas em intervalos de 5 dam), vento (barbelas, em $m.s^{-1}$) e vorticidade vertical relativa em sombreado ($\times 10^{-4} s^{-1}$, somente valores positivos são mostrados). (c) 850 hPa: altura geopotencial (linhas pretas em intervalos de 2 dam), vento (barbelas, em $m.s^{-1}$) e temperatura potencial equivalente (sombreado, em K). (d) Pressão atmosférica no nível médio do mar (contornos em amarelo, intervalos de 2 hPa) sobreposta sobre a imagens do canal infravermelho do satélite GOES-13 das 18 UTC, onde a temperatura de brilho (em K) é indicada pelos tons de cinza e cores sombreadas. Em todos os painéis contendo barbelas de vento, cada bandeira indica $50 m.s^{-1}$. A estrela verde indica a posição da cidade de MCR.	47
Figura 4.5 – Perfil atmosférico extraído da reanálise CFSv2 para o ponto de grade mais próximo zona urbana de MCR, onde o tornado foi reportado. Válido para às 18 UTC de 19/11/2015.	49
Figura 4.6 – Mapa do estado do Paraná com os dados das estações automáticas de superfície do INMET e SIMEPAR às 18 UTC de 19/11/2015. A temperatura e temperatura do ponto de orvalho (em $^{\circ}C$) a 2 m são mostradas em vermelho e verde, respectivamente. O vento a 10 m (em $m.s^{-1}$) é mostrado através das barbelas, onde meia barbela representa $2.5 m.s^{-1}$ e barbelas inteiras representam $5 m.s^{-1}$. A estrela negra indica a localização de MCR.	50
Figura 4.7 – PPIs (<i>Plan Position Indicators</i>) de refletividade (Z_H) e velocidade radial (V_R) para às 1652 UTC (primeira coluna), 1730 UTC (segunda coluna) e 18 UTC (terceira coluna). A elevação do radar é para o feixe mais baixo (0.53°). A linha preta indica a borda entre Paraguai e Brasil, o ponto negro mostra a cidade de MCR.	51

Figura 4.8 – PPIs de refletividade (Z_H , (a)), velocidade radial (V_R , (b)) refletividade diferencial (Z_{DR} , (c)), diferença de fase específica (K_{DP} , (d)) e coeficiente de correlação co-polar (ρ_{hv} , (e)) para às 1807 UTC e na elevação de 0.53 °. Em todos os painéis a linha preta indica o contorno de 35 dBZ para Z_H . São mostradas algumas estruturas relevantes discutidas no texto, onde: <i>hook eco</i> é o eco de gancho, <i>inflow notch</i> é o inflow, <i>velocity couplet</i> é o dipolo de velocidade, <i>larger drops</i> significa gotas maiores <i>smaller drops</i> significa gotas menores, Z_{DR} Arc é o arco de Z_{DR} , K_{DP} foot é o pé de K_{DP} , <i>light debris</i> quer dizer detritos leves e <i>developing TDS</i> indica o TDS em desenvolvimento.	53
Figura 4.9 – Seção transversal de Z_H (a), Z_{DR} (b), K_{DP} (c) e ρ_{hv} (d) para às 1807 UTC. Em cada painel principal, um pequeno painel no canto superior direito mostra o azimute ao longo dos quais a seção transversal foi produzida, sendo 303.07° em (a, b e d) e 297.54° em (d). A linha pontilhada preta representa a altura da isoterma de 0°C. As setas apontam algumas estruturas relevantes discutidas no texto.	54
Figura 4.10 – PPIs de Z_H (a), Z_{DR} (b), ρ_{hv} (c) para às 1807 UTC e na elevação de 5.02 °. Em todos os painéis a linha preta indica o contorno de 35 dBZ para Z_H . Z_{DR} ring mostra onde está o anel de Z_{DR} e ρ_{hv} o anel de ρ_{hv}	55
Figura 4.11 – Como na Figura 4.8, mas para às 1815 UTC.	57
Figura 4.12 – Como na Figura 4.9, mas para às 1815 UTC.	58
Figura 4.13 – Como na Figura 4.10, mas para às 1815 UTC.	59
Figura 4.14 – Como na Figura 4.8, mas para às 1822 UTC.	60
Figura 4.15 – Como na Figura 4.9, mas para às 1822 UTC.	61
Figura 4.16 – Como na Figura 4.10, mas para às 1822 UTC.	62
Figura 4.17 – Estatísticas para o experimento LETKF e para as variáveis refletividade (painéis da esquerda) e velocidade radial (direita).(a) e (b): erro médio quadrático da inovação (RMSI) da análise. (c) e (d): inovação média. (e) e (f): razão de consistência (CR). (g) e (h): espalhamento (ESP). Todos os parâmetros foram calculados somente para as regiões com refletividade acima de 15 dBZ.	65
Figura 4.18 – Diagrama <i>skew-T log-p</i> da composição dos perfis verticais de temperatura (vermelho) e temperatura do ponto de orvalho (verde). No canto superior esquerdo é apresentada a hodógrafa do campo de vento horizontal (azul). Estes perfis são usados em cada um dos 50 membros do ensemble.	66
Figura 4.19 – Campos de refletividade e velocidade vertical médios entre os 50 membros do ensemble e para 1 km de altitude. Painéis (a), (c) e (e) mostram a refletividade em dBZ (vide escala de cores) para os horários 18:06, 18:13 e 18:20 UTC, respectivamente. Painéis (b), (d) e (f) mostram a velocidade vertical (W) em $m s^{-1}$ (vide escala de cores) para as 18:06, 18:13 e 18:20 UTC, respectivamente, o contorno em verde indica a região com refletividade acima de 25 dBZ.	68
Figura 4.20 – Séries temporais de velocidade vertical máxima (w , em $m s^{-1}$) extraídas para a região correspondente à localização da corrente ascendente da supercélula em cada um dos 50 membros do conjunto. Painel (a) Valores de w em 1 km de altura e painel (b) em 5 km.	70
Figura 4.21 – Séries temporais de vorticidade vertical mínima (ζ , em $10^4 s^{-1}$, painel	

	(a)) e perturbação de pressão mínima (p' , em Pa, painel (b)) extraídas para a região correspondente à localização da corrente ascendente da tempestade em cada um dos 50 membros do conjunto e para o nível de 1 km de altura.	71
Figura 4.22	– Painéis a1, a2 e a3: refletividade simulada (em dBZ). Painéis b1, b2 e b3: velocidade vertical em ms^{-1} em sombreado, onde os tons de azul (vermelho) indicam valores negativos (positivos) e as linhas pontilhadas em verde mostram a vorticidade vertical menor que $-10 (x 10^4 s^{-1})$ no nível de 1km. Painéis c1, c2 e c3: perturbação de pressão negativa em Pa na altura de 1km. Painéis d1, d2 e d3: magnitude do vento relativo em 1km. Painéis e1, e2 e e3: perturbação de temperatura potencial de densidade (θ'_ρ , em K) em superfície. A linha preta indica o contorno de 35 dBZ no campo de refletividade simulada. Os painéis da direita, meio e esquerda são às 1806 UTC, 1813 UTC e 1820 UTC, respectivamente.	75
Figura 4.23	– Como em 4.22, mas para um diferente membro do conjunto (membro 35).	76
Figura 4.24	– Como em 4.22, mas para um diferente membro do conjunto (membro 12).	77
Figura 4.25	– Como em 4.22, mas para um diferente membro do conjunto (membro 20).	78

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Especificações do radar banda S de dupla polarização do SIMEPAR localizado em Cascavel, PR, datadas de novembro de 2015.	31
Tabela 3.2 – Principais parâmetros usados na configuração do modelo CM1 para as simulações numéricas e no sistema de assimilação com o LETKF.	41

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	REVISÃO TEÓRICA	14
2.1	A SUPERCÉLULA: DEFINIÇÃO E A ORIGEM DE SUA ROTAÇÃO EM NÍVEIS MÉDIOS.	14
2.2	O TORNADO: DEFINIÇÃO E A ORIGEM DE SUA ROTAÇÃO.	16
2.3	ASSINATURAS POLARIMÉTRICAS DAS SUPERCÉLULAS	17
2.4	O CONCEITO DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS NO CONTEXTO METEOROLÓGICO.	19
2.4.1	Filtro de Kalman	23
2.4.2	Filtro de Kalman por conjuntos	25
2.4.3	Local Ensemble Transform Kalman Filter	26
3	DADOS E METODOLOGIA	28
3.1	DADOS DE OBSERVAÇÕES CONVENCIONAIS, REGISTROS DE DANOS E DOCUMENTAÇÃO VISUAL	28
3.2	DADOS DE RADAR METEOROLÓGICO	30
3.3	DADOS DE REANÁLISE	33
3.4	MODELO NUMÉRICO CM1 E AS SIMULAÇÕES IDEALIZADAS.	35
3.5	SISTEMA DE ASSIMILAÇÃO DOS DADOS DE RADAR	39
3.5.1	Avaliação do sistema de assimilação dos dados de radar	41
4	RESULTADOS	43
4.1	ANÁLISE OBSERVACIONAL DO EVENTO: ESTRUTURA VISUAL DO TORNADO, AMBIENTE ATMOSFÉRICO E DADOS DE RADAR.	43
4.1.1	Características visuais do tornado e rastro de danos	43
4.1.2	Ambiente atmosférico	45
4.1.3	Breve descrição do estágio pré-tornádico da tempestade	50
4.1.4	Estágio tornádico da tempestade e assinaturas polarimétricas	51
4.1.4.1	<i>1807 UTC</i>	51
4.1.4.2	<i>1815 UTC</i>	55
4.1.4.3	<i>1822 UTC</i>	59
4.2	SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM ASSIMILAÇÃO DE DADOS	62
4.2.1	Desempenho do sistema de assimilação de dados com LETKF	62
4.2.2	Análise geral das tempestades simuladas no sistema CM1-LETKF	69
5	CONCLUSÕES	79
5.0.1	Recomendações para trabalhos futuros	80
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

1 INTRODUÇÃO

O setor subtropical da América do Sul, incluindo o sul do Brasil, é reconhecido como uma das regiões do planeta mais favoráveis à ocorrência de tempestades convectivas severas (ZIPSER et al., 2006; BROOKS, 2006; CECIL; BLANKENSHIP, 2012). De fato, a maioria dos desastres naturais documentados no Brasil está associada à ocorrência de tempestades convectivas, como, por exemplo, os vendavais, granizos, inundações e tornados documentados na região sul do país (p. ex., (RECKZIEGEL, 2007; MARTINS et al., 2017)). Dentre os diferentes tipos de tempestades, a supercélula é aquela com o maior potencial destrutivo, podendo produzir todos os tipos de tempo severo.

A supercélula é uma tempestade convectiva rotativa devido à presença de uma corrente acendente em rotação, denominada mesociclone (BLUESTEIN, 2013). Todos os tornados de grande intensidade e a maioria dos eventos de granizo grande são gerados por supercélulas. Além disso, supercélulas podem produzir altas taxas de precipitação e descargas elétricas frequentes. De todos estes fenômenos de alto impacto para a sociedade o de maior poder destrutivo é o tornado, principalmente quando atinge regiões urbanas, representando uma clara ameaça à vida humana. Como exemplo do poder de destruição de um tornado no Brasil, pode-se citar aquele que atingiu a cidade de Marechal Candido Rondon, no oeste do Paraná, na tarde de 19 de novembro de 2015. De acordo com a Secretaria de Estado da Defesa Civil do Paraná, 31 pessoas ficaram feridas, 500 pessoas desabrigadas e 1200 casas foram danificadas.

No entanto, apesar do alto grau de impacto sócio-econômico e o potencial destrutivo de tornados, a literatura abordando a ocorrência de tempestades tornádicas no Brasil ainda é escassa. Os trabalhos de Dyer (1988), Silva Dias e Grammelsbacher (1991), Antonio (1997) são considerados pioneiros nesta área. Desde estes estudos pioneiros, a ocorrência de tornados tem sido alvo de algumas pesquisas no Brasil, como Nascimento e Marecelino (2005), Silva Dias (2011), Nascimento, Held e Gomes (2014), Oliveira et al. (2022). Conforme Silva Dias (2011), o número de registros de tornados vem crescendo no país, e este aumento deve-se, pelo menos em sua maior parte, a uma maior capacidade de documentação visual dos eventos pela população e de sua comunicação através da mídia, não sendo descartada, entretanto, alguma possível contribuição devido a uma alteração do regime climático.

Apesar destas e de outras investigações recentes, ainda falta no Brasil estudos mais aprofundados que combinem a documentação da ocorrência de tornados com uma avaliação sistemática da previsibilidade destes fenômenos. Além disso, o crescente número de registros de tornados no Brasil e o potencial de destruição destes eventos indicam que a documentação e previsão de episódios de tornados deve ser melhorada no país. Sabe-se que uma melhor previsão é uma peça chave para a emissão de alertas e a implementação

de medidas que minimizem o impacto negativo destes fenômenos.

Como o tornado é um fenômeno de curta duração e pequena escala espacial a sua documentação e previsão representam um desafio. Neste sentido, o radar meteorológico é fundamental, pois é uma fonte de observação em escala temporal e espacial adequada para o monitoramento da estrutura tri-dimensional interna das tempestades convectivas. Por isso, a assimilação de dados de radares meteorológicos em modelos numéricos torna-se de extrema importância na escala convectiva, uma vez que contribuem para a representação adequada do estado atual atmosfera (chamada de análise meteorológica) e conseqüentemente, para a melhora das condições iniciais fornecidas aos modelos numéricos.

Mais recentemente, os radares de dupla polarização possibilitam a identificação de diferentes assinaturas polarimétricas associadas a processos microfísicos e dinâmicos das tempestades. No entanto, a maioria da documentação de assinaturas polarimétricas de supercélulas esta confinada a eventos ocorridos na América do Norte (p. ex., Kumjian e Ryzhkov (2008), Kumjian et al. (2010), Tanamachi et al. (2012), Snyder et al. (2013)) e alguns poucos estudos de tempestades no leste da Ásia (SUZUKI et al., 2017; LIM et al., 2018; UMEHARA et al., 2021; ZHANG et al., 2018; LI et al., 2021). Na América do Sul, apenas muito recentemente foram documentadas características polarimétricas de supercélulas na Argentina (BECHIS et al., 2022; KUMJIAN et al., 2020; TRAPP et al., 2020) e no Brasil (FERREIRA; GOEDE; NASCIMENTO, 2022; GOEDE, 2022).

Nos últimos anos, vem aumentando o número de radares meteorológicos no Brasil, inclusive os de dupla polarização, o que aumenta a probabilidade de detecção de tempestades convectivas via radares. Portanto, há uma oportunidade para a expansão da documentação e análise de assinaturas polarimétricas associadas à supercélulas no território brasileiro. Além disso, aumenta-se a disponibilidade de dados de radar a serem assimilados em modelos numéricos da atmosfera. Estudos como Hu e Xue (2007), Xue, Hu e Schenkman (2014) mostram que a assimilação destes dados tem um impacto muito positivo para a simulação e previsão de tempestades, incluindo-se aí aquelas capazes de gerar tornados.

Nas últimas duas décadas, diversos avanços foram feitos no campo da previsão numérica de tempo em escala convectiva (ou escala de tempestade), para a qual o espaçamento horizontal de grade empregado no modelo numérico é da ordem de grandeza de 1 km. Fato comprovado pelo desenvolvimento de modelos numéricos apropriados para esta escala, como por exemplo o *Advanced Regional Prediction System (ARPS)*, o *Weather Research and Forecast (WRF)* e o *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS)*. No Brasil, o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC- INPE) e o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) possuem hoje modelos numéricos operacionais na escala convectiva (WRF-5km no CPTEC, e COSMO-2,8km no INMET). Isto mostra que, tanto no Brasil quanto no mundo, a modelagem numérica em escala convectiva representa uma área com

muita demanda para o desenvolvimento de conhecimento.

No que concerne a tempestades geradoras de tornados, o uso de métodos de Filtro de Kalman por conjuntos (*ensemble Kalman Filter; EnKF*) para assimilação de dados de superfície e de radar tem se mostrado uma ferramenta eficiente para a representação apropriada destes sistemas na inicialização de modelos de escala convectiva (YUSSOUF et al., 2013, 2015; WHEATLEY et al., 2015; MARQUIS et al., 2016). Portanto, é uma ferramenta promissora para aumentar a previsibilidade destas tempestades severas (p. ex., Stensrud et al. (2009), Wheatley et al. (2015), Aksoy, Dowell e Snyder (2010)). Neste sentido, o projeto *War-on-Forecast* (WoF; (STENSRUD et al., 2009)) da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) dos Estados Unidos da América (EUA), executado no *National Severe Storms Laboratory* (NSSL) em parceria com outras instituições norte-americanas, tem o objetivo de desenvolver a previsão numérica de tempo por conjuntos na escala de tempestade, através de previsões probabilísticas e de curto prazo, com grande foco na assimilação de dados de radares meteorológicos.

No Brasil, recentemente, dados de radar foram assimilados no modelo WRF através do método 3DVAR, como documentado em Inouye (2014), Vendrasco et al. (2016), Ferreira et al. (2017). No entanto, ressalta-se que ainda nenhum estudo explorou a assimilação de dados de radar em modelos de escala convectiva no contexto de tempestades tornádicas e utilizando EnkF. Logo, existem uma demanda natural para que se amplie o *know-how* brasileiro na área de assimilação de dados de radar e, portanto é importante estudar e adquirir experiência prática nas diferentes técnicas de assimilação de dados, especialmente aquelas mais modernas sendo desenvolvidas para futuras aplicações em previsão numérica em escala de tempestade.

Neste contexto, objetivo desta pesquisa é documentar as assinaturas polarimétricas de uma tempestade tipo supercélula que produziu um intenso tornado no Brasil e simulá-la numericamente em escala convectiva com o emprego da assimilação de dados de radar meteorológico utilizando o método de Filtro de Kalman por conjuntos (EnKF).

Como objetivos específicos pode-se citar:

- Identificação das assinaturas polarimétricas da tempestade tornádica e associação com processos dinâmicos e microfísicos.
- Realizar simulações numéricas com assimilação de dados de refletividade e velocidade radial através do filtro de Kalman por conjuntos a fim de tentar reproduzir o modo supercelular.
- Avaliar as propriedades das supercélulas simuladas nos diferentes membros do conjunto, com foco no mesociclone de baixos níveis.

2 REVISÃO TEÓRICA

Neste capítulo é apresentada uma breve revisão teórica de alguns tópicos relacionados à dinâmica da formação de supercélulas e tornados, às principais assinaturas polarimétricas destes fenômenos nos dados de radares meteorológicos, e à alguns conceitos básicos de assimilação de dados em modelos numéricos da atmosfera.

2.1 A SUPERCÉLULA: DEFINIÇÃO E A ORIGEM DE SUA ROTAÇÃO EM NÍVEIS MÉDIOS.

Tempestades do tipo supercélula são as mais severas entre as tempestades convectivas locais e são caracterizadas pela existência de uma corrente ascendente rotativa de longa duração (maior que 1 hora), isto é, de um mesociclone de níveis médios (MOLLER, 2001). O mesociclone, por sua vez, é definido como um vórtice ciclônico cujo diâmetro varia entre 2 e 10 km e cuja vorticidade vertical é da ordem de $10^{-2}s^{-1}$ (ou $10^{-1}s^{-1}$) existente dentro de uma tempestade convectiva (BLUESTEIN, 2013).

A formação de um mesociclone de níveis médios pode ser explicada através da componente vertical da equação da vorticidade em um sistema Boussinesq (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\zeta \frac{\partial w}{\partial z} + \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \vec{V} \cdot \nabla \zeta \quad (2.1)$$

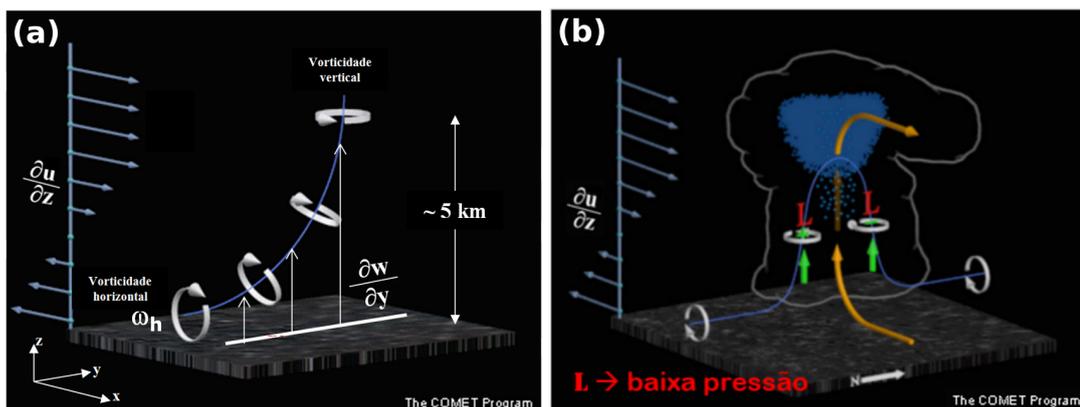
onde ζ é a componente vertical da vorticidade relativa e as demais variáveis seguem padrão usado em Meteorologia. O primeiro termo do lado direito de 2.1 representa o efeito de estiramento de ζ (e também chamado de termo da divergência), enquanto que o segundo termo representa a geração de ζ a partir da inclinação (na direção vertical) da vorticidade horizontal associada a um cisalhamento vertical do vento, e o terceiro termo representa a advecção de ζ pela velocidade tridimensional.

O origem da rotação em níveis médios nas supercélulas surge da interação entre uma célula de convecção profunda e a vorticidade horizontal ambiental que se forma pelo cisalhamento vertical do vento em uma camada profunda (uma camada entre a superfície e a média troposfera). O ramo ascendente da célula de convecção profunda inclina, na direção vertical, esta vorticidade horizontal (termo de inclinação da equação 2.1), como indicado na figura 2.1a. Assim, um dipolo de vorticidade vertical (ciclônica e anticiclônica) é produzido em **médios níveis** (vide fig. 2.1b). Estes vórtices verticais possuem diâmetros de poucos quilômetros. Como em qualquer vórtice onde há um balanço ciclostrófico aproximado (BLUESTEIN, 2013), surge uma queda dinâmica da pressão no centro de cada

centro de vorticidade mostrado na figura 2.1b. Logo, correntes ascendentes são favorecidas entre a superfície e o centro destes vórtices de níveis médios em resposta à aceleração devido ao gradiente vertical de pressão, representada por setas verdes na figura 2.1b.

Esta configuração dá origem a duas novas células convectivas nos lados esquerdo e direito da célula original: uma célula contendo uma corrente ascendente com rotação anticiclônica (mesoanticiclone, à direita da célula original quando se olha no sentido corrente abaixo do escoamento) e outra contendo uma corrente ascendente com rotação ciclônica (mesociclone, à esquerda da célula original). À medida que a corrente ascendente original se dissipa ocorre o processo chamado de divisão das células, de onde de uma única célula convectiva surgem duas novas células que se separam, cada uma sendo rotativa (supercélulas). A supercélula anticiclônica adquire deslocamento para a direita do vento médio (*right-mover*), e a ciclônica se desvia para a esquerda do vento médio (*left-mover*). Devido ao perfil de vento com giro anti-horário com a altura em situações de advecção quente no Hemisfério Sul, a célula ciclônica (da esquerda) é a que se torna a dominante, com a célula anticiclônica tendendo a se dissipar rapidamente na maioria das vezes. Este processo explica a formação da supercélula, mas para que esta tempestade gere um tornado uma outra sequência de eventos deve ocorrer para dar origem ao **mesociclone de baixos níveis**.

Figura 2.1 – (a) Representação esquemática do processo de inclinação de vorticidade horizontal (representada pelas setas brancas) em vertical por uma corrente ascendente. (b) Dipolo de vorticidade vertical produzido em médios níveis. A seta amarela indica a corrente ascendente, as setas verdes representam a aceleração devido ao gradiente vertical de pressão. Fonte:(COMET, 2022).



2.2 O TORNADO: DEFINIÇÃO E A ORIGEM DE SUA ROTAÇÃO.

O tornado pode ser definido como uma coluna de ar giratória em contato com a superfície, apresentando rotação violenta, e pendente da base de uma nuvem cumulus. Ele é detectado visualmente como um cone de condensação que nem sempre é visível estendendo-se até o solo, contudo, a sua circulação propriamente dita deve estar em contato com o solo para caracterizar o fenômeno. Tornados podem durar desde poucos segundos até cerca de 1 hora, com a maioria apresentando duração da ordem de dez minutos. O seu diâmetro característico é da ordem de grandeza de 100 m, mas tornados com mais de 2 km de diâmetro já foram registrados. A velocidade tangencial dos ventos em um tornado pode chegar até cerca de 140 m s^{-1} , enquanto que a velocidade de translação varia desde semiestacionário até mais de 25 m s^{-1} (BLUESTEIN, 2013).

Os tornados podem se formar a partir de tempestades que não são supercélulas (i.e., tempestades que não apresentam um mesociclone de níveis médios; p.ex., Lee e Wilhelmson (1997)); porém, como este trabalho aborda a ocorrência de um tornado gerado por uma supercélula, os tornados não-supercelulares não são incluídos nesta revisão teórica. Os mecanismos fundamentais na formação de um tornado são basicamente os mesmos presentes na equação 2.1, representados pelos termos de inclinação e de estiramento de vorticidade. Porém, as fontes de vorticidade para o tornado são diferentes daquela para os vórtices de níveis médios.

Quando há uma supercélula, a formação de tornados é favorecida quando existe intenso cisalhamento vertical do vento em uma camada rasa (i.e., nos primeiros 1000 m da atmosfera, ou menos), e a vorticidade horizontal gerada por este cisalhamento está alinhada na mesma direção do vento em baixos níveis, formando vorticidade horizontal ao longo do escoamento (*streamwise vorticity*, ou *anti-streamwise vorticity*, no caso para o HS); esta segunda característica é mais efetiva quando a supercélula ganha forte deslocamento para a esquerda do vento médio. Quando a corrente ascendente da supercélula ingere este escoamento de alta helicidade (relativa à tempestade) em baixos níveis, a inclinação da vorticidade na direção vertical se dá logo na base da nuvem. Além disto, a corrente ascendente vai contribuir para a intensificação da vorticidade vertical através do efeito de estiramento.

A outra fonte importante de vorticidade horizontal em baixos níveis é de origem convectiva: a geração de vorticidade pelo gradiente horizontal de flutuabilidade através da frente de rajada/piscina fria (i.e., geração baroclínica de vorticidade horizontal). Este mecanismo está presente nas duas componentes horizontais da equação da vorticidade, como indicado abaixo para a componente meridional (η) em um sistema Boussinesq:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \eta \frac{\partial v}{\partial y} + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \vec{V} \cdot \nabla \eta - \frac{\partial B}{\partial z} \quad (2.2)$$

O primeiro termo do lado direito representa o efeito do estiramento de η , o segundo

é o termo de inclinação, o terceiro representa advecção de η e o quarto termo do lado direito representa a geração baroclínica de vorticidade (B é a flutuabilidade). A vorticidade horizontal é gerada em baixos níveis por este mecanismo ao longo da dianteira da corrente descendente de vanguarda (*front flank downdraft*; FFD) da supercélula. Em algumas situações a corrente ascendente da supercélula inclina e estira (na vertical) esta vorticidade. Temos, como consequência, intensa vorticidade vertical se concentrando desde a base da corrente ascendente, formando o mesociclone de baixos níveis. Este processo é uma condição necessária mas não suficiente para a formação do tornado.

Para que o tornado se forme é necessária uma fonte adicional de vorticidade no influxo da corrente ascendente. Esta vorticidade é fornecida por uma corrente descendente que se forma logo ao lado da ascendente mas na retaguarda da supercélula (*rear flank downdraft*; RFD). A RFD também inclina a vorticidade horizontal (presente no ambiente sinótico e na dianteira da RFD) na direção vertical, formando um novo dipolo de vorticidade vertical porém muito próximo da superfície. O lado ciclônico deste dipolo fica vizinho à corrente ascendente que poderá capturar e esticar a vorticidade; este é o estágio em que um tornado pode se formar, principalmente quando a flutuabilidade das parcelas de ar trazidas pela RFD é apenas ligeiramente negativa ou até mesmo ligeiramente positiva (MARKOWSKI, 2002). Este último aspecto indica que processos de microfísica de nuvens podem ser decisivos para formação ou não de um tornado (DAWSON et al., 2010).

A sequência de eventos acima é apenas uma das teorias mais difundidas sobre tornadogênese. Porém, estudos mais recentes sugerem que os efeitos de atrito com a superfície também podem desempenhar um papel importante na geração de vorticidade horizontal a ser inclinada e estirada pela corrente ascendente (ROBERTS et al., 2016). A tornadogênese ainda é um dos problemas abertos em meteorologia, principalmente pela dificuldade em observar e modelar os detalhes da sua formação.

2.3 ASSINATURAS POLARIMÉTRICAS DAS SUPERCÉLULAS

Supercélulas possuem características morfológicas muito particulares que, quando detectadas pelos radares meteorológicos, produzem assinaturas específicas deste tipo de tempestade. No campo de refletividade temos: o eco em forma de gancho (*hook echo*) nas varreduras com ângulos de elevação mais baixos quando a célula forma um mesociclone de baixos níveis; a região de eco fraco ou região fechada de eco fraco (*weak echo region*, WER; ou *bounded weak echo region*, BWER) e o padrão em V (*V-notch*) nas varreduras com ângulos de elevação maiores; eco em saliência (*echo overhang*) nas seções verticais ou *range height indicators* (BLUESTEIN, 2013). Na velocidade radial Doppler a assinatura mais comum ocorre na região da corrente ascendente, que é um dipolo de velocidade indicando um intenso cisalhamento horizontal que mostra a presença de um vórtice vertical,

isto é, do mesociclone (ou do mesoanticiclone em situações menos comuns).

Um radar de dupla polarização fornece parâmetros adicionais além do fator de refletividade horizontal e velocidade radial (e largura espectral). Os parâmetros polarimétricos mais usados no monitoramento de tempestades severas são a refletividade diferencial (Z_{DR} , *differential reflectivity*), a fase diferencial específica (K_{DP} , *specific differential phase*) e o coeficiente de correlação co-polar (ρ_{hv} , *co-polar cross-correlation coefficient*; (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; RAUBER; NESBITT, 2018)). Assim como para um radar de polarização simples, a supercélula também apresenta algumas assinaturas particulares nas variáveis polarimétricas. Uma destas assinaturas é o arco de Z_{DR} (Z_{DR} arc; (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008)), que se caracteriza por uma região em forma de arco com valores positivos de Z_{DR} e ao longo do máximo gradiente de Z_H . O arco de Z_{DR} está localizado em torno de 1-2 km de altura e na borda dianteira da corrente descendente de vanguarda (FFD). Ele é gerado pela separação (*sorting*) de hidrometeoros que ocorre em consequência do cisalhamento vertical do vento relativo à tempestade, onde gotas menores (com menor velocidade terminal) são advectadas para mais longe de sua região de origem do que gotas de chuva maiores que caem mais rapidamente. Portanto, a região do arco de Z_{DR} está associada à gotas de chuva muito grandes e oblatas e a uma relativa falta de gotas menores.

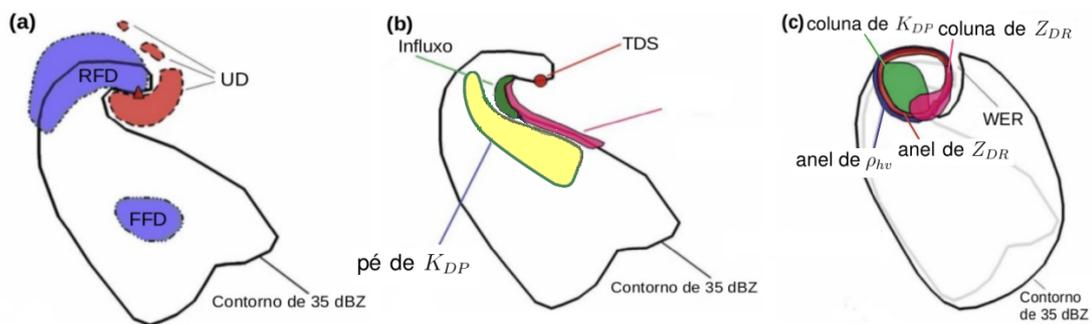
Outras assinaturas polarimétricas são a coluna de Z_{DR} e a coluna de K_{DP} , que são colunas verticais com valores positivos destes parâmetros acima da isoterma de $0^\circ C$. Elas indicam grande concentração de gotas de chuva super-resfriadas e granizo molhado sendo transportados para cima por intensas correntes convectivas (VAN LIER-WALQUI et al., 2016; RAUBER; NESBITT, 2018). Estas duas assinaturas ajudam na identificação da posição das correntes ascendentes mais intensas das tempestades, mas no caso de supercélulas as colunas de Z_{DR} e de K_{DP} são observadas nos flancos e não no centro das correntes ascendentes que são extremamente intensas (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008).

Outra assinatura polarimétrica importante é a assinatura de detritos tornádicos (uma tradução para *Tornadic Debris Signature*, TDS; (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; SCHULTZ et al., 2012)). Quando a supercélula produz um tornado e sua trajetória de destruição passa por áreas urbanizadas ou vegetação de maior porte, grandes detritos são arremessados no ar pelo fenômeno. O parâmetro ρ_{hv} apresenta valores em torno de 1 para a maioria dos hidrometeoros, mas valores mais baixos ($\leq \approx 0.6$) para alvos não meteorológicos, o que inclui os detritos ou fragmentos (*debris*) levantados por tornados. Assim, um radar polarimétrico representará os efeitos do tornado pela combinação de alta refletividade horizontal (acima de 40 dBZ) e ρ_{hv} baixo (tipicamente abaixo de 0,8, mas não necessariamente muito baixo) concentrados em um setor que coincide com o centro do dipolo ciclônico na velocidade radial próximo do eco em formato de gancho. O Z_{DR} neste mesmo setor geralmente fica em torno de zero. Um padrão com todas estas características é observado com tornados, principalmente quando ele se desloca sobre áreas mais urbanizadas, o que dá origem

ao TDS no radar polarimétrico.

O pé de K_{DP} (K_{DP} foot) (ROMINE; BURGESS; WILHELMSON, 2008) é caracterizado por uma área de altos valores de K_{DP} devido ao alto conteúdo de água líquida. Outras assinaturas observadas em supercélulas tornádicas são os anéis de Z_{DR} e ρ_{hv} (Z_{DR} e ρ_{hv} rings), caracterizados por regiões circulares ou semi-circulares com $Z_{DR} > 1$ dB e reduzido ρ_{hv} e localizadas acima da isoterma de $0^{\circ}C$ (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; KUMJIAN et al., 2010; SNYDER et al., 2013). Geralmente, o centro dos anéis coincide com o máximo de vorticidade associado ao mesociclone durante o estágio tornádico (PAYNE et al., 2010). Adicionalmente, Kumjian et al. (2010) e Payne et al. (2010) mostram que meio-anéis Z_{DR} são observados durante o estágio de oclusão do mesociclones de níveis baixos e eventual enfraquecimento da corrente ascendente.

Figura 2.2 – (a) Modelo conceitual de uma supercélula, mostrando a corrente descendente de retaguarda (RFD, região em roxo), a corrente descendente de vanguarda (FFD, região em roxo), as correntes ascendentes (UD, regiões em vermelho) e a *weak echo region* (WER). O pequeno triângulo em vermelho (no canto superior direito da tempestade) representa a posição onde estaria localizado o tornado, caso a supercélula produza algum. (b) Variáveis polarimétricas em baixos níveis (< 1 km), onde TDS é a assinatura de detritos tornádicos (ponto em vermelho), a região em amarelo representa a assinatura do K_{DP} (K_{DP} foot) e a região em rosa o arco de Z_{DR} (Z_{DR} arc). (c) Variáveis polarimétricas em médios níveis (5 km), mostrando as colunas de Z_{DR} e K_{DP} (cores rosa e verde, respectivamente) e os anéis de ρ_{hv} e Z_{DR} (cores azul e vermelho, respectivamente). (a), (b) e (c) foram adaptadas de Kumjian et al. (2010), e representam uma supercélula no Hemisfério Sul.



2.4 O CONCEITO DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS NO CONTEXTO METEOROLÓGICO

Os modelos numéricos da atmosfera são compostos por equações diferenciais parciais (EDPs) discretizadas no tempo e no espaço e que descrevem, aproximadamente, as leis físicas de conservação que governam a evolução do estado da atmosfera ao longo do tempo. Estas EDPs prognósticas consistem das equações de conservação de *momentum*

tum linear (ou quantidade de movimento), conservação de massa, conservação de energia termodinâmica, conservação de espécies de hidrometeoros, além da equação do estado para os gases ideais, que não é uma equação prognóstica mas é necessária para o fechamento do sistema de EDPs. Para resolver estas equações numericamente é necessário fornecer as condições iniciais (CIs) e de contorno (CCs). Como este sistema de EDPs que representa a atmosfera é um sistema dinâmico altamente não-linear e de comportamento caótico, a solução numérica destes modelos atmosféricos é muito sensível à CI condição inicial fornecida (KALNAY, 2003). Isto significa dizer que CIs minimamente diferentes podem produzir soluções finais (previsões) muito distintas. Em outras palavras, pequenos erros introduzidos nas CIs podem rapidamente se amplificar durante a integração numérica, fazendo a solução rapidamente se desviar da realidade. Por este motivo, a representação adequada do estado atual da atmosfera, chamada de **análise**, é fundamental para uma boa previsão.

Na modelagem numérica da atmosfera a melhor análise possível é obtida quando as observações atmosféricas obtidas em torno do horário da análise são combinadas com uma previsão anterior (chamada de *background*) válida no horário da análise (KALNAY, 2003). Esta combinação é necessária porque somente as observações atmosféricas não preenchem completamente a dimensão espacial tridimensional envolvida no problema de se inicializar o modelo numérico. De maneira prática esta combinação é feita com o uso de técnicas estatísticas e de Matemática Aplicada que dão origem ao que é chamado de Assimilação de Dados. Diferentes técnicas foram e continuam sendo desenvolvidas para este fim tendo como motivação não só a necessidade de gerar boas CIs para os modelos atmosféricos como também de otimizar este processo computacionalmente para ser aplicado de maneira operacional em previsão do tempo.

Como as técnicas de assimilação de dados combinam informações provenientes das observações e do próprio modelo numérico (através do *background*), é necessário levar em consideração a influência dos erros presentes tanto nas observações quanto nas soluções numéricas anteriores sobre a descrição do estado presente da atmosfera. A avaliação da estatística destes erros em cada ciclo de previsão é importante para que se defina objetivamente em cada ponto da grade numérica da análise se mais peso será dado à informação vinda da observação ou à informação vinda do *background* (KALNAY, 2003). Os modelos numéricos inevitavelmente carregam erros associados à discretização das equações e à parametrização de processos físicos de sub-grade. E mesmo que um modelo numérico perfeito existisse a solução numérica teria erros porque é impossível fornecer uma CI verdadeiramente perfeita a este modelo. Além disso, as observações também possuem erros instrumentais e de representatividade que devem ser levados em consideração no processo de assimilação de dados. Portanto, para combinar as observações e o *background* de forma ótima, precisa-se fornecer informações (mesmo que estimadas) sobre as estatísticas das correlações dos seus respectivos erros. A descrição matemática

abaixo segue os textos básicos de assimilação de dados como Talagrand (1997), Bouttier e Courtier (2002), Kalnay (2003).

Em uma representação matemática univariada do que foi descrito acima, vamos considerar que x_t seja um escalar que descreve o estado verdadeiro (e desconhecido) de uma variável atmosférica em um dado instante e que x_a represente a melhor estimativa possível de x_t dada a observação naquele instante, representada pelo escalar y_o , e uma solução (previsão) numérica válida para aquele mesmo instante naquele ponto, representada pelo vetor x_b . No nosso contexto x_a representa a melhor CI, ou análise, que queremos produzir. Tanto y_o quanto x_b possuem erros inerentes e por isto podemos escrever:

$$y_o = x_t + \varepsilon_o \quad (2.3)$$

$$x_b = x_t + \varepsilon_b \quad (2.4)$$

onde ε_o e ε_b representam os desvios em relação à "verdade", ou seja, os erros relativos, respectivamente, às observações e ao modelo. Entre estes erros está incluído o erro introduzido pela interpolação da observação para o ponto de grade do modelo, ou vice-versa. Não temos como conhecer exatamente os valores de todos os erros envolvidos (porque não conhecemos x_t), mas precisamos assumir algumas informações a respeito das suas estatísticas. Assumimos que os erros ε_o e ε_b não apresentam viéses, isto é:

$$E(\varepsilon_b) = E(\varepsilon_o) = 0 \quad (2.5)$$

, onde E representa o valor esperado, e assumimos que conhecemos suas variâncias dadas por:

$$E(\varepsilon_b)^2 = \sigma_b^2 \quad (2.6)$$

$$E(\varepsilon_o)^2 = \sigma_o^2 \quad (2.7)$$

Também assumimos que os erros ε_o e ε_b não são correlacionados. A análise x_a é determinada através de uma combinação linear entre y_o e x_b , assim:

$$x_a = \alpha_1 x_b + \alpha_2 y_o \quad (2.8)$$

onde α_1 e α_2 são os pesos a serem dados a cada fonte de informação, com $\alpha_1 + \alpha_2 = 1$ (assim x_a não terá viés). Logo, equação 2.8 representa essencialmente uma média ponderada entre x_b e y_o , e pode ser escrita como:

$$x_a = (1 - \alpha_2)x_b + \alpha_2 y_o \quad (2.9)$$

ou ainda:

$$x_a = x_b + \alpha_2(y_o - x_b) \quad (2.10)$$

No procedimento de determinar uma análise x_a , o objetivo é que a variância do erro da análise (σ_a^2) seja minimizada dada a condição de que x_a não tem um viés ($\alpha_1 + \alpha_2 = 1$). Escrevendo a expressão para σ_a^2 :

$$\sigma_a^2 = E(x_a - x_t)^2 = E[(\alpha_1(x_b - x_t) + \alpha_2(y_o - x_t))^2] = E[(\alpha_1\varepsilon_b + \alpha_2\varepsilon_o)^2] \quad (2.11)$$

E como $\alpha_2 = 1 - \alpha_1$:

$$\sigma_a^2 = E[(\alpha_1\varepsilon_b + (1 - \alpha_1)\varepsilon_o)^2] \quad (2.12)$$

Desenvolvendo a álgebra e considerando que os erros ε_o e ε_b não são correlacionados), obtemos:

$$\sigma_a^2 = \alpha_1^2\sigma_b^2 + \sigma_o^2 - 2\alpha_1\sigma_o^2 + \alpha_1^2\sigma_o^2 \quad (2.13)$$

Para determinar o peso α_1 que minimiza σ_a^2 fazemos como no método de mínimos quadrados:

$$\frac{\partial\sigma_a^2}{\partial\alpha_1} \quad (2.14)$$

Isto fornece como resultado:

$$\alpha_1 = \frac{\sigma_o^2}{\sigma_o^2 + \sigma_b^2} \quad (2.15)$$

E conseqüentemente:

$$\alpha_2 = \frac{\sigma_b^2}{\sigma_b^2 + \sigma_o^2} \quad (2.16)$$

Então, quanto maior for σ_b^2 mais peso será dado à observação no momento de determinar o valor x_a ; e quanto maior for σ_o^2 mais peso será dado ao *background* na determinação de valor x_a .

Em uma análise multivariada os escalares passam a ser vetores e a equação equivalente à 2.10 é:

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{W}(y_o - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)) \quad (2.17)$$

Acima, $\mathbf{W} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T)^{-1}$ é uma matriz que representa o peso ótimo que minimiza a covariância dos erros da análise e que depende da relação entre a matriz covariância dos erros das observações (\mathbf{R}) e da matriz de covariância dos erros do *background*

(B); H é um operador que envolve todas as operações necessárias para que a variável do modelo numérico seja convertida para a variável observada (por exemplo, de razão de mistura de água de chuva para fator de refletividade do radar). O segundo termo do lado direito de 2.10 é chamado de inovação (ou incremento observacional) e representa a influência da informação trazida pelas novas observações. É importante também que o campo meteorológico obtido na análise satisfaça as leis ou balanços físicos que controlam o movimento atmosférico sendo estudado para que não sejam gerados muitos ruídos no início da integração numérica (i.e., reduzir o *spinup* do modelo). De uma forma ou de outra os métodos de assimilação de dados aplicados nos modelos atmosféricos se baseiam no tipo de combinação entre y_o e x_b com o método de mínimos quadrados descrito acima.

Dentre os métodos utilizados para assimilação de dados em modelos atmosféricos, os mais utilizados são os métodos variacionais como o 3DVAR e o 4DVAR, onde ao invés de se calcular diretamente a matriz W mencionada acima, é definida uma função custo (J_x) (BOUETTIER; COURTIER, 2002) e o objetivo final é obter a análise x_a que é o vetor x que minimiza a função custo. No método 3DVAR a matriz B de covariância de erros do *background* é estática, de modo que uma mesma matriz B é utilizada para diferentes situações atmosféricas. Isto pode ser um problema para o caso de uma determinada condição meteorológica incomum (por exemplo, como no caso de uma tempestade tornádica) cuja influência sobre o comportamento das covariâncias dos erros do *background* não está representada na matriz B sendo usada. Um outro método de assimilação de dados, o filtro de Kalman (BOUETTIER; COURTIER, 2002), permite que a matriz de covariância B seja continuamente atualizada em função das condições atmosféricas ocorridas durante o período de integração. Neste trabalho será utilizado o filtro de Kalman, o qual será descrito em maiores detalhes nas sessões a seguir.

2.4.1 Filtro de Kalman

O objetivo do filtro de Kalman é obter uma matriz semelhante à matriz W mencionada antes, mas com B sendo substituída por uma matriz de covariâncias de erros atualizada a cada integração do modelo numérico. Em uma abordagem univariada, o filtro de Kalman pode ser entendido da seguinte maneira. Considere o valor $x_{b(i+1)}$ previsto para um escalar após a integração do modelo numérico M , assim:

$$x_{b(i+1)} = M[x_{a(i)}] \quad (2.18)$$

onde $x_{a(i)}$ é o valor do escalar na análise anterior, e M deve ser entendido como um operador não-linear (isto é, o modelo numérico completo). Como $x_{a(i)}$ foi uma estimativa do valor real $x_{t(i)}$ podemos escrever:

$$x_{b(i+1)} = M[x_{t(i)} + \varepsilon_{ai}] \quad (2.19)$$

onde ε_{ai} é o erro presente na análise anterior. Assim:

$$x_{b(i+1)} = M[x_{t(i)}] + L[\varepsilon_{ai}] \quad (2.20)$$

onde L representa um operador linear que propaga o erro na integração numérica, chamado de modelo tangente linear. Termos de ordem 2 ou maior para ε_{ai} foram desprezados na expressão acima porque o filtro de Kalman assume que a propagação do erro no tempo é linear. Se chamarmos de ε_{mi} os erros associados à integração do modelo não-linear (discretização no tempo e no espaço, parametrizações físicas) dada a condição inicial fornecida no passo i , temos:

$$x_{b(i+1)} = x_{t(i+1)} + \varepsilon_{mi} + L[\varepsilon_{ai}] \quad (2.21)$$

O primeiro termo do lado direito representa o que seria uma previsão perfeita. A variância do erro do modelo não-linear será escrita como $\sigma_m^2 = E[\varepsilon_{m(i)}]^2$, e o erro da previsão ao final do passo no tempo é:

$$\varepsilon_{bi+1} = x_{bi+1} - x_{ti+1} = \varepsilon_{mi} + L[\varepsilon_{ai}] \quad (2.22)$$

O valor esperado do quadrado do erro do *background* será a variância deste erro:

$$[\sigma_{b(i+1)}]^2 = E[\varepsilon]_{p(i+1)}^2 = E[\varepsilon]_{m(i)}^2 + E[L\varepsilon]_{a(i)}^2 \quad (2.23)$$

E finalmente:

$$[\sigma_{b(i+1)}]^2 = L^2[\sigma_{a(i)}]^2 + [\sigma_{m(i)}]^2 \quad (2.24)$$

com $\sigma_{a(i)} = \varepsilon)_{a(i)}$. Assim a variância do erro do *background* pode ser atualizada a cada passo de integração do modelo numérico. Em uma abordagem multivariada a expressão fica:

$$P_{b(i+1)} = LP_{a(i)}L^T + Q_{(i)} \quad (2.25)$$

onde $P_{b(i+1)}$ representa a matriz atualizada de covariâncias de erros do *background*, $P_{a(i)}$ representa a matriz de covariâncias de erros da análise anterior, $Q_{(i)}$ é a matriz de covariâncias de erros do modelo não-linear, e L é a matriz do modelo tangente linear. Então, a matriz de covariâncias de erros do *background* é atualizada a cada passo de integração do modelo numérico. Isto dá a oportunidade para que mesmo a presença de um fenômeno incomum durante a fase de previsão influencie o comportamento das covariâncias de erros do *background*. Ao final, uma matriz semelhante a W também será atualizada porque as-

sumimos que conhecemos a matriz R de covariâncias de erros da observações. Ou seja, se chamarmos esta matriz W atualizável como $K_{(i+1)}$:

$$K_{(i+1)} = P_{b(i+1)} H_{(i+1)}^T [R_{(i+1)} + H_{(i+1)} P_{b(i+1)} H_{(i+1)}^T]^{-1} \quad (2.26)$$

onde consideramos que o operador $H_{(i+1)}$ e a matriz $R_{(i+1)}$ são os mesmos durante a integração.

Apesar de atingir o objetivo de substituir a matriz estática de covariâncias dos erros do *background* por uma matriz dinâmica, a grande desvantagem do filtro de Kalman é o enorme custo computacional envolvido na atualização da matriz $P_{b(i+1)}$. Isto não permite seu uso operacional e mesmo seu emprego em modo de pesquisa é de implementação prática custosa. Para tornar o filtro de Kalman mais eficiente do ponto de vista computacional, modificações foram propostas na sua formulação como descrito no item abaixo.

2.4.2 Filtro de Kalman por conjuntos

Uma forma de diminuir o custo computacional da assimilação de dados pelo filtro de Kalman é utilizar o método chamado de filtro de Kalman por conjuntos (*ensemble Kalman filter*; EnKF; p.ex., Yussouf et al. (2013), Wheatley et al. (2015), Houtekamer e Zhang (2016)). O EnKF reduz o custo computacional ao aplicar um método de Monte Carlo na formulação do filtro de Kalman. Para isto, n integrações com o modelo não-linear devem ser realizadas partindo do mesmo horário para produzir o conjunto ("ensemble") de simulações. As simulações que compõem os membros do conjunto partem de condições iniciais (e de contorno no caso de modelos de área limitada) perturbadas aleatoriamente, podendo-se, para a geração dos membros, combinar também a utilização de diferentes esquemas de parametrizações físicas (p.ex., (p.ex., Yussouf et al. (2013), Wheatley et al. (2015))). O EnKF requer um número relativamente grande de membros para um cálculo satisfatório das covariâncias dos erros do *background*. Para simulações de escala convectiva isto implica em empregar pelo menos entre 35 e 50 membros (HOUTEKAMER; ZHANG, 2016), o que também exige um alto poder computacional, mas a um custo muito menor do que no caso do filtro de Kalman tradicional.

Com as previsões do conjunto, as covariâncias dos erros do *background* podem ser estimadas de maneira estatística fazendo primeiro a média dos membros do conjunto e depois somando os desvios quadráticos de cada membro em relação à média (geralmente após excluir o próprio membro do cálculo da média; (HOUTEKAMER; ZHANG, 2016))). Esta técnica só apresenta resultados satisfatórios se o conjunto tiver uma dispersão adequada, o que explica a necessidade de muitos membros e, às vezes, da utilização de membros com esquemas de parametrizações físicas diferentes como maneira de acrescentar

erros do modelo na incerteza Yussouf et al. (2013), Wheatley et al. (2015).

Para aumentar a dispersão entre os membros também é possível acrescentar perturbações aleatórias diretamente nas observações antes da assimilação em cada membro do conjunto (HOUTEKAMER; ZHANG, 2016). Na escala convectiva a busca pela dispersão adequada é muito importante porque o crescimento de perturbações dentro de tempestades por processos não-lineares é acentuado (p.ex., Park e Droegemeier (2000)). Outras vantagens do EnKF em relação ao filtro de Kalman tradicional incluem: a não necessidade do uso de um modelo tangente linear para representar a propagação dos erros, e a disponibilização de um conjunto de simulações que podem também ser usadas para avaliar a previsibilidade dos eventos atmosféricos sendo considerados.

2.4.3 Local Ensemble Transform Kalman Filter

Existem duas classes de EnKFs, estocásticos e determinísticos. Na metodologia estocástica, o filtro EnKF aplica perturbações aleatórias nas observações assimiladas em cada um dos membros do conjunto. Na metodologia determinística, não são adicionadas perturbações às observações, primeiro as observações são usadas para atualizar a média do conjunto e posteriormente cada membro é atualizado mantendo a covariância do erro da análise. A principal vantagem das abordagens determinísticas é que seu custo computacional é menor. Mais recentemente, foram desenvolvidas diferentes variações do filtro de Kalman por conjuntos baseadas em uma abordagem determinística, como por exemplo: o *Ensemble Square Root Filter* (WHITAKER; HAMILL, 2002), o qual foi o primeiro EnKF aplicado na assimilação de dados de radar Doppler (SNYDER; ZHANG, 2003), o *Parallelized Adjustment Ensemble Kalman Filter* (ANDERSON, 2001); e o *Local Ensemble Transform Kalman Filter* (LETKF, (HUNT; KOSTELICH; SZUNYOGH, 2007)).

O método a ser utilizado neste trabalho é o LETKF, o qual foi desenvolvido por Hunt et al. (2007) e é computacionalmente mais eficiente que outras variações de EnKF, uma vez que cada ponto de grade do modelo é atualizado individualmente usando todas as observações disponíveis em um determinado raio de abrangência. O LETKF vem sendo usado como esquema de assimilação em modelos globais e regionais e também para assimilação de dados de radar para o estudo de tempestades. No LETKF, para cada ponto de grade do modelo, todas as observações dentro de uma determinada distância chamada raio de localização (*localization cutoff*) são identificadas e usadas simultaneamente para atualizar o estado do modelo em um determinado ponto.

Matematicamente, seguindo a notação usada por Hunt, Kostelich e Szunyogh (2007) e Thompson et al. (2015), a atualização em um determinado ponto de grade é dada por:

$$\bar{\mathbf{x}}^a = \bar{\mathbf{x}}^b + \mathbf{x}^b \bar{\mathbf{w}}^a \quad (2.27)$$

onde \bar{x}^a e \bar{x}^b têm dimensão 1×1 . A matriz de perturbação do ensemble \mathbf{x}^b tem dimensão $1 \times k$, onde k é o número de membros do ensemble. O vetor peso para as observações dentro do raio de localização é dado por:

$$\bar{\mathbf{w}}^a = \{(k-1)\mathbf{I} + (\mathbf{H}\mathbf{X}^b)^T(\boldsymbol{\rho}_R \circ \mathbf{R})^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{X}^b)\}^{-1} (\mathbf{H}\mathbf{X}^b)^T(\boldsymbol{\rho}_R \circ \mathbf{R})^{-1}(\mathbf{y} - \overline{\mathbf{H}\mathbf{X}^b}) \quad (2.28)$$

onde \mathbf{I} é uma matriz identidade $k \times k$. $\mathbf{H}\mathbf{X}^b$ tem dimensão $p \times k$, onde p é o número de observações. \mathbf{R} é a matriz de covariância do erro das observações e tem dimensão $p \times p$. \circ representa o produto de Schur, que é uma multiplicação elemento por elemento e $\boldsymbol{\rho}_R$ é a matriz diagonal de localização. Desta forma, a nova análise é dada por:

$$\mathbf{X}^a = \mathbf{X}^b \mathbf{W}^a \quad (2.29)$$

onde as dimensões de \mathbf{X}^a e \mathbf{X}^b são $1 \times k$. A matriz ganho \mathbf{W}^a , de dimensão $k \times k$, é dada por:

$$\mathbf{W}^a = \left[(k-1)\mathbf{I} \{ (k-1)\mathbf{I} + (\mathbf{H}\mathbf{X}^b)^T(\boldsymbol{\rho}_R \circ \mathbf{R})^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{X}^b) \}^{-1} \right]^{1/2} \quad (2.30)$$

Neste caso, a localização é aplicada modificando a covariância do erro das observações (Eq. 2.29), a qual é conhecida como localização R (*R-localization*). Uma função de localização muito usada é a desenvolvida por Gaspari e Cohn (1999), onde é necessário determinar um raio de corte de forma que o impacto de cada observação tende a zero à medida que esta se aproxima do raio de corte definido. Em assimilação de dados de radar em escala convectiva, geralmente são usados raios de corte horizontais entre 6 e 20 km e verticais entre 3 e 12 km. Uma investigação da influência do raio de corte utilizado nos resultados da assimilação pode ser encontrada em Sobash e Stensrud (2013) e Thompson et al. (2015).

3 DADOS E METODOLOGIA

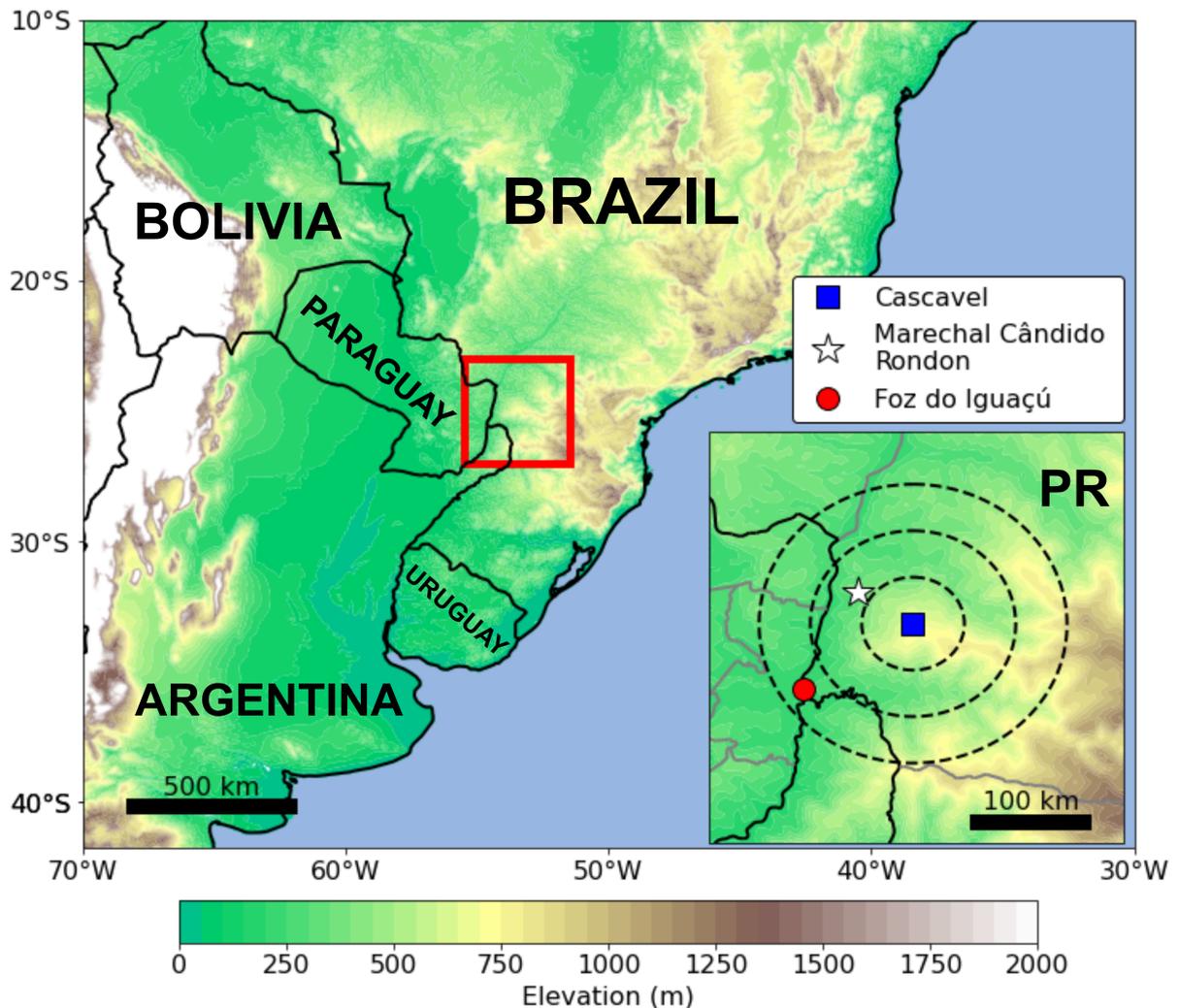
O presente estudo utiliza duas abordagens para analisar a tempestade supercelular ocorrida em 19 de novembro de 2015 no oeste do Paraná: uma abordagem observacional e uma abordagem numérica. Abaixo são descritos os dados usados e as metodologias empregadas para contemplar estas duas abordagens. A Figura 3.1 mostra a região de interesse e a localização de algumas das plataformas observacionais usadas neste estudo.

3.1 DADOS DE OBSERVAÇÕES CONVENCIONAIS, REGISTROS DE DANOS E DOCUMENTAÇÃO VISUAL

Dados das redes de estações meteorológicas automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com frequência horária, e do Sistema de Tecnologia e Monitoramento Ambiental do Paraná (SIMEPAR), com registros a cada 15 minutos, foram usados para avaliar as condições atmosféricas em superfície sobre o estado do Paraná antes e durante o evento de tempo severo. As variáveis da rede do INMET analisadas foram: pressão atmosférica, temperaturas do ar e do ponto de orvalho a 2 m de altura, velocidade e direção do vento e velocidade da rajada máxima horária a 10 m de altura, e o acumulado horário de chuva. Da rede do SIMEPAR as mesmas variáveis foram analisadas porém com registros atualizados a cada 15 minutos. O período de dados analisados foi ao longo do dia 19 de novembro de 2015, com foco em torno do horário em que o tornado foi reportado.

Dados da estação meteorológica de altitude de Foz do Iguaçu (SBFI; 25° 30' 36" S, 54° 34' 48" W, 180 m do nível do mar; Fig. 3.1) referentes à sondagem atmosférica realizada às 12 UTC de 19 de novembro de 2015, isto é, cerca de 6 horas antes do tornado, foram empregados para avaliar quais dados de reanálise global melhor representaram as condições atmosféricas presentes sobre o oeste do Paraná naquele dia. Na ausência de uma sondagem das 18 UTC, este procedimento foi necessário com o objetivo de selecionar a melhor fonte de dados para a análise do perfil troposférico presente em MCR pouco antes da ocorrência do tornado.

Figura 3.1 – Painel principal: mapa do sudeste da América do Sul, onde a área de interesse deste estudo está destacada pelo retângulo vermelho. Uma ampliação desta região é mostrada no painel menor, indicando a localização da cidade de Marechal Cândido Rondon, do radar banda S de Cascavel e da estação meteorológica de altitude do sítio de sondagem de Foz do Iguaçu (SBFI), estando todos no oeste do estado do Paraná (PR). Os círculos concêntricos pontilhados informam os anéis de distância (alcance) de 50, 100 e 150 km em torno do radar de Cascavel. Em ambos os painéis, as cores indicam a elevação do terreno em metros.



Também foi analisado o relatório de danos associados à passagem do tornado em MCR disponibilizados pela Defesa Civil do estado do Paraná além de relatos, fotos e vídeos divulgados pela mídia e moradores locais. Estes relatos, combinados com as informações extraídas dos dados de radar, foram usados para estimar subjetivamente a trajetória do tornado. Não foi possível estimar a intensidade do tornado usando a escala de Fujita melhorada (MCDONALD; MEHTA, 2006) devido à ausência de um levantamento de danos mais detalhado. Apesar disso, realizou-se uma estimativa da intensidade do tornado ao

passar pela zona urbana de MCR com base na escala de Fujita original (FUJITA, 1971). Adicionalmente, como o fenômeno foi amplamente documentado tanto na forma fotográfica como videográfica, estes registros foram utilizados também para caracterizar algumas importantes estruturas morfológicas do tornado.

3.2 DADOS DE RADAR METEOROLÓGICO

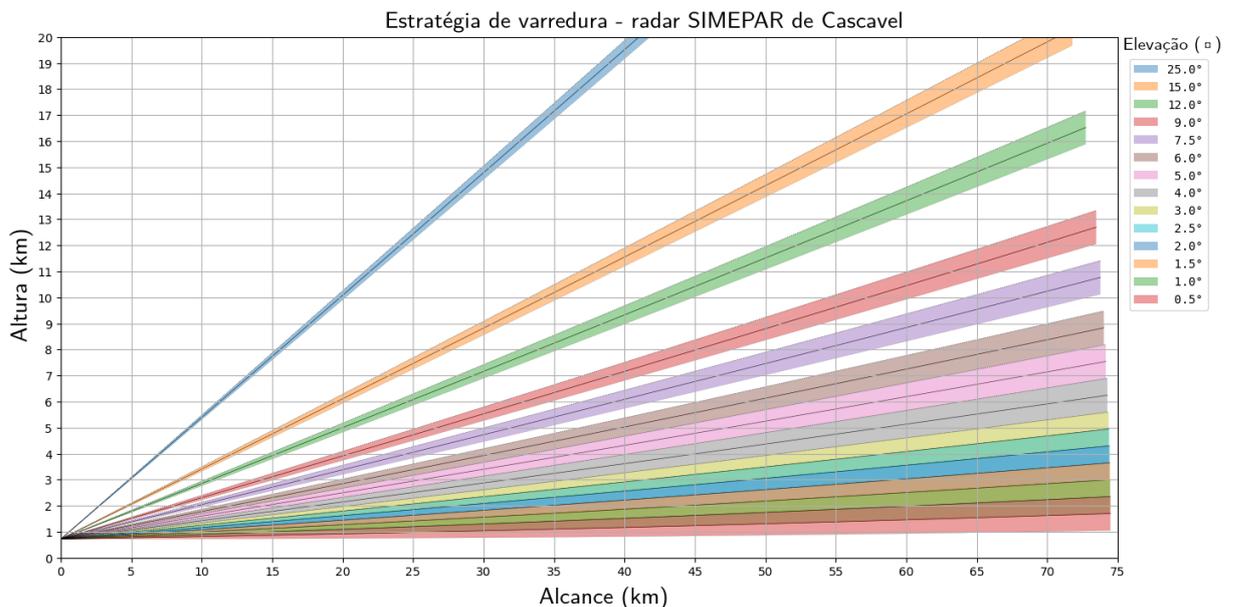
O ciclo de vida da supercélula que produziu o tornado na cidade de MCR na tarde do dia 19 de novembro de 2015 foi amostrado pelo radar Doppler polarimétrico banda-S do SIMEPAR, localizado na cidade de Cascavel (24,87° S; 53,52° W; 719,8 m acima do nível do mar; vide Fig. 3.1). O radar realizou varreduras volumétricas da evolução completa da tempestade sempre a uma distância menor do que 150 km, e estando a 75 km da mesma durante o seu estágio maduro. A componente observacional deste estudo dá maior ênfase à análise destes dados. O radar de Cascavel, operado desde 2013, possui um raio de alcance não-ambíguo de 240 km, abertura do feixe de 1°, e completa uma varredura volumétrica composta por 15 elevações a cada 7,5 minutos. O radar usa uma estratégia de frequência de repetição de pulsos alternada que permite uma velocidade máxima não-ambígua de até 64,26 $m s^{-1}$. A Figura 3.2 ilustra a estratégia de varredura do radar e a Tabela 3.1 apresenta um resumo das principais especificações do radar válidas à época do tornado registrado em MCR. Os dados de radar apresentados na abordagem análise observacional foram processados e corrigidos com o *Python ARM Radar Toolkit* (Py-ART;(HELMUS; COLLIS, 2016)), o qual é um *software* de código aberto baseado em linguagem Python usado para análise e processamento de dados de radar. Para a assimilação no modelo numérico, os dados de radar foram corrigidos manualmente no *software* SOLO3 (OYE; DIXON, 2016).

Na análise dos dados de radar foi investigada a evolução das assinaturas polarimétricas e não polarimétricas nos diferentes estágios da supercélula, sendo comparadas com as assinaturas correspondentes em tempestades da América do Norte (p.ex., Kumjian e Ryzhkov (2008)). Com os dados de radar, também foram estudadas as estruturas de baixos níveis da supercélula, as quais são importantes para descrever o mesociclone de baixos níveis e o estágio tornádico da tempestade. Além disso, através das variáveis polarimétricas, buscou-se estudar algumas propriedades microfísicas da tempestade, como a distribuição espacial de diferentes hidrometeoros. As variáveis de radar usadas neste estudo foram a refletividade horizontal (Z_H), velocidade radial (V_R), refletividade diferencial (Z_{DR}), diferença de fase diferencial (Φ_{DP}), diferença de fase específica (K_{DP}) e coeficiente de correlação co-polar (ρ_{hv}).

Tabela 3.1 – Especificações do radar banda S de dupla polarização do SIMEPAR localizado em Cascavel, PR, datadas de novembro de 2015.

Características do radar	
Frequência	2799 MHz (S-band)
Comprimento de onda	10,71 cm
Duração de pulso	0,8 μs
Frequência de repetição de pulso curta	600 Hz
Frequência de repetição de pulso longa	750 Hz
Ganho da antena	45 dB
Largura do feixe 3dB	0,99°
Polarização	Horizontal e Vertical
Espaçamento de gate	125 m
Alcance máximo (não-ambíguo)	240 km
Velocidade Nyquist curta	16 $m.s^{-1}$
Velocidade Nyquist longa	20 $m.s^{-1}$
Ângulos de elevação	14 (0,53° a 25,03°)

Figura 3.2 – . Estratégia de varredura volumétrica do radar banda S de dupla polarização do SIMEPAR, localizado em Cascavel, PR.



O *dealiasing* da velocidade radial foi feito objetivamente usando-se o algoritmo *dealias region based* do PyART, que realiza o *dealiasing* a partir da caracterização de regiões de velocidades radiais similares e desdobrando (*unfolding*) as velocidades umas contra as outras iterativamente (HELMUS; COLLIS, 2016). Foi necessária a correção dos chamados erros catastróficos (TORRES; DUBEL; ZRNIĆ, 2004) que degradam significativamente as estimativas da velocidade radial. Estes erros ocorrem onde as velocidades radiais são

erroneamente estimadas pelo processo de desdobramento ao utilizar-se uma regra de *de-aliasing* inadequada, sendo frequentes na região de mesociclones de supercélulas, onde há significativa turbulência. Por isso, os *gates* onde a coerência de potência normalizada era menor que 0,3 (p.ex., Snyder et al. (2013)) foram omitidos do *dealiasing* para que o algoritmo de desdobramento da velocidade radial do Py-ART realizasse a correção de maneira apropriada na região do mesociclone da tempestade.

Além da velocidade radial, outra variável do radar teve que passar por processo de correção. Os dados revelaram inconsistências na variável K_{DP} . Devido à falta de informação acerca da metodologia implementada originalmente para o seu cálculo, o K_{DP} foi recalculado usando os dados de Φ_{DP} e o pacote *CSU RadarTools*, que emprega o método de cálculo de K_{DP} desenvolvido por Hubbert e Bringi (1995) e adaptado por Lang et al. (2007). Já a calibração do Z_{DR} foi feita seguindo o método da neve seca agregada introduzido por Ryzhkov et al. (2005), e usado por Picca e Ryzhkov (2012) e Broeke (2017). Este método baseia-se no fato de que, em convecção profunda, neve seca agregada é geralmente observada em uma camada em torno de 1 a 2 km acima da isoterma 0°C, sendo caracterizada por valores de Z_{DR} entre 0.1 e 0.2 dB, $\rho_{hv} > 0,99$ e Z_H entre 20 e 35 dBZ. Um filtro é aplicado para selecionar somente os pontos que satisfazem estes limiares em uma camada de 500 m de espessura e centrada 1.5 km acima da respectiva altura de 0°C. Posteriormente, calcula-se o valor médio de Z_{DR} nesta camada e subtrai-se 0.2 dB, com o valor resultante sendo o fator de calibração aplicado ao Z_{DR} em cada uma das elevações e durante todo o ciclo de vida tempestade de MCR. Neste caso, identificou-se que o Z_{DR} possuía um viés de -1.41 dB. Para se determinar a altura da isoterma 0°C foi utilizado o perfil atmosférico extraído da reanálise *Climate Forecast System version 2* (CFSV2; (SAHA et al., 2014)) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), válido às 1800 UTC de 19 de novembro de 2015 para o ponto de grade mais próximo da ocorrência do tornado em MCR e que será discutido mais adiante.

Os tratamentos aplicados aos dados de radar e explicados nos parágrafos anteriores foram suficientes para a análise da tempestade e das assinaturas polarimétricas. No entanto, para a assimilação das variáveis refletividade e velocidade radial nos experimentos numéricos, foram necessárias correções e procedimentos adicionais, os quais foram realizados com o *software* SOLO3. Para ambas as variáveis, refletividade e velocidade radial, foram eliminadas todas regiões com ρ_{hv} menor que 0,9, exceto na região onde se encontrou um TDS. Essa etapa removeu ecos não meteorológicos, ecos de terreno e demais ruídos. Além disso, células convectivas que não interagiram com a supercélula foram eliminadas dos dados assimilados nas simulações numéricas.

Na velocidade radial, somente foram considerados para assimilação os dados das primeiras quatro elevações da antena, pois a grande quantidade de ruídos presentes nas elevações superiores impossibilitou a correção destes, mesmo que manualmente. A remoção dos dados de elevações superiores não tem impacto significativo na assimilação de

dados, uma vez que as informações mais importantes acerca da evolução da tempestade estão nos níveis mais baixos. Nos volumes a serem assimilados, primeiro aplicou-se um filtro no SOLO3 para automaticamente fazer o desdobramento (*unfolding*) da velocidade radial. Porém, dada a persistência de muitos ruídos, a remoção dos ruídos restantes foi feita manualmente. No caso da refletividade, foram considerados os dados até 9° de elevação e não foram necessárias maiores correções.

Após este controle de qualidade, o *software* PyROTH foi usado para interpolar os dados de radar em uma grade cartesiana com 2 km de espaçamento horizontal (mantendo-se a projeção cônica vertical) usando o esquema de Cressman (como p.ex., em Yussouf et al. (2013), Wheatley et al. (2015), Dowell et al. (2004), Dowell e Wicker (2009)). Este procedimento projeta as observações na mesma resolução espacial que aquela configurada para a simulação numérica, reduzindo-se assim os erros de representatividade, além de ser mais eficiente computacionalmente. Como em Yussouf et al. (2013), Thompson et al. (2015), os desvios padrões dos erros de refletividade e velocidade radial foram assumidos como sendo 5 dBZ e 2 m s^{-1} , respectivamente. Outras combinações de pares de valores do desvio padrão de erros, como, por exemplo, 7,5 dBZ e 3 m s^{-1} , e 7,5 dBZ e 5 m s^{-1} , também foram testadas mas sem causar nenhum impacto significativo ou melhora nos resultados do filtro LETKF.

3.3 DADOS DE REANÁLISE

Como mencionado anteriormente, na inexistência de observações de ar superior (radiossondagens) às 18 UTC, foi necessário recorrer a uma outra fonte de dados para a análise do perfil troposférico na região de MCR em um horário próximo da ocorrência do tornado. Para isso, primeiro, fez-se uma avaliação do desempenho das reanálises globais CFSv2 (SAHA et al., 2014), do NCEP e *European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) fifth generation reanalysis* (ERA5; (HERSBACH et al., 2020)) em representar o perfil observado em SBFI às 1200 UTC (Figura 3.3). Para isso, um perfil atmosférico foi extraído de ambas as reanálises às 1200 UTC de 19/11/15 e para o ponto de grade mais próximo à estação de SBFI. Essa etapa de comparação entre as reanálises é importante porque o perfil atmosférico das 18 UTC escolhido também será usado como condição inicial para os experimentos numéricos discutidos nas próximas sessões.

Para estas sondagens das 12 UTC (tanto a observada como as extraídas das reanálises), diversos parâmetros termodinâmicos e cinemáticos dinâmicos foram calculados, como a energia potencial disponível para a convecção (CAPE, *Convective Available Potential Energy*) para as parcelas de superfície (SBCAPE) e mais instável (MUCAPE), altura do nível de condensação por levantamento (SBLCL), *lapse rate* (LR) em níveis baixos (LLLR) e médios (MLLR), cisalhamento vertical do vento na camada profunda (i.e., entre a super-

fície e 6 km de altura; CVV0-6), e cisalhamento vertical do vento na camada rasa (i.e., entre superfície e 1 km de altura; CVV0-1) e a helicidade relativa à tempestade (HRT) nas camadas entre a superfície e 3 km (HRT 0-3) e 1 km (HRT 0-1) de altura. Todos estes parâmetros foram calculados através do *Sounding and Hodograph Analysis and Research Program in Python* (SHARPy,(BLUMBERG et al., 2017)).

A Figura 3.3 mostra que as duas sondagens obtidas das reanálises representam bem o perfil de temperatura e umidade observado em SBFI, mas com o CFSv2 reproduzindo melhor o perfil de vento. Ao analisar-se a hodógrafa a reanálise CFSv2 conseguiu capturar bem o perfil de vento, principalmente em baixos níveis, enquanto que a reanálise ERA5 sugere ventos mais fracos e uma hodógrafa com menos curvatura.

Quando analisa-se o perfil atmosférico válido para às 1800 UTC de 19/11/2015 para o ponto de grade mais próximo de MCR (Figura 3.4), observa-se que os perfis termodinâmicos das reanálises CFSv2 e ERA5 são bastante similares, com valores de CAPE e LR parecidos. No entanto, o perfil de vento do CFSv2 representa melhor as características de um ambiente tornádico, com hodógrafa mais curva, e CVV e HRT mais intensos em baixos níveis (0-1 km) quando comparado com o ERA5. Dados os pontos discutidos acima, optou-se pelo uso da reanálise CFSv2 para a representação do ambiente atmosférico que produziu a supercélula tornádica. Esta escolha é feita tanto para fins de fornecimento de condição inicial para o modelo numérico de escala convectiva quanto para a análise das condições atmosféricas de escala sinótica presentes em torno do horário do evento de tornado.

Figura 3.3 – Diagramas skew-T e hodógrafas ambientais referentes às 1200 UTC de 19/11/2015: (a) sondagem observada na estação de ar superior de Foz do Iguazu (SBFI); (b) perfil atmosférico extraído da reanálise CFSv2 para o ponto de grade mais próximo a SBFI; (c) como em (b), mas para a reanálise ERA5. Os parâmetros foram calculados com o *software* SHARPy.

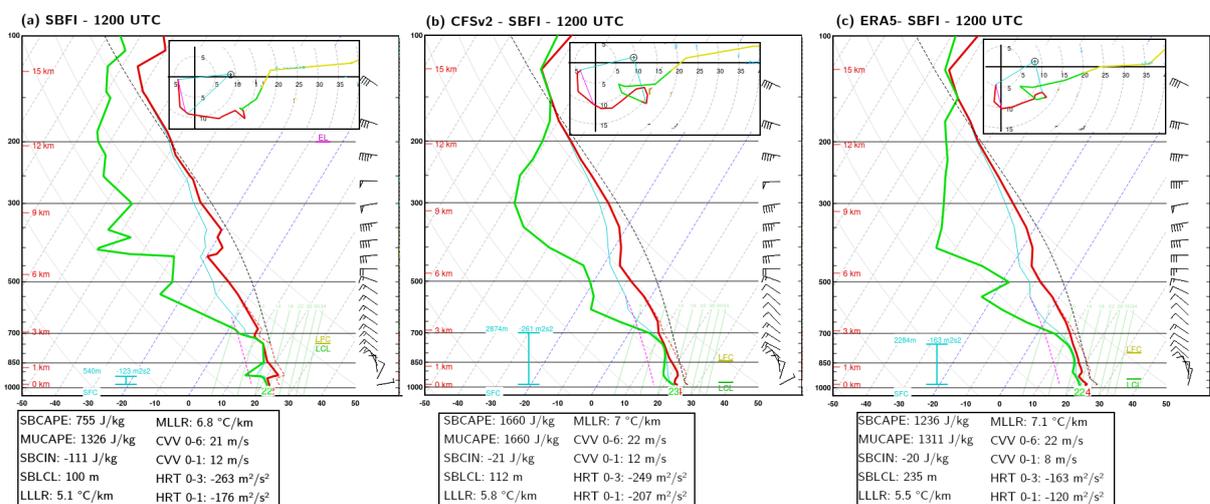
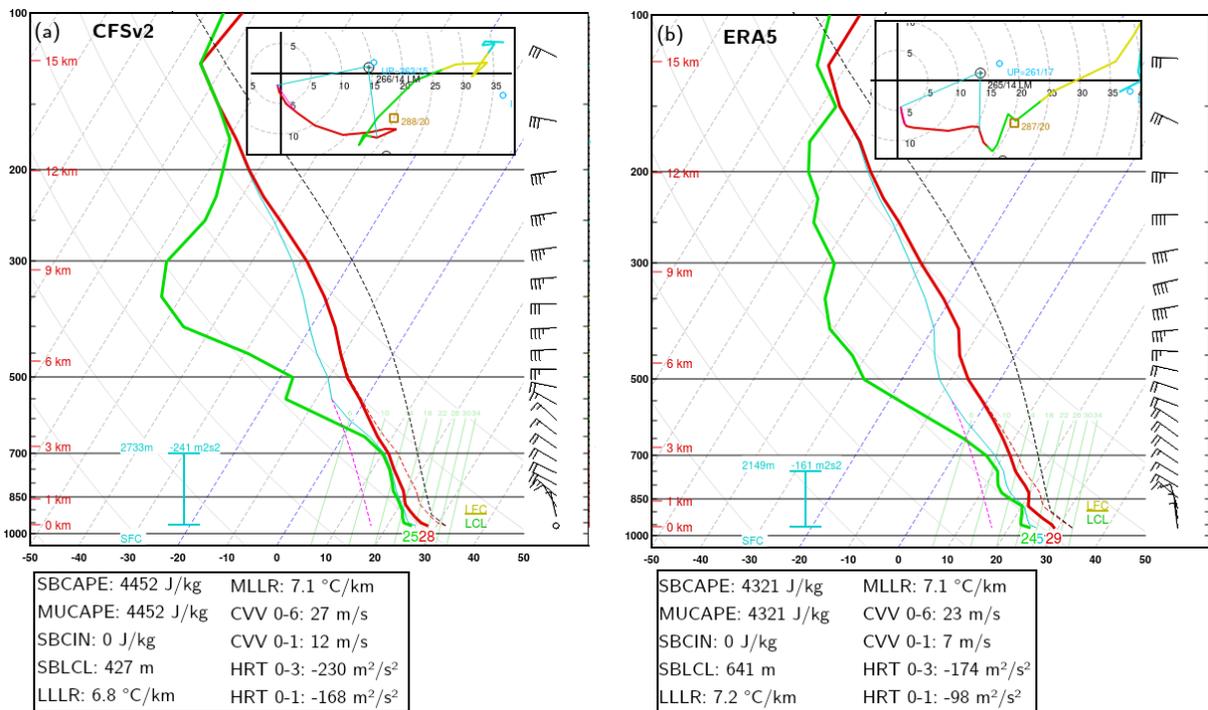


Figura 3.4 – Sondagens extraídas de reanálise às 1800 UTC de 19/11/2015 e para o ponto mais próximo da ocorrência do tornado em MCR: (a) CFSv2 e (b) ERA5. Os parâmetros foram calculados com o software SHARPPy.



3.4 MODELO NUMÉRICO CM1 E AS SIMULAÇÕES IDEALIZADAS

O modelo numérico atmosférico a ser empregado para gerar as simulações idealizadas da supercélula tornádica em escala de tempestade e para prover o campo *background* para o sistema de assimilação de dados LETKF é o *Cloud Model* versão 1 (CM1), desenvolvido por Bryan e Fritsch (2002), na sua edição 18. O CM1 é um modelo não-hidrostático, tridimensional usado em estudos idealizados de diferentes fenômenos atmosféricos, entre eles as tempestades convectivas severas, o que inclui as supercélulas (como em Bryan e Fritsch (2002), Markowski, Richardson e Bryan (2014), Coffey et al. (2017), Yao et al. (2018), Dennis e Kumjian (2017), entre outros). No CM1 a discretização numérica do sistema de equações governantes da atmosfera segue o método de diferenças finitas com uma grade alternada tipo C de Arakawa. A integração no tempo utiliza o esquema numérico Runge-Kutta de terceira ordem e passos no tempo (*timesteps*) curtos para resolver os termos acústicos das equações. Uma vantagem do CM1 em relação à outros modelos atmosféricos não-hidrostáticos é que nas simulações de processos atmosféricos úmidos, as equações governantes no CM1 conservam massa e energia total mais acuradamente.

Isto se deve ao fato de que a formulação das equações prognósticas de pressão e da energia termodinâmica no modelo CM1 retem um maior número de termos (i.e., realiza menos simplificações), associados à influência do vapor d'água e da água na fase líquida nos calores específicos do ar (BRYAN; FRITSCH, 2002).

A parametrização de microfísica de nuvens utilizada nas simulações com o CM1 neste estudo é o esquema de momento duplo do *National Severe Storm Laboratory* (NSSL-2M; (MANSELL; ZIEGLER; BRUNING, 2010)). Esquemas de microfísica com dois momentos preveem o número de concentração e a massa de hidrometeoros e, assim, conseguem representar melhor os processos microfísicos que ocorrem nas tempestades (YUSSOUF et al., 2013; DAWSON et al., 2010). Além disso, esquemas microfísicos de dois momentos geralmente apresentam melhor desempenho em estudos com assimilação de dados de radar (YUSSOUF et al., 2013). A turbulência em escala sub-grade é parametrizada através da opção LES (*large-eddy simulation*), e a condição de contorno de superfície é sem atrito (*free-slip*).

O domínio utilizado foi de 150 km x 150 km x 20 km com espaçamento horizontal de grade de 1 km. É evidente que com 1 km de espaçamento de grade a simulação numérica não será capaz de resolver o tornado (ORF et al., 2017; OLIVEIRA; XUE; ROBERTS, 2022), mas o objetivo deste estudo é gerar simulações que reproduzam o mesociclone de baixos níveis, para o qual a resolução horizontal empregada é suficiente. Dada a resolução horizontal das simulações, a parametrização da convecção *cumulus* foi mantida desligada. Foram usados 50 níveis verticais, com espaçamento vertical constante de 150 m nos primeiros 4 km, e aumentando gradualmente até 600 m até em 16 km de altura, nível a partir do qual o espaçamento permaneceu constante. A Tabela 3.2 mostra as principais configurações do CM1 nas simulações realizadas neste estudo.

As simulações numéricas idealizadas foram conduzidas especificando-se um ambiente atmosférico horizontalmente homogêneo utilizando um perfil troposférico indicativo do ambiente pré-convectivo em que a supercélula de MCR se desenvolveu. Dentro deste ambiente, uma bolha de ar aquecido é especificada na baixa troposfera para dar início à convecção na simulação. O perfil vertical usado para inicializar as simulações foi extraído da reanálise CFSv2 para o horário das 1800 UTC de 19/11/2022 e para o ponto de grade mais próximo de onde foi registrado o tornado na cidade de MCR. O perfil vertical extraído do CFSv2 mostrava um ambiente bastante úmido e com altos valores de CAPE e sem inibição convectiva. Ao utilizar esta sondagem como condição inicial para o CM1-LETKF, o modo convectivo favorecido foi o de multicélula, com o modelo rapidamente produzindo diversas células convectivas fracas e desorganizadas e que logo se agrupavam formando um único sistema convectivo. Diante do resultado insatisfatório, foram testados diferentes ajustes na sondagem com o intuito de buscar limitar a geração de convecção espúria do tipo multicélula e favorecer a formação de células mais discretas (i.e., mais isoladas) do tipo supercelular em pelo menos alguns dos membros do conjunto de simulações (i.e., do

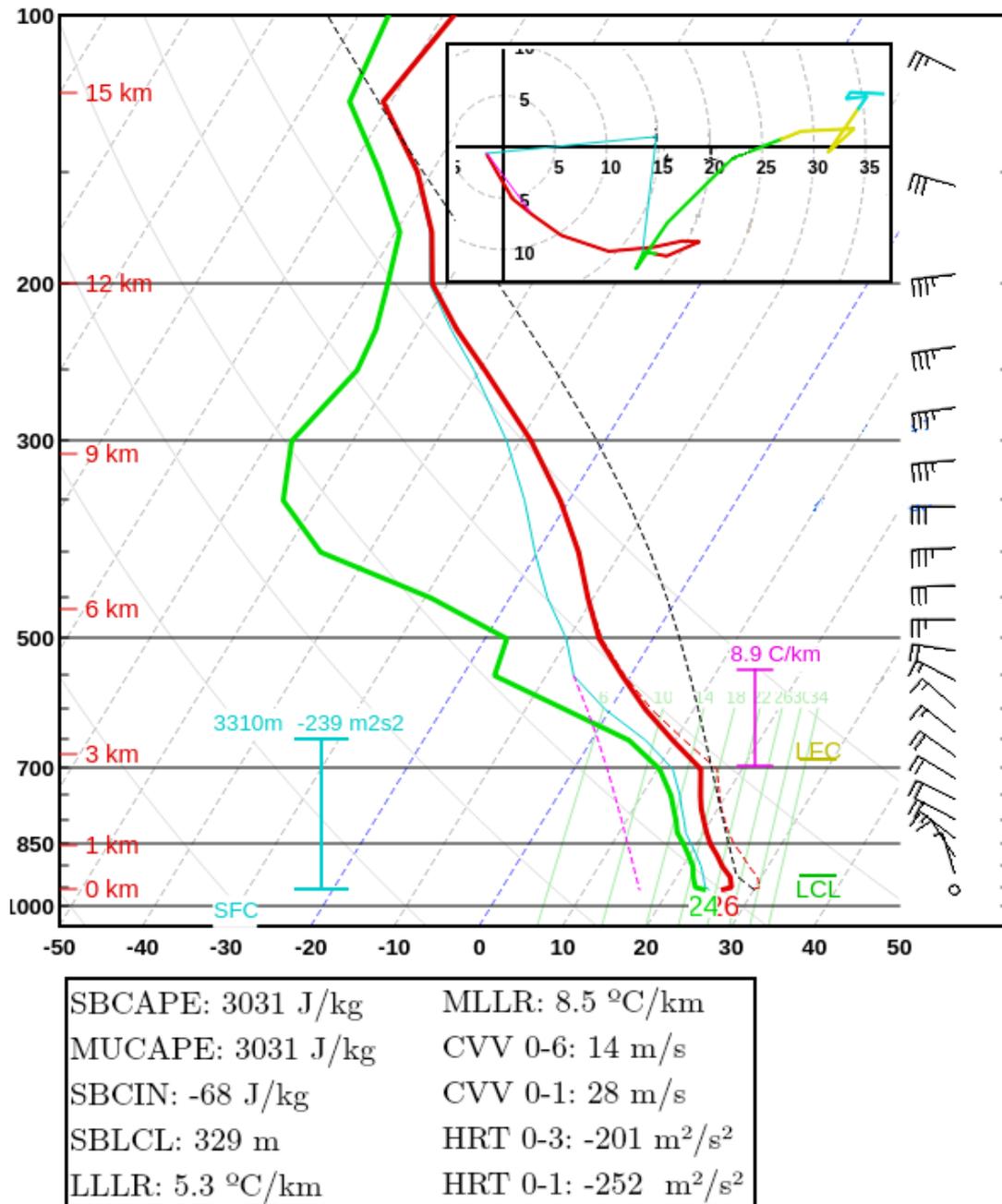
ensemble).

Ao comparar-se a temperatura do ar no primeiro nível da sondagem com a registrada pela estação meteorológica automática do INMET localizada na cidade de MCR, notou-se uma superestimativa por parte da reanálise CFSv2. Por isso, a temperatura do ar no primeiro nível da sondagem foi ajustada de forma a se aproximar mais do observado. Além disso, aumentou-se levemente a temperatura do ar na camada compreendida entre os níveis logo acima da superfície e aproximadamente 600 hPa, de forma a secar um pouco o ambiente, o qual estava quase saturado no perfil do CFSv2. Adicionalmente, com o objetivo de inibir a convecção espúria produzida na simulação, foi introduzida uma inversão térmica moderada na camada entre 850 e 700 hPa e outra mais fraca nos primeiros níveis do modelo. A inversão na camada 850-700 hPa foi eficiente em aumentar a inibição convectiva. Finalmente, elevou-se levemente os valores de temperatura do ar na camada entre 200 e 100 hPa.

Antes mesmo de modificar-se o perfil de temperatura do ar o MLLR já era alto ($7.1 \text{ }^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ Fig. 3.4) para os padrões climatológicos dos subtropicais da América do Sul (NASCIMENTO et al., 2016), mas após os ajustes passou a ser $8.5 \text{ }^{\circ}\text{Ckm}^{-1}$ (Fig. 3.5), se tornando extremo. Diversos estudos mostram que altos valores de LR são encontrados em ambientes atmosféricos favoráveis à tempestades severas, incluindo as supercélulas. Adicionalmente, nota-se que os valores de CAPE diminuíram após os ajustes, mas ainda assim são mais que suficientes para a formação de tempestades severas.

A sondagem modificada (Fig. 3.5) produz tempestades simuladas mais discretas e com características supercelulares e será usada como condição inicial para os experimentos numéricos com o sistema CM1-LETKF, discutidos mais adiante neste trabalho. Ressalta-se que estes ajustes foram realizados somente no perfil termodinâmico (temperatura do ar), sem nenhum ajuste sendo aplicado no campo de vento do CFSv2. Portanto, deste ponto em diante ao longo do texto, a sondagem mostrada na Figura 3.5, extraída da reanálise CFSv2 e contendo as modificações descritas acima, será referida como a sondagem da condição inicial.

Figura 3.5 – Sondagem usada como condição inicial nas simulações com o modelo CM1 e assimilando dados de radar com o filtro LETKF.



Para a geração de um conjunto de diferentes condições iniciais, uma distribuição uniforme de perturbações aleatórias foi adicionada ao campo de vento, temperatura e umidade do ar da sondagem inicial em cada um dos diferentes membros do conjunto. Para iniciar a convecção nas simulações com o modelo CM1, foram especificadas três bolhas (ou regiões) elipsoidais (*perturbation blobs*) dentro das quais pequenas perturbações foram adicionadas às componentes u , v e w da velocidade, à temperatura potencial e à razão de mistura, conforme procedimento também usado por Tanamachi, Heinselman e

Wicker (2015). Estas perturbações iniciais foram posicionadas no setor noroeste do domínio usado na simulação, ficando localizadas na posição da convecção em andamento mostrada nos dados de radar assimilados. Antes de chegar-se à esta configuração final, vários testes de sensibilidade foram realizados com relação às magnitudes das perturbações iniciais aplicadas e seu posicionamento em diferentes partes do domínio (p. ex., centro, sudeste).

3.5 SISTEMA DE ASSIMILAÇÃO DOS DADOS DE RADAR

Para alimentar o sistema de assimilação de dados em escala convectiva baseado no método LETKF o ideal seria que os conjuntos de simulações tivessem tamanhos da ordem de 100 membros ou mais (HOUTEKAMER; ZHANG, 2016). Contudo, este dimensionamento é extremamente custoso computacionalmente dada a alta resolução espacial necessária para as simulações nesta escala. Diversos estudos sobre supercélulas envolvendo a modelagem numérica com assimilação de dados de radar com a técnica EnKF (p. ex., Dowell, Wicker e Snyder (2011), Yussouf et al. (2015), Tanamachi, Heinselman e Wicker (2015)), usam conjuntos constituídos de 30 a 50 membros. Seus resultados mostram que este tamanho de conjunto é, minimamente, suficiente para prover o sistema de assimilação de dados com as estatísticas de erros do *background*, sendo ao mesmo tempo computacionalmente viável. No presente estudo será gerado um conjunto com 50 membros. Naturalmente, sendo um conjunto de tamanho sub-ótimo, haverá uma degradação das estatísticas da matriz de covariância dos erros do *background*. Uma forma de reduzir este problema é confinar o raio de influência de uma observação aos pontos de grade mais próximos, o que é chamado de localização (*localization*), sendo usada pelo sistema LETKF. Desta forma, somente observações situadas dentro de um determinado raio (chamado de distância de corte) em relação ao um dado ponto de grade são consideradas para efeito de geração de uma análise naquele ponto (SOBASH; STENSRUD, 2013; HOUTEKAMER; ZHANG, 2016).

Em diversos estudos (p; ex., Sobash e Stensrud (2013), Yussouf et al. (2015), Wheatley et al. (2015), Tanamachi, Heinselman e Wicker (2015)) a localização é aplicada utilizando-se uma distância de corte horizontal e vertical e uma função peso (para a observação) que se aproxima de uma função Gaussiana, como a definida por Gaspari e Cohn (1999). Em investigações recentes com assimilação de dados de radar em eventos convectivos, as distâncias de corte horizontal utilizadas variam entre 18 km e 3 km e com as distâncias de corte vertical variando entre 6 a 1,5 km (p. ex., Sobash e Stensrud (2013), Potvin e Wicker (2013), Tanamachi, Heinselman e Wicker (2015), Jones et al. (2015), Thompson et al. (2015)). No presente trabalho, foram feitos alguns testes com diferentes combinações de raios de corte horizontais e verticais como: 18 km e 6 km, 12 km

e 6 km, 6 km e 3 km, respectivamente. Contudo, não foi observada uma sensibilidade significativa dos resultados à esta escolha, de modo que optou-se por usar um raio de corte horizontal de 9 km e vertical de 4,5 km (como em Thompson et al. (2015)).

Além da localização, uma técnica adicional é utilizada para manter a dispersão do conjunto apropriada durante o processo de assimilação de dados. Este método é chamado de inflação da covariância (*covariance inflation*), onde diferentes métodos são utilizados para inflar o conjunto inicial (ou seja, antes das observações serem assimiladas), aumentando a sua covariância ao afastar os membros do conjunto para longe da média (ANDERSON; COLLINS, 2007). Neste contexto, uma metodologia muito usada em estudos recentes e que também será utilizado nesta pesquisa é a inflação adaptativa da covariância (*adaptive covariance inflation*, (ANDERSON; COLLINS, 2007; ANDERSON et al., 2009)), onde um fator de inflação com valor inicial de 1 foi utilizado (p. ex., Aksoy, Dowell e Snyder (2009), Wheatley et al. (2015)).

Durante a assimilação de dados de radar em escala convectiva, a técnica de ruído aditivo (*additive noise*), desenvolvida por Dowell e Wicker (2009), é utilizada para promover dispersão adicional do conjunto. Nesta técnica, em cada ciclo de assimilação, as variáveis de estado do modelo (como p.ex., as componentes do vento e temperatura) são perturbadas em locais onde a refletividade observada é maior que um determinado limiar, ou seja, onde há precipitação (DOWELL; WICKER; SNYDER, 2011; DAWSON et al., 2012; JUNG; XUE; TONG, 2012). Esta técnica foi utilizada no presente estudo, onde usou-se um limiar de refletividade de 15 dBZ e foram aplicadas perturbações com desvio padrão de 1 K na temperatura do ar, 0,25 K na temperatura do ponto de orvalho, 1 m s^{-1} e $0,5 \text{ m s}^{-1}$ nas componentes horizontais e verticais do vento, respectivamente.

O conjunto foi inicializado às 16:35 UTC e depois de 21 minutos de integração (às 16:56 UTC) dados de refletividade e velocidade radial do radar de Cascavel foram assimilados a cada 7 minutos até às 18:20 UTC e com janela de $\pm 210 \text{ s}$ (3,5 min). Desta forma, uma análise é produzida a cada 7 minutos e as observações dentro da janela de assimilação são consideradas como se fossem no horário da análise. Este processo é esquematizado na Fig. 3.6.

Figura 3.6 – Ciclo de assimilação de dados utilizado nas simulações numéricas. Os horários estão em UTC. A parte em verde indica o período de simulação sem assimilação de dados e em amarelo o período com assimilação de dados de radar.

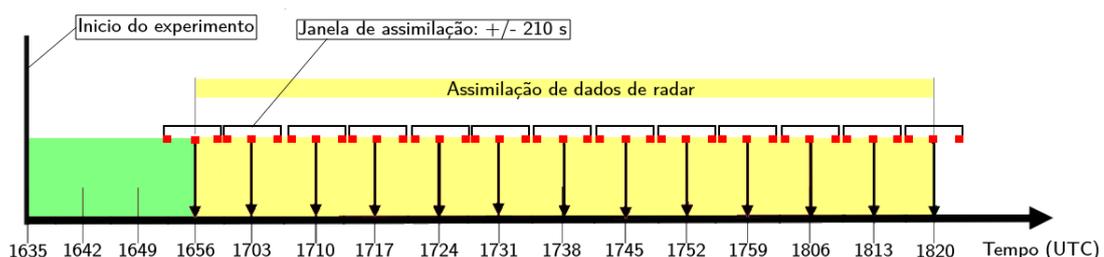


Tabela 3.2 – Principais parâmetros usados na configuração do modelo CM1 para as simulações numéricas e no sistema de assimilação com o LETKF.

Parâmetro	Valor
Número de membros do conjunto	50
Domínio espacial	150 x 150 x 20 km
Espaçamento horizontal de grade	1km
Parametrização de microfísica	NSSL 2 momentos
Erros de observação assumidos	5 dBZ e 2 $m.s^{-1}$
Raio de localização	9 km na horizontal e 4.5 km na vertical

3.5.1 Avaliação do sistema de assimilação dos dados de radar

Após os experimentos com assimilação de dados, serão calculadas algumas métricas para avaliar quantitativamente o desempenho do LETK (conforme Dowell e Wicker (2009)). Uma delas é a inovação média da análise, onde o vetor de inovação da análise d é definido como a diferença entre as observações y^0 e as análises médias mapeadas no espaço das observações $\overline{Hx^a}$, ou seja, é uma medida do viés da análise com relação às observações. A inovação pode ser escrita como:

$$d = y^0 - \overline{Hx^a} \quad (3.1)$$

O erro médio quadrático das inovações (RMSI) pode ser calculado fazendo-se a média do vetor inovação entre todas as observações em um volume do radar (indicadas por $\langle \rangle$). De forma geral, o RMSI fornece uma medida do ajuste da previsão e análise com relação às observações e é dado por:

$$RMSI = \sqrt{\langle (d - \langle d \rangle)^2 \rangle} \quad (3.2)$$

Adicionalmente, o grau de espalhamento do conjunto pode ser avaliado através da medida do espalhamento (ESP) do conjunto, a qual inclui os erros das observações, e que pode ser definida como:

$$ESP = \sqrt{\sigma^2 + \left\langle \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N [H(\mathbf{x}) - \overline{H(\mathbf{x})}]^2 \right\rangle} \quad (3.3)$$

onde N é o número de membros do conjunto, o qual é 50 no presente estudo, σ é o desvio padrão do erro das observações, os quais foram assumidos como sendo 5 dBZ e 2 $m.s^{-1}$ para refletividade e velocidade radial, respectivamente.

Finalmente, a razão de consistência (CR, *consistency ratio*), é uma forma de avaliar

se o espalhamento total e o RMSI são consistentes para os erros de observação assumidos. A expressão para CR é escrita como:

$$CR = \frac{\sigma^2 + \left\langle \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N \left[H(\mathbf{x}^f) - \overline{H(\mathbf{x}^f)} \right]^2 \right\rangle}{\langle (d - \langle d \rangle)^2 \rangle} \quad (3.4)$$

Em que valores de $CR = 1$ ao longo do período de assimilação de dados indicam um espalhamento ótimo do conjunto (DOWELL et al., 2004; DOWELL; WICKER, 2009). Valores de CR muito abaixo ou acima de 1 indicam sub-dispersão ou super-dispersão, respectivamente.

4 RESULTADOS

4.1 ANÁLISE OBSERVACIONAL DO EVENTO: ESTRUTURA VISUAL DO TORNADO, AMBIENTE ATMOSFÉRICO E DADOS DE RADAR

De forma geral, os resultados dividem-se em duas sessões principais. A primeira aborda a análise observacional da supercélula tornádica que atingiu MCR. Nesta etapa, apresentam-se os resultados da análise da estrutura visual do tornado, do ambiente conducente à tempestade e dos dados do radar polarimétrico do SIMEPAR. Destaca-se que a maioria dos resultados apresentados na parte observacional estão publicados no artigo Ferreira, Goede e Nascimento (2022). A segunda etapa está relacionada ao estudo numérico do evento, onde são apresentados os resultados das simulações com o sistema CM1-LETKEF.

4.1.1 Características visuais do tornado e rastro de danos

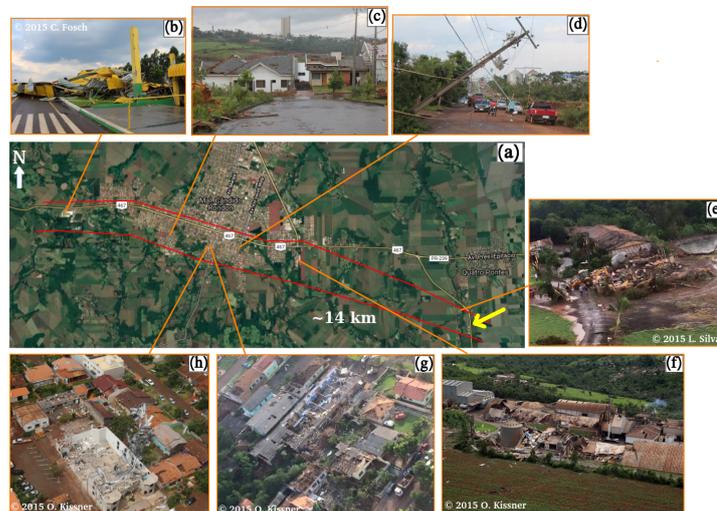
Na tarde de 19 de novembro de 2015, aproximadamente às 16:15 (horário local, 18:15 UTC), um tornado atingiu a cidade de Marechal Cândido Rondon (MCR), localizada no oeste do estado do Paraná. O tornado foi amplamente documentado, tanto na forma fotográfica como videográfica, e, dada a amplitude do desastre natural, teve grande destaque na mídia. O levantamento de danos feito pelas equipes de Defesa Civil do Estado do Paraná, assim como os registros fotográficos e videográficos realizados por moradores da cidade, indicam que o setor sul da cidade foi o mais atingido pelo tornado. Usando estas informações, nesta sessão serão discutidas as características visuais do tornado e os danos associados.

Os primeiros danos associados ao tornado foram reportados em uma indústria agrícola nos arredores de MCR (Fig. 4.1b). O tornado atingiu a parte sul da zona urbana de MCR e ao longo de sua trajetória foram reportados danos em diversas residências e estabelecimentos comerciais. A maioria dos relatos foi devido à destruição em telhados e quedas de árvores, uma igreja e alguns pavilhões comerciais tiveram também as paredes danificadas. Adicionalmente, vários postes de eletricidade foram derrubados, interrompendo o fornecimento de energia em MCR e cidades vizinhas. Após passar pela parte urbana de MCR, o tornado continuou se deslocando no sentido leste/sudeste em direção à cidade de Quatro Pontes, afetando em torno de 10 propriedades rurais e eventualmente se dissipando perto da rodovia PR-467 (Fig. 4.1).

Com base nos danos registrados, estima-se que o tornado seguiu um caminho de

aproximadamente 14 km de comprimento e 800 m de largura, de oeste para leste-sudeste (Figura 4.1a). A falta de uma análise de danos detalhada e *in-loco* dificulta uma estimativa mais precisa da intensidade do tornado. No entanto, baseando-se nas informações disponíveis, os danos mais intensos observado foram compatíveis com um tornado F2 seguindo a escala Fujita (FUJITA, 1971), mas a maioria da destruição foi compatível com um tornado de intensidade F0/F1.

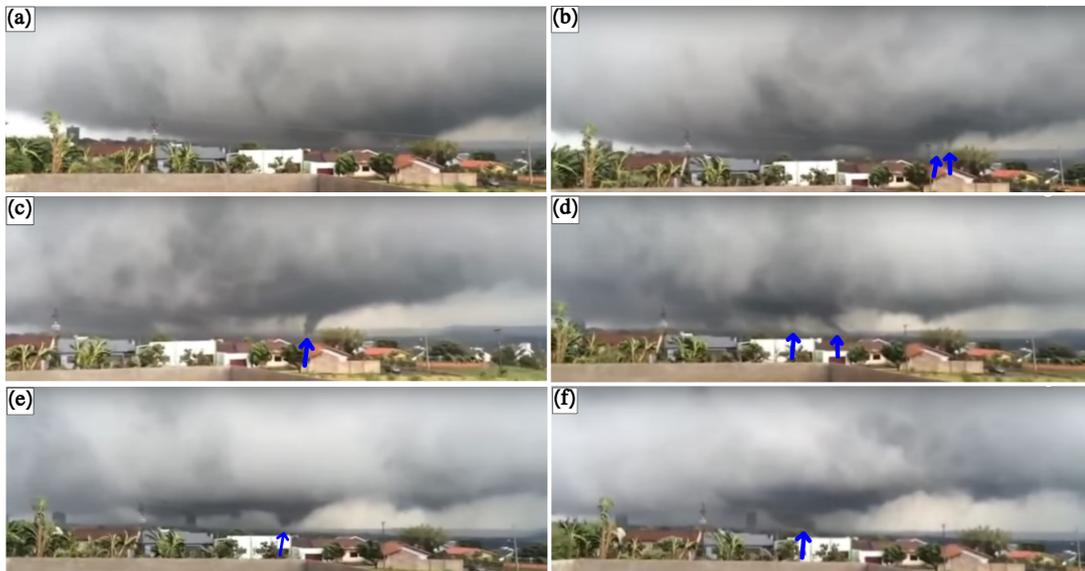
Figura 4.1 – Rastro estimado do tornado de MCR baseado na análise de fotos, vídeos e imagens aéreas dos danos e relatos de moradores locais, mídia e Defesa Civil do Paraná. Painel central: as linhas vermelhas sobre a imagem de satélite do *Google Earth* indicam o rastro de danos, com o deslocamento do tornado sendo da esquerda para a direita, ou seja, de oeste para leste/sudeste. A seta amarela indica a localização aproximada de onde o tornado cruzou a rodovia PR-467 antes de dissipar-se.



A Figura 4.2 foi extraída de um vídeo filmado por um morador local de MCR. Observa-se que a circulação em baixos níveis da tempestade mostra um complexa estrutura de múltiplos vórtices, com todo o mesociclone de baixos níveis muito próximo da superfície. Este comportamento se assemelha muito ao que é chamado de mesociclone de múltiplos vórtices (*multiple-vortex mesocyclone*, MVMC; (WURMAN; KOSIBA, 2013)). Não havia um único vórtice tornádico mas sim vários sub-vórtices embebidos na circulação principal. Estas características visuais do tornado se assemelham a outros tornados de múltiplos vórtices observados na América do Norte (WURMAN, 2002; POTTS; AGEE, 2002; WURMAN; KOSIBA, 2013; BLUESTEIN; SNYDER; HOUSER, 2015; BLUESTEIN et al., 2018).

Na medida em que o tornado se deslocava na zona rural entre MCR e Quatro Pontes e justo antes de dissipar-se, ele foi novamente capturado em vídeo por um morador local (Figura 4.3). Este vídeo sugere que a a circulação tornádica evoluiu de um MVMC para um único funil após sair da área urbana de MCR. A falta de registros fotográficos e videográficos ao longo de toda a trajetória do tornado, de uma análise de danos detalhada e de dados de radar de alta resolução espacial e temporal dificulta uma análise mais completa da circulação tornádica e da complexa estrutura de múltiplos vórtices.

Figura 4.2 – Estrutura visual do tornado que atingiu Marechal Cândido Rondon em 19/11/2015 conforme *frames* extraídos de um vídeo feito pelo morador Regis A. Guerreiro e olhando para sudeste. A distância estimada entre a câmera e o tornado é aproximadamente 1.4 km e não há informação sobre o horário exato do vídeo, mas estima-se que seja em tornde de 18:15 UTC.



4.1.2 Ambiente atmosférico

Na tarde de 19 de novembro de 2015 às 1800 UTC, próximo ao horário em que o tornado foi reportado em MCR, os campos em altos e médios níveis da troposfera (Figuras 4.4a e 4.4b) mostram um amplo cavado migratório sobre o leste da Argentina acompanhado por um núcleo de jato em altos níveis orientado no sentido noroeste-sudeste sobre o oceano Atlântico sudoeste (Fig. 4.4a). Concomitantemente, um jato subtropical de altos níveis se estende zonalmente desde o norte do Chile até o sul do Brasil.

Em médios níveis (Fig. 4.4b), há prevalência de vorticidade vertical ciclônica no sul do Brasil, associada ao cavado, indicando a presença de advecção diferencial de vorticidade ciclônica e promovendo ascensão em escala sinótica. No entanto, a supercélula tornádica de MCR se desenvolveu deslocada da principal forçante baroclínica, o que é melhor evidenciado na Fig. 4.4c, que mostra a temperatura potencial equivalente (θ_e), ventos e altura geopotencial em 850 hPa. O gradiente horizontal mais intenso de θ_e localizava-se sobre o Uruguai e o centro-norte da Argentina, com o gradiente de θ_e sobre o Uruguai bem alinhado com o cavado frontal que se estende para sudeste. Este cavado frontal está associado a um ciclone extratropical no oceano, que não aparece no domínio mostrado na Figura 4.4. Enquanto isso, o oeste do Paraná estava no setor quente e distante da forçante frontal (Fig. 4.4c). Os distúrbios no campo de divergência em altos níveis estão co-localizados com as regiões de precipitação não convectiva evidenciadas na imagem de satélite (Fig. 4.4d). Logo ao norte dessas áreas, coincidindo com a região de saída do jato subtropical, forte atividade convectiva estava em andamento sobre a província de

Figura 4.3 – *Frames* extraídos de um vídeo do tornado de MCR momentos antes de sua dissipação e olhando para norte. A distância estimada entre a câmera e o tornado é de aproximadamente 300 m e o horário estimado do vídeo é 18:15 UTC. Cortesia de Roberto Kleinschmidt.



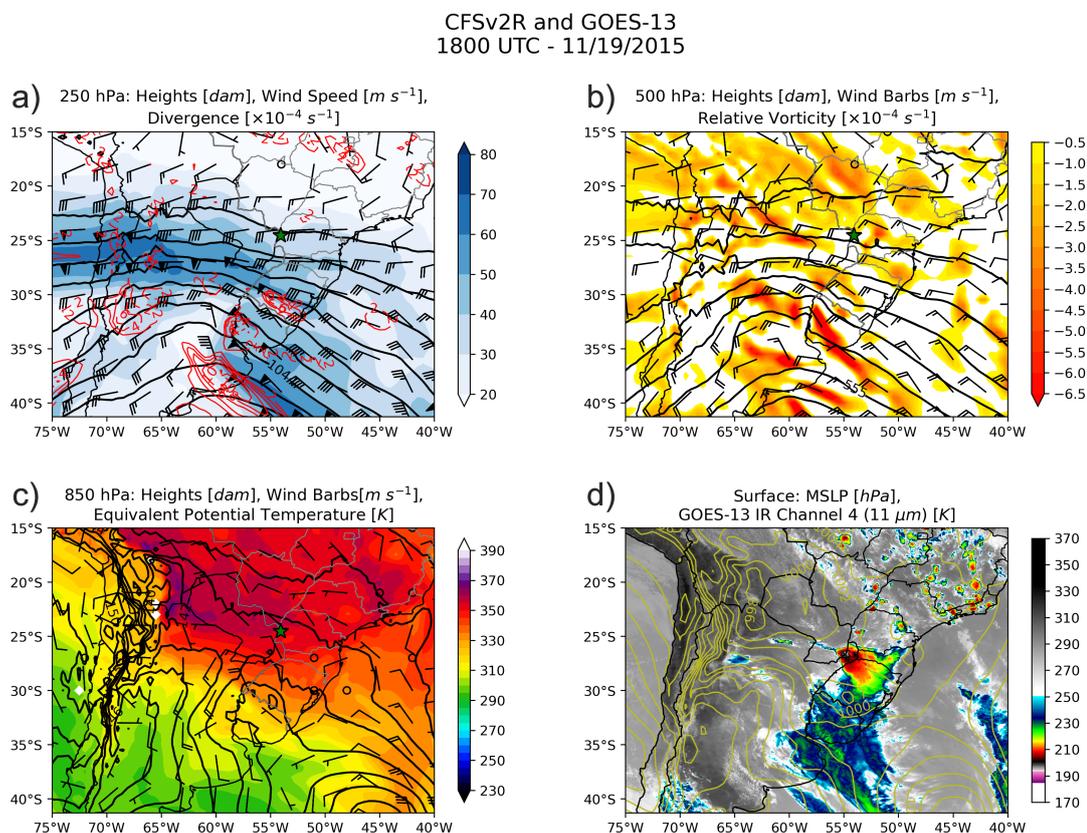
Misiones, no extremo nordeste da Argentina.

O padrão descrito acima está de acordo com o resultados encontrados por Lopes (2020), que indicam que a atividade tornádica no sul do Brasil se desenvolve com mais frequência deslocada para o norte de um cavado migratório e ciclone extratropical (e sua frente fria). Nesta região, as supercélulas tornádicas tendem a ocorrer mais perto de sistemas de baixa pressão de superfície induzidos termicamente ou topograficamente e que frequentemente se desenvolvem ao longo do norte da Argentina e Paraguai (LOPES, 2020), seja como manifestação da Baixa Chaco (SELUCHI; SAULO, 2012) ou como uma extensão da Baixa do Noroeste Argentino (BNA; (SELUCHI et al., 2003)).

De fato, o campo de pressão ao nível médio do mar da Figura 4.4d mostra que a BNA estava centrada na fronteira entre Argentina e Bolívia e acompanhada de um cavado invertido que se estende para sudeste, chegando ao Paraguai e sul do Brasil. Parece que a convergência em superfície ao longo deste cavado invertido foi o foco de iniciação convectiva para as tempestades que produziram um sistema convectivo de mesoescala ao sul de MCR (Fig. 4.4d), enquanto a tempestade discreta de MCR se desenvolveu dentro de uma piscina de umidade em 850 hPa e sob um escoamento de noroeste (Fig. 4.4c). Este escoamento em baixos níveis, parecido com um jato de baixos níveis, surge como uma resposta à queda da altura geopotencial devido à intensificação da BNA e advecção de ar quente e úmido desde a Amazônia até o sul do Brasil. O jato de baixos níveis é uma característica comumente observada antes e durante o desenvolvimento de tempestades convectivas severas nesta região (MATSUDO; SALIO, 2011; NASCIMENTO; HELD; GO-

MES, 2014; LOPES, 2020).

Figura 4.4 – Cartas sinóticas extraídas da reanálise CFSv2 e válidas para às 18 UTC de 19/11/2015. (a) 250 hPa: altura geopotencial (linhas pretas em intervalos de 8 dam), barbelas de vento (em $m s^{-1}$), magnitude do vento em tons de azul (somente valores acima de $20 m s^{-1}$ foram plotados) e divergência (linhas vermelhas, em intervalos de $2 \times 10^{-4} s^{-1}$, somente valores positivos são mostrados). (b) 500 hPa: altura geopotencial (linhas pretas em intervalos de 5 dam), vento (barbelas, em $m s^{-1}$) e vorticidade vertical relativa em sombreado ($\times 10^{-4} s^{-1}$, somente valores positivos são mostrados). (c) 850 hPa: altura geopotencial (linhas pretas em intervalos de 2 dam), vento (barbelas, em $m s^{-1}$) e temperatura potencial equivalente (sombreado, em K). (d) Pressão atmosférica no nível médio do mar (contornos em amarelo, intervalos de 2 hPa) sobreposta sobre a imagens do canal infravermelho do satélite GOES-13 das 18 UTC, onde a temperatura de brilho (em K) é indicada pelos tons de cinza e cores sombreadas. Em todos os painéis contendo barbelas de vento, cada bandeira indica $50 m s^{-1}$. A estrela verde indica a posição da cidade de MCR.



A Figura 4.5 mostra a sondagem extraída do CFSv2 às 18 UTC de 19/11/2015 e para o ponto de grade mais próximo a MCR. Pode-se observar um ambiente condicionalmente instável, com CAPE de superfície acima de $4000 Jkg^{-1}$. Os *lapse rates* de médios e baixos níveis estavam moderados (7.1 e 6.8 $^{\circ}C/km$, respectivamente). Isso é consistente com os resultados de Oliveira et al. (2022) e Nascimento et al. (2016) que indicam que os ambientes conducentes a tempo severo no sul da América do Sul apresentam *lapse rates* geralmente mais baixos.

Os altos valores de CAPE para a parcela de superfície (SBCAPE) ocorrem princi-

palmente devido à presença de uma parcela de ar muito úmido, com temperatura do ponto de orvalho na casa dos 25 °C. Como resultado, o nível de condensação por levantamento (LCL) estava abaixo de 500 m. Baixa altura do LCL é uma das características conhecidas por favorecer o modo tornádico em ambientes conducentes à supercélulas (CRAVEN et al., 2004; RASMUSSEN, 2003). De fato, os registros visuais do tornado de MCR discutidos anteriormente confirmam que a supercélula possuía uma base de nuvem bastante baixa.

O oeste do Paraná estava sob a influência de valores intensos de cisalhamento do vento, com CVV0-6km [0-1km] de 27 m s^{-1} [12 m s^{-1}]. Estes valores estão acima dos valores médios encontrados em perfis de vento associados com supercélulas na América do Norte (CRAVEN et al., 2004; RASMUSSEN, 2003). A Figura 4.5 também mostra a presença de uma hodógrafa com curvatura em baixos níveis, característico de um perfil de vento com jato de baixos níveis ((OLIVEIRA; NASCIMENTO; KANNENBERG, 2018)). Adicionalmente, valores significativos de helicidade relativa à tempestade podem ser observados, chegando a $-230 \text{ m}^2 \text{ s}^2$ e $-168 \text{ m}^2 \text{ s}^2$ na camadas entre 0-3 km e 0-1 km, respectivamente.

As observações das estações meteorológicas de superfície do INMET e SIMEPAR e válidas para às 18 UTC (Fig. 4.6) corroboram com a análise da sondagem e mostram uma massa de ar bastante úmida sobre o oeste e noroeste do Paraná, com temperaturas do ponto de orvalho acima dos 25 °C. Os ventos em superfície eram fracos e predominantemente de norte e noroeste sobre todo o oeste do Paraná.

Figura 4.5 – Perfil atmosférico extraído da reanálise CFSv2 para o ponto de grade mais próximo zona urbana de MCR, onde o tornado foi reportado. Válido para às 18 UTC de 19/11/2015.

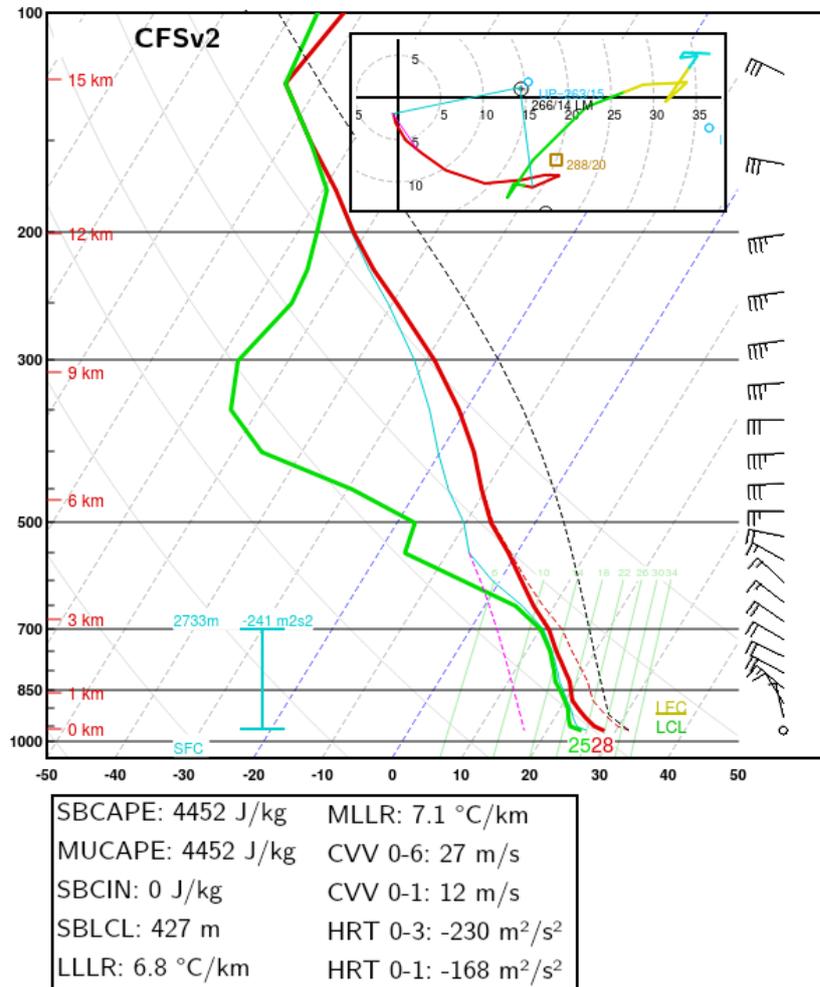
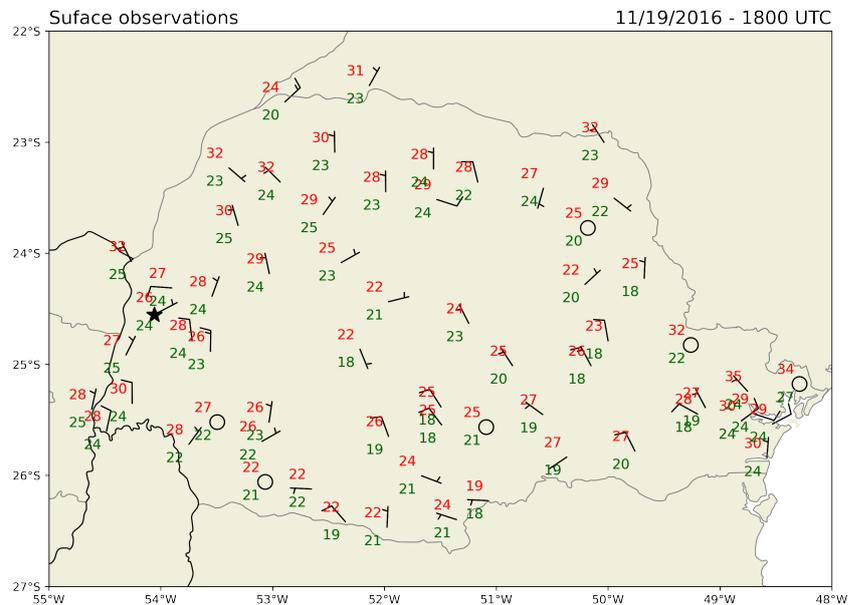


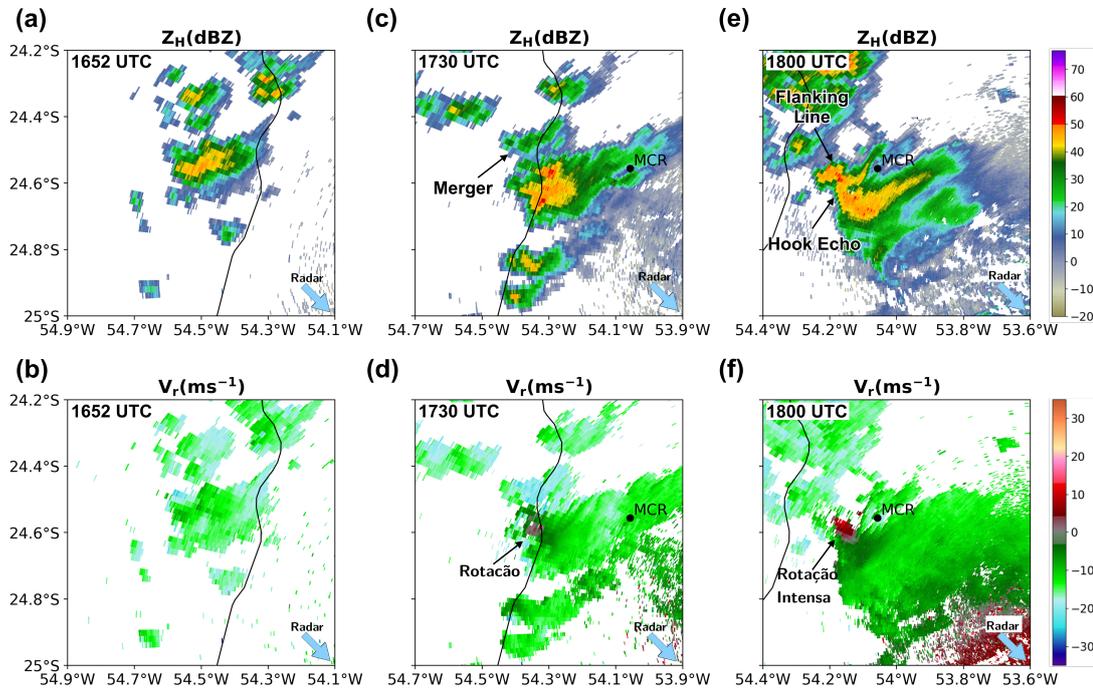
Figura 4.6 – Mapa do estado do Paraná com os dados das estações automáticas de superfície do INMET e SIMEPAR às 18 UTC de 19/11/2015. A temperatura e temperatura do ponto de orvalho (em $^{\circ}\text{C}$) a 2 m são mostradas em vermelho e verde, respectivamente. O vento a 10 m (em ms^{-1}) é mostrado através das barbelas, onde meia barbela representa 2.5 ms^{-1} e barbelas inteiras representam 5 ms^{-1} . A estrela negra indica a localização de MCR.



4.1.3 Breve descrição do estágio pré-tornádico da tempestade

Em torno das 16 UTC, células convectivas começaram a se desenvolver no oeste do Paraguai, uma delas se tornou dominante à medida que se movia para leste-sudeste em direção à fronteira com o Brasil. A Figura 4.7 mostra a evolução geral desta tempestade, a qual foi amostrada pelo radar de Cascavel. Às 1652 UTC (Fig. 4.7a) a tempestade não mostrava sinais de rotação. Dentro da próxima hora (Figuras 4.7c-f), esta tempestade interage e se junta com diversas células menores e mais fracas, e vai se intensificando gradualmente e adquirindo rotação em médios níveis. O eco de gancho também se torna evidente (Fig. 4.7e) e coincide com a circulação ciclônica observada no campo de velocidade radial (Fig. 4.7f). Adicionalmente, a intensa rotação observada em baixos níveis às 18 UTC sugere a presença de um mesociclone de baixos níveis. Adicionalmente, uma linha de convergência se desenvolve no flanco traseiro da tempestade (*flanking line*, Fig. 4.7e).

Figura 4.7 – PPIs (*Plan Position Indicators*) de refletividade (Z_H) e velocidade radial (V_R) para às 1652 UTC (primeira coluna), 1730 UTC (segunda coluna) e 18 UTC (terceira coluna). A elevação do radar é para o feixe mais baixo (0.53°). A linha preta indica a borda entre Paraguai e Brasil, o ponto negro mostra a cidade de MCR.



4.1.4 Estágio tornádico da tempestade e assinaturas polarimétricas

4.1.4.1 1807 UTC

Neste horário, a tempestade se desloca sobre os arredores de MCR e apresenta características típicas de uma supercélula tornádica de latitudes médias (Fig. 4.8). O eco de gancho se torna mais evidente e o desenvolvimento convectivo na *flanking line* enfraquece. Pode-se observar a região de influxo da supercélula, sendo caracterizada por uma área de refletividade fraca (*inflow notch*) à leste do gancho (Fig. 4.8a).

Na Figura 4.8 pode-se notar uma pequena área com $Z_H > 50$ dBZ (Fig. 4.8a), $Z_{DR} < 2$ dB (Fig. 4.8c) e $\rho_{hv} < 0.95$ (Fig. 4.8e) localizada sobre o gancho e coincidente com o dipolo de velocidade radial. Estas características apontam para a presença de alvos não meteorológicos e pode ser interpretada como um TDS (RYZHKOV et al., 2005) em desenvolvimento. Neste sentido, é importante mencionar que esta observação coincide com os primeiros relatos de danos produzidos pelo tornado, conforme mostrado na Figura 4.1 discutida anteriormente.

Um arco de Z_{DR} (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; ROMINE; BURGESS; WILHELM-

SON, 2008) pode ser observado próximo à região da corrente ascendente (Fig. 4.8c), apesar de pequeno e relativamente fraco (< 3 dB). Por um lado, isso pode sugerir que, neste estágio da tempestade, os ventos relativos não eram tão intensos para produzir uma eficiente separação de tamanhos de hidrometeoros. Por outro lado, devido à grande distância (em torno de 50 km) entre a supercélula e o radar, o feixe do radar intercepta a tempestade na altura de 1.3 km aproximadamente, resultando em um menor volume de amostragem da camada de separação de tamanhos de hidrometeoros, o que afeta negativamente a observação do arco de Z_{DR} .

Na Figura 4.8d, observa-se uma região com altos valores de K_{DP} (> 1.5 $^{\circ}Kkm^{-1}$) e co-localizada com altos valores de Z_H . Esta é a assinatura conhecida como pé K_{DP} (ROMINE; BURGESS; WILHELMSON, 2008) e indica a posição da corrente descendente de vanguarda, onde ocorre intensa precipitação. Os altos valores de Z_{DR} superpostos ao núcleo do pé de K_{DP} sugerem a presença de gotas grandes resultantes do derretimento de granizo. Isso é corroborado pelo fato de que não foi reportada queda de granizo em superfície durante a passagem da supercélula por MCR.

Ao analisar-se a estrutura vertical da tempestade, nota-se que na região do influxo há uma região de eco fraco (*bounded weak echo region*, BWER) bem definida (Fig. 4.9a), indicando a presença de uma corrente ascendente intensa. Valores de Z_H da ordem de 50 dBZ atingiram até 10 km de altura, sendo consistente com uma ascendente intensa. A Figura 4.9b mostra que uma coluna de alto Z_{DR} (> 2 dB) e que se estende até 2.5 km acima da isoterma de $0^{\circ}C$. Esta é a coluna de Z_{DR} (KUMJIAN et al., 2014). A coluna de K_{DP} (RYZHKOV et al., 2005; KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; SNYDER et al., 2017) é mostrada na Figura 4.9c, onde valores acima de 2 $^{\circ}km^{-1}$ podem ser observados ultrapassando a altura da isoterma de $0^{\circ}C$ e ligeiramente deslocados à esquerda da coluna de Z_{DR} . Este deslocamento entre a posição das colunas de Z_{DR} e K_{DP} ocorre devido à intensa corrente ascendente e os fortes ventos relativos à supercélula em uma camada profunda (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; DAWSON et al., 2014).

Em médios níveis, acima da isoterma ambiental de $0^{\circ}C$, encontra-se a assinatura do anel de Z_{DR} (Fig. 4.10b), caracterizado por regiões com Z_{DR} positivo e em formato circular. Esta assinatura sugere a presença de hidrometeoros de fase mista suspensas pela corrente ascendente e horizontalmente advectados pelo mesociclone, como mostrado em Kumjian e Ryzhkov (2008), Kumjian et al. (2010), Payne et al. (2010). Adicionalmente, também pode-se observar que há um anel de ρ_{hv} .

Figura 4.8 – PPIs de refletividade (Z_H , (a)), velocidade radial (V_R , (b)) refletividade diferencial (Z_{DR} , (c)), diferença de fase específica (K_{DP} , (d)) e coeficiente de correlação co-polar (ρ_{hv} , (e)) para às 1807 UTC e na elevação de 0.53° . Em todos os painéis a linha preta indica o contorno de 35 dBZ para Z_H . São mostradas algumas estruturas relevantes discutidas no texto, onde: *hook eco* é o eco de gancho, *inflow notch* é o inflow, *velocity couplet* é o dipolo de velocidade, *larger drops* significa gotas maiores *smaller drops* significa gotas menores, Z_{DR} Arc é o arco de Z_{DR} , K_{DP} foot é o pé de K_{DP} , *light debris* quer dizer detritos leves e *developing TDS* indica o TDS em desenvolvimento.

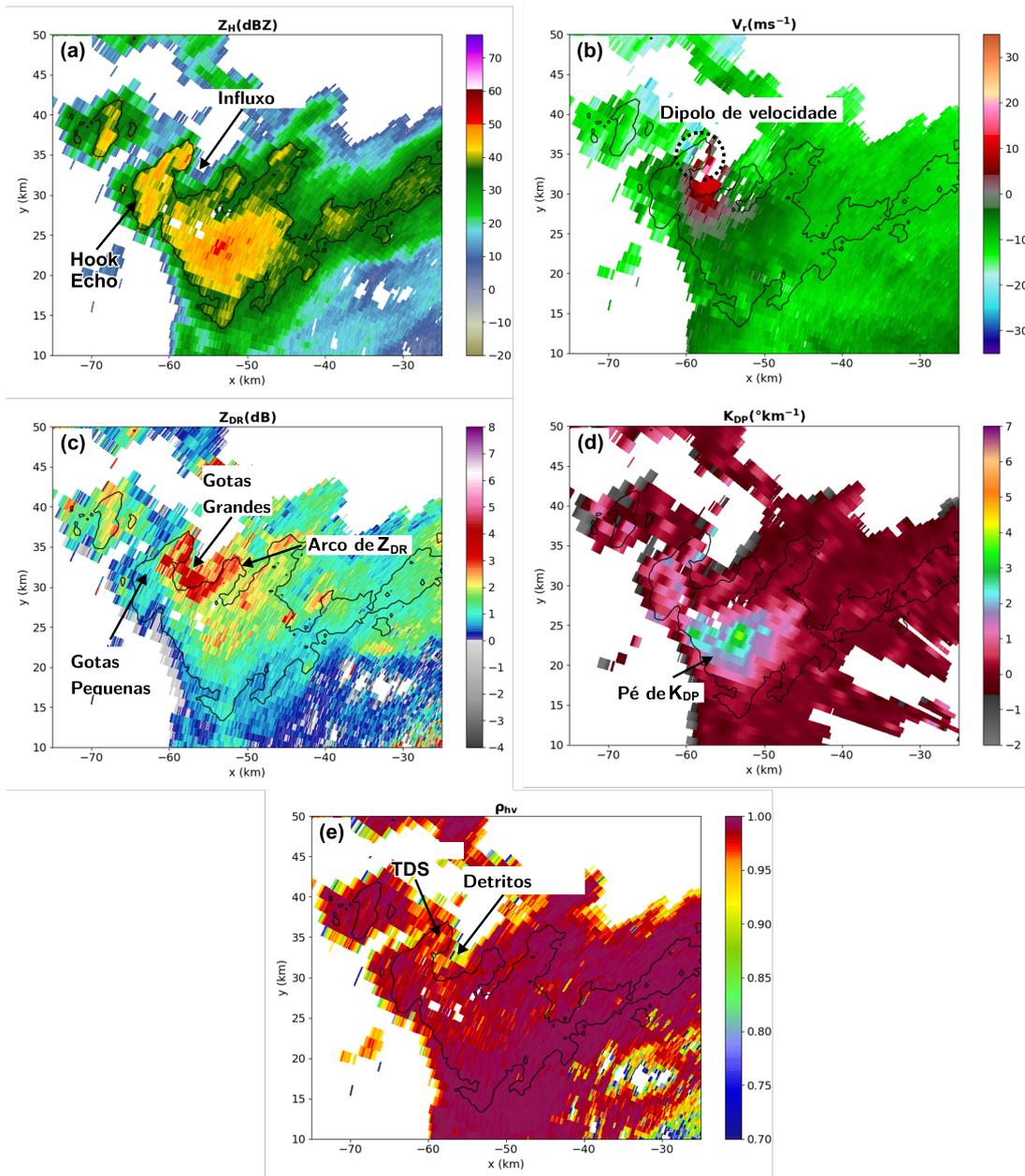


Figura 4.9 – Seção transversal de Z_H (a), Z_{DR} (b), K_{DP} (c) e ρ_{hv} (d) para às 1807 UTC. Em cada painel principal, um pequeno painel no canto superior direito mostra o azimute ao longo dos quais a seção transversal foi produzida, sendo 303.07° em (a, b e d) e 297.54° em (d). A linha pontilhada preta representa a altura da isoterma de $0^\circ C$. As setas apontam algumas estruturas relevantes discutidas no texto.

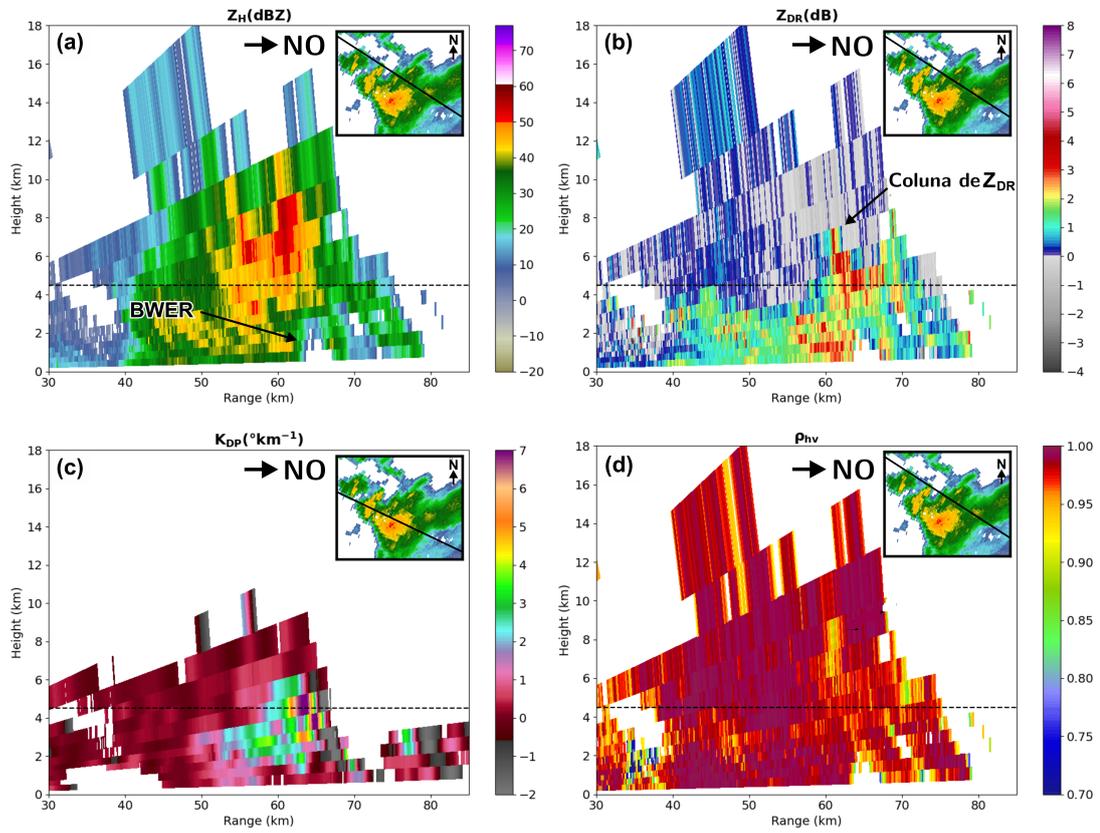
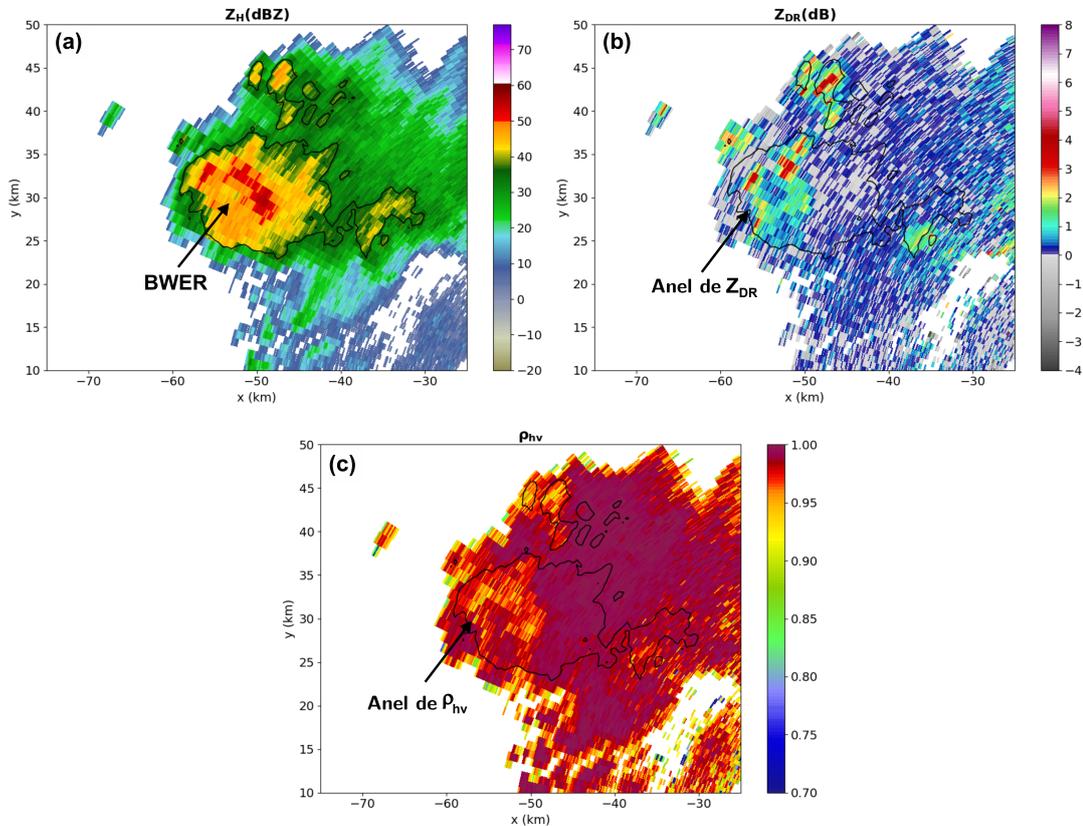


Figura 4.10 – PPIs de Z_H (a), Z_{DR} (b), ρ_{hv} (c) para às 1807 UTC e na elevação de 5.02° . Em todos os painéis a linha preta indica o contorno de 35 dBZ para Z_H . Z_{DR} ring mostra onde está o anel de Z_{DR} e ρ_{hv} o anel de ρ_{hv} .



4.1.4.2 1815 UTC

Às 1815 UTC, à medida que o tornado se intensificava e atingia a zona urbana de MCR, o TDS se torna mais evidente, onde valores de $\rho_{hv} < 0.75$ (Fig. 4.11e), sobrepostos com $Z_H > 50$ dBZ (Fig. 4.11a) e quase zero Z_{DR} (Fig. 4.11c), são observados ao longo da região de intensa rotação e na ponta do eco de gancho. O TDS é consistente com o aumento dos destroços sendo levantados pelo tornado neste estágio.

Quando comparado com o horário anterior, o arco de Z_{DR} atinge valores acima de 4 dB e se estende sobre uma área maior ao longo do lado norte da corrente descendente de vanguarda (Fig. 4.11c). É difícil saber se isso indica um aumento dos ventos relativos à tempestade em baixos níveis ou se simplesmente reflete o fato de que neste horário a parte mais baixa do arco de Z_{DR} foi melhor amostrada, pois a tempestade está mais próxima ao radar.

O pé de K_{DP} (Fig. 4.11d) estende-se sobre uma maior área mas com valores menores do que aqueles observados no horário anterior. Este comportamento é consistente

com a intensificação dos ventos relativos à tempestade em baixos níveis na região do influxo, o que acentua a separação dos tamanhos de hidrometeoros (LOEFFLER et al., 2020).

Ambas colunas de Z_{DR} e K_{DP} ainda persistem e atingem 2 km acima da altura da isoterma de $0^{\circ}C$ (Fig. 4.12). No entanto, a coluna de Z_{DR} é um pouco mais baixa que anteriormente, o que pode ser um sinal de enfraquecimento da corrente ascendente (BROEKE, 2017). Adicionalmente, houve uma redução do deslocamento entre as colunas de Z_{DR} e K_{DP} , o qual é outro indicativo de diminuição da intensidade da corrente ascendente (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008).

Em médios níveis, o anel de Z_{DR} começa a perder sua forma, tornando-se um meio anel e com valores de Z_{DR} mais baixos (Fig. 4.13b). Por outro lado, o anel de ρ_{hv} se mantém e apresenta valores de ρ_{hv} menores que o observado no horário anterior.

Figura 4.11 – Como na Figura 4.8, mas para às 1815 UTC.

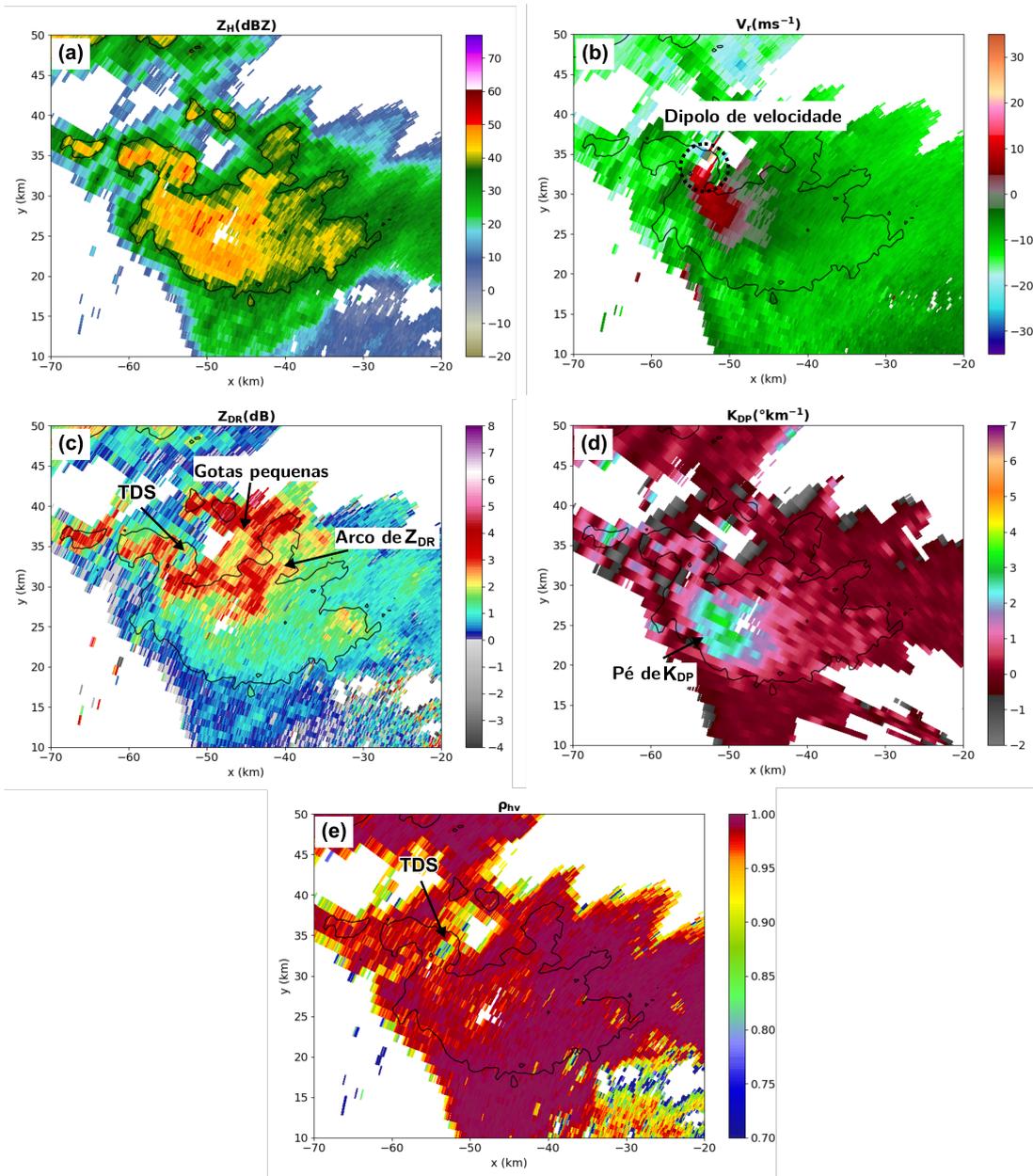


Figura 4.12 – Como na Figura 4.9, mas para às 1815 UTC.

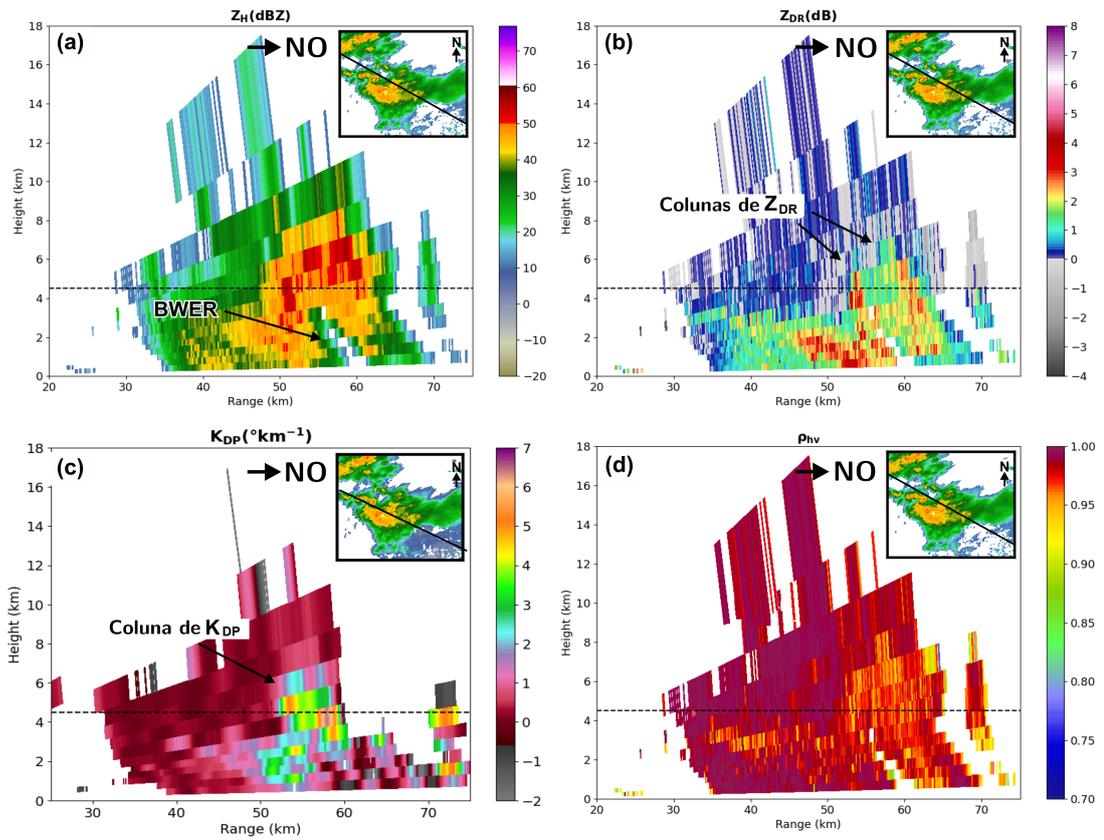
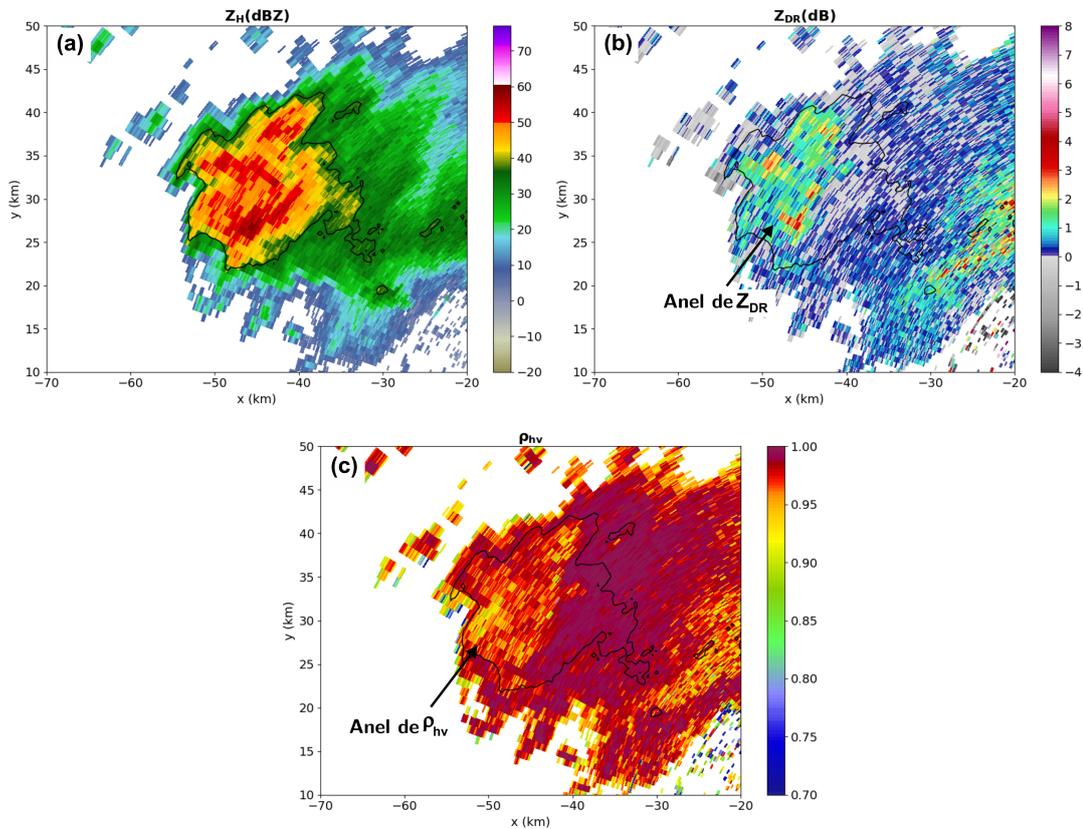


Figura 4.13 – Como na Figura 4.10, mas para às 1815 UTC.



4.1.4.3 1822 UTC

Nota-se que neste horário o eco de gancho está mais contraído (Fig. 4.14a) e a rotação em baixos níveis está mais fraca (Fig. 4.14b). No entanto, o TDS ainda pode ser facilmente identificado (Figs. 4.14c e 4.14e), com uma coluna de baixos valores de ρ_{hv} estendendo-se até em torno de 6 km de altura e associada ao levantamento de detritos pelo tornado (Fig. 4.15d). O arco de Z_{DR} ainda é evidente (Fig. 4.14c), com $Z_{DR} > 4$ dB. O pé de K_{DP} está mais intenso ($> 5 \text{ } ^\circ K km^{-1}$), indicando aumento da precipitação na corrente descendente de vanguarda (Fig. 4.14d).

As colunas de Z_{DR} e K_{DP} ainda podem ser observadas, mas levemente menos altas quando comparadas com às 1815 UTC. Há uma sobreposição entre a localização das duas colunas, o qual é outro indicador do enfraquecimento da corrente ascendente (mesociclone) da supercélula. Conforme a Figura 4.16, neste estágio não é mais possível observar-se os anéis de Z_{DR} e ρ_{hv} .

Figura 4.14 – Como na Figura 4.8, mas para às 1822 UTC.

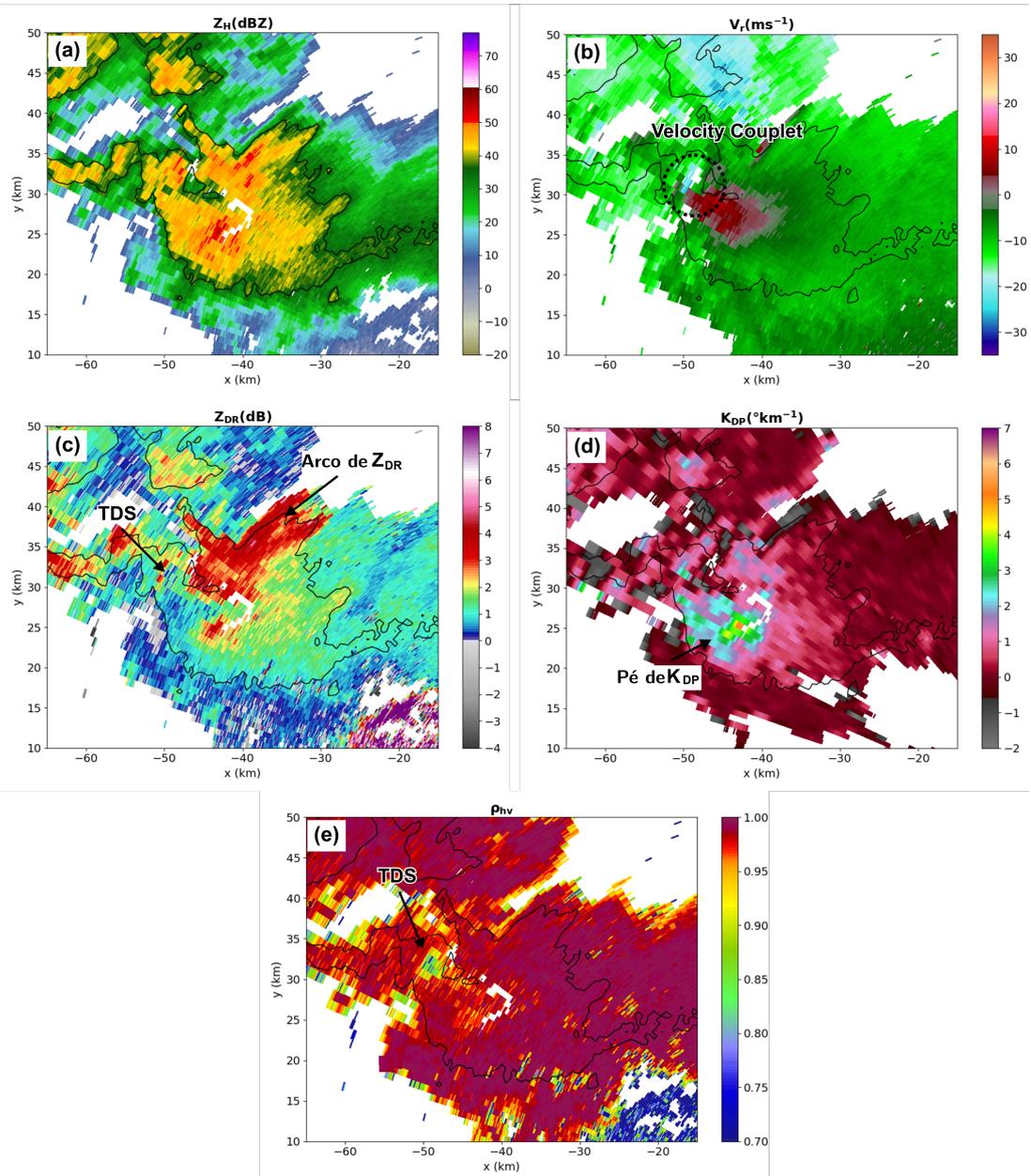


Figura 4.15 – Como na Figura 4.9, mas para às 1822 UTC.

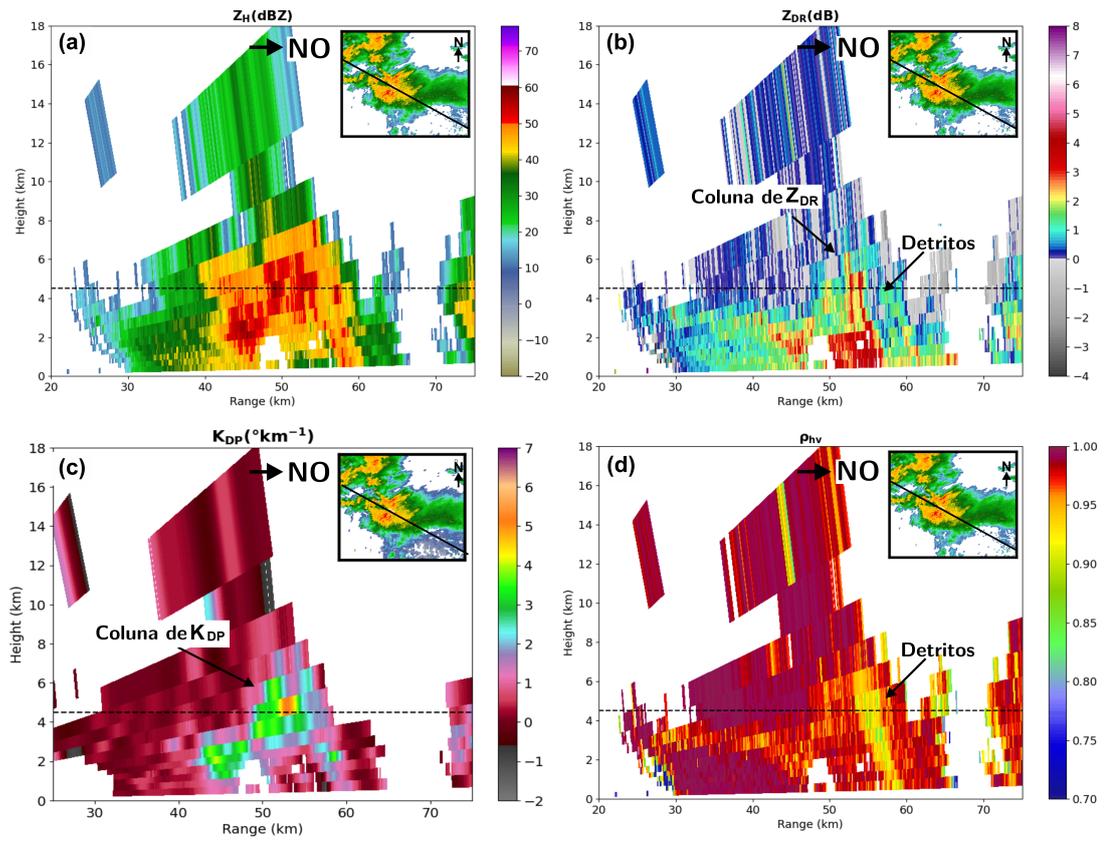
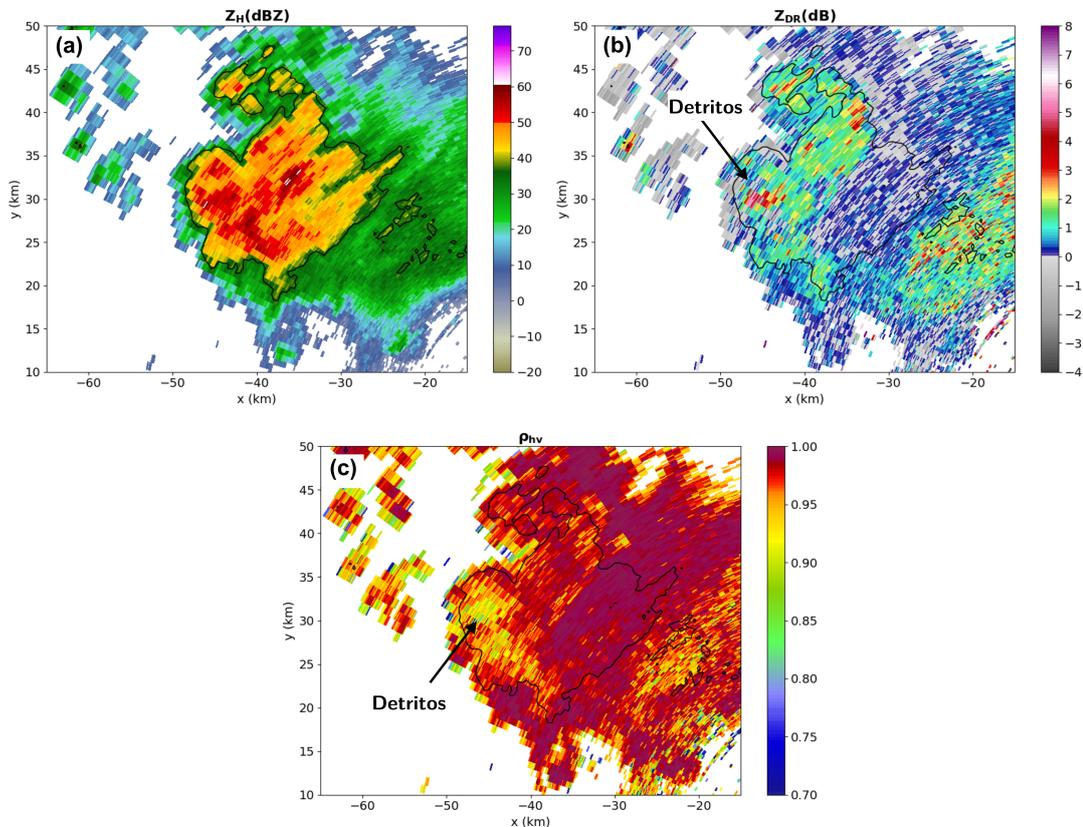


Figura 4.16 – Como na Figura 4.10, mas para às 1822 UTC.



4.2 SIMULAÇÕES NUMÉRICAS COM ASSIMILAÇÃO DE DADOS

Seguindo o procedimento discutido na metodologia, gerou-se um conjunto de 50 membros e com 1 km de espaçamento horizontal de grade. O modelo utilizado foi o CM1, onde a refletividade e a velocidade radial amostrada pelo radar foram assimiladas com o filtro LETKF. O primeiro resultado a ser apresentado será uma avaliação do desempenho do sistema de assimilação de dados e do desempenho do modelo em reproduzir o modo supercelular. Na segunda parte dos resultados serão avaliadas as características dinâmicas e microfísicas das tempestades simuladas.

4.2.1 Desempenho do sistema de assimilação de dados com LETKF

O desempenho geral do experimento com assimilação de dados via LETKF foi analisado usando os parâmetros estatísticos descritos na metodologia. Estes parâmetros foram calculados somente para as regiões onde a refletividade observada foi acima de 15 dBZ

com o objetivo de analisar o desempenho do experimento numérico somente nas regiões com atividade convectiva significativa (SNYDER; ZHANG, 2003; AKSOY; DOWELL; SNYDER, 2009; THOMPSON et al., 2015).

Como indicado pelas Figuras 4.17a e 4.17b, os valores de RMSI obtidos para a refletividade são bem maiores que aqueles para a velocidade radial. Esse é um resultado observado também em outros experimentos que assimilaram dados de radar em eventos de supercélulas (p. ex., Yussouf et al. (2015), Tanamachi et al. (2012), Tanamachi, Heinselman e Wicker (2015)). Para a velocidade radial, o RMSI possui valores em torno de 4.5 ms^{-1} no início do ciclo de assimilação. A partir das 17:10 UTC, esses valores começam a diminuir e permanecem aproximadamente constantes em torno de 3.5 ms^{-1} até o final do experimento. Esse comportamento indica que a diferença entre a velocidade radial assimilada e a observada foi diminuindo ao longo do ciclo de assimilação. Para a refletividade, os valores iniciais de RMSI são mais baixos, mas aumentam com o passar do tempo atingindo cerca de 15 dBZ.

A Figura 4.17c mostra que os valores de inovação média (*mean innovation*) são positivos para a refletividade, indicando que, de forma geral, a refletividade simulada é mais baixa que a observada. Essa subestimativa é mais acentuada no início do experimento, mas começa a diminuir a partir das 17:15 UTC, mantendo-se abaixo de 10 dBZ durante a maior parte do restante da simulação. No caso da velocidade radial (Figura 4.17d), a inovação média é negativa ao longo de toda a simulação, com valores próximos a zero (ficando entre -0.5 e -2 ms^{-1}). De forma geral, diferentes estudos que empregam assimilação de dados por conjunto em escala convectiva (p. ex. Aksoy, Dowell e Snyder (2009), Dawson et al. (2012), Yussouf et al. (2015)), mostram que a inovação média para a velocidade radial é pequena, enquanto que para a refletividade os valores podem ser bastante altos. De certa forma isto é esperado, dado que a refletividade está mais sujeita à erros em sua representação devido à deficiências principalmente nas parametrizações de microfísica de nuvens nos modelos.

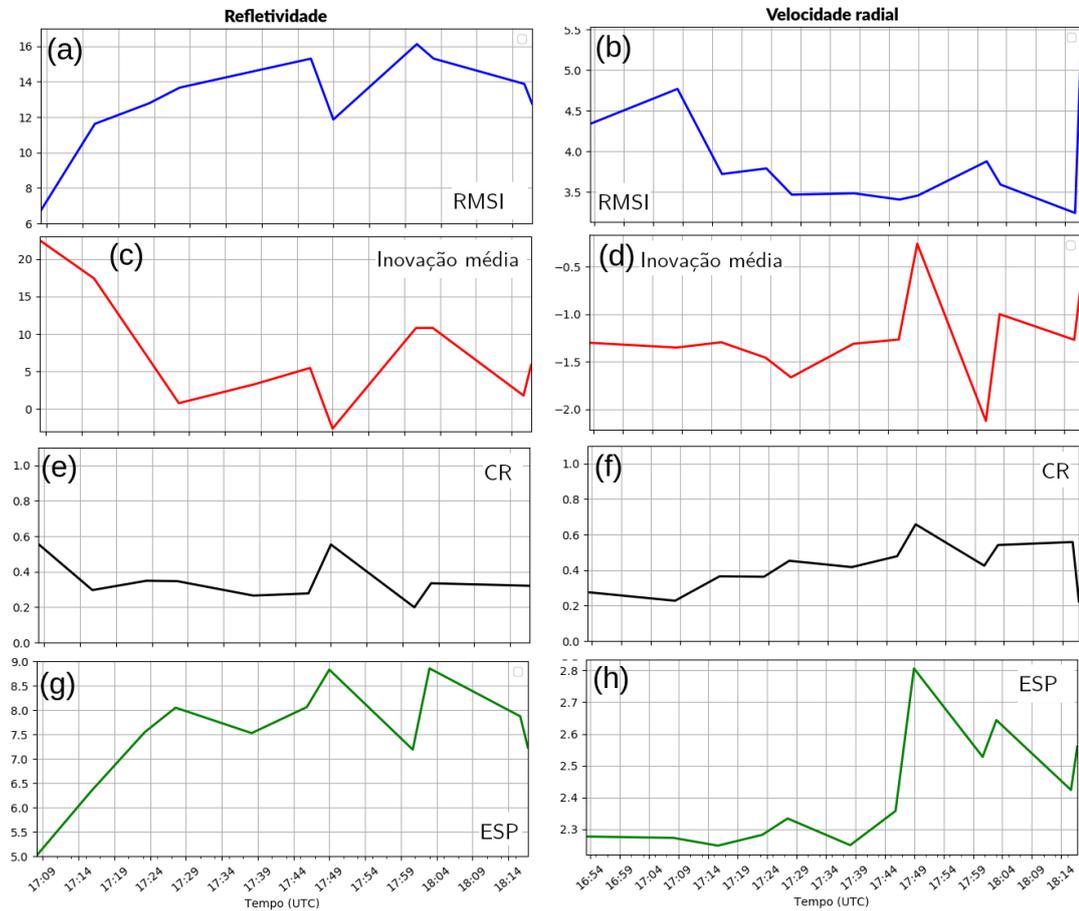
Os resultados para o espalhamento e CR (Figuras 4.17e-h) indicam subdispersão do conjunto, lembrando que valores de CR iguais a 1 indicam um estado ótimo de espalhamento, e CR abaixo [acima] de 1 indicam subdispersão [superdispersão]. A subdispersão é um problema bastante conhecido e comum em estudos de assimilação de dados de radar em escala convectiva (AKSOY; DOWELL; SNYDER, 2009; YUSSOUF et al., 2013, 2015; WHEATLEY et al., 2015; JUNG; XUE; TONG, 2012; TANAMACHI et al., 2012). Para a refletividade, o CR manteve-se aproximadamente constante e em torno de 0,3 na maior parte do tempo. Em termos de velocidade radial, nota-se uma marcada subdispersão no início do ciclo de assimilação, com CR em torno de 0,2, mas melhorando a partir das 17:10 UTC, quando CR começa a aumentar gradativamente até chegar a 0,6. É importante mencionar que, para ambas as variáveis, o CR apresenta um pico em torno das 17:45 UTC (atingido 0.6), e logo após diminui. Isso coincide com um período no ciclo de assimilação

onde não haviam dados de radar disponíveis devido à uma falha de amostragem (dados não disponíveis às 17:52 UTC), resultando em uma redução do desempenho do sistema de assimilação.

Em suma, a Figura 4.17 mostra que, em termos gerais, o sistema de assimilação não teve um desempenho ótimo e apresentou subdispersão tanto para a refletividade quanto para a velocidade radial. Apesar disso, seu desempenho é razoável, considerando os resultados obtidos por diferentes estudos assimilando dados de radar em escala convectiva encontrados na literatura. Além disso, conforme será mostrado em seguida, existe suficiente variabilidade entre as tempestades produzidas nos diferentes membros do conjunto e estas apresentam características físicas consistentes com tempestades convectivas, permitindo que informações relevantes acerca da dinâmica e microfísica de nuvem sejam extraídas do experimento.

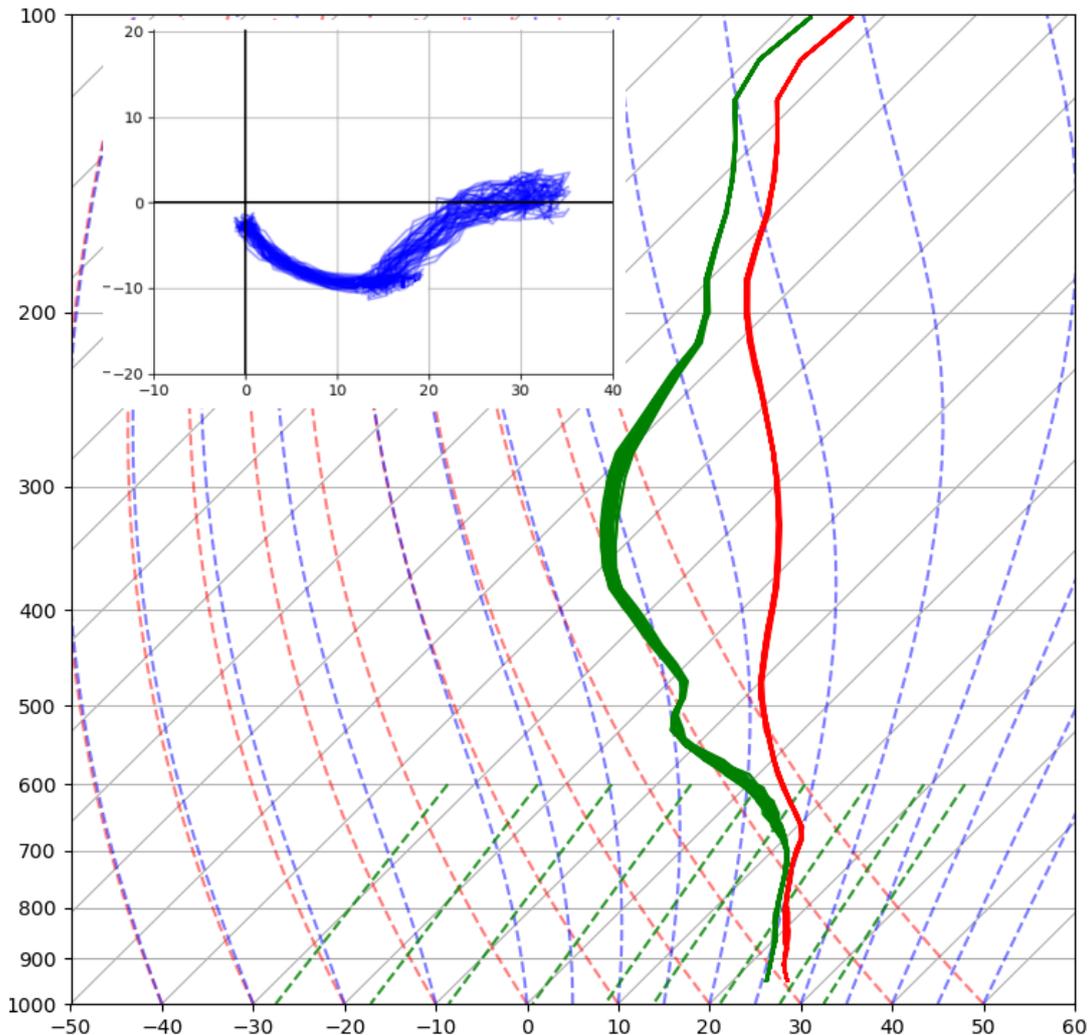
Outros fatores importantes e que afetam o desempenho de qualquer sistema de assimilação de dados são a qualidade e resolução espaço-temporal dos dados a serem assimilados. Em se tratando de radares meteorológicos, o controle de qualidade dos dados pode ser um processo bastante complicado. No caso de tempestades convectivas, onde os processos dinâmicos e termodinâmicos evoluem rapidamente, é importante o radar estar próximo da tempestade e amostrar sua estrutura interna com a maior resolução temporal possível. Diversos estudos já mostraram as vantagens, para o estudo e simulação de tempestades, de contar com varreduras de radar atualizadas a cada 1 ou 2 minutos (p. ex., Yussouf e Stensrud (2010), Supinie et al. (2017), Stratman et al. (2020)). O radar de Cascavel completa uma varredura volumétrica a cada 7.5 minutos. Em termos de meteorologia operacional, este intervalo de atualização é geralmente considerado razoável, mas ainda assim não é suficiente para que os processos de escala de tempestade sejam bem amostrados (French et al. (2013)). Além disso, a disponibilidade de uma série de dados sem falhas é crucial para um bom desempenho do sistema de assimilação de dados. Isso pode ser observado neste estudo, onde a falha de dados às 17:52 UTC impactou negativamente o desempenho do filtro LETKF.

Figura 4.17 – Estatísticas para o experimento LETKF e para as variáveis refletividade (painéis da esquerda) e velocidade radial (direita). (a) e (b): erro médio quadrático da inovação (RMSI) da análise. (c) e (d): inovação média. (e) e (f): razão de consistência (CR). (g) e (h): espalhamento (ESP). Todos os parâmetros foram calculados somente para as regiões com refletividade acima de 15 dBZ.



A sondagem termodinâmica e a hodógrafa mostradas na Figura 4.18 são uma composição dos perfis de temperatura, temperatura do ponto de orvalho e vento usados como CI em cada um dos 50 membros do conjunto. As variações mais notáveis estão no campo de vento do ambiente pré-convectivo, enquanto que as perturbações aplicadas no perfil termodinâmico são mais sutis. Isso é um reflexo da escolha feita em aplicar-se perturbações aleatórias que acentuem a heterogeneidade das hodógrafas que compõem o conjunto (conforme discutido na metodologia). Diversos estudos mostram que o perfil de vento ambiental, principalmente em baixos níveis, exerce um forte controle sobre a morfologia das tempestades convectivas severas, tendo influência importante sobre a e dinâmica das supercélulas.

Figura 4.18 – Diagrama *skew-T log-p* da composição dos perfis verticais de temperatura (vermelho) e temperatura do ponto de orvalho (verde). No canto superior esquerdo é apresentada a hodógrafa do campo de vento horizontal (azul). Estes perfis são usados em cada um dos 50 membros do ensemble.

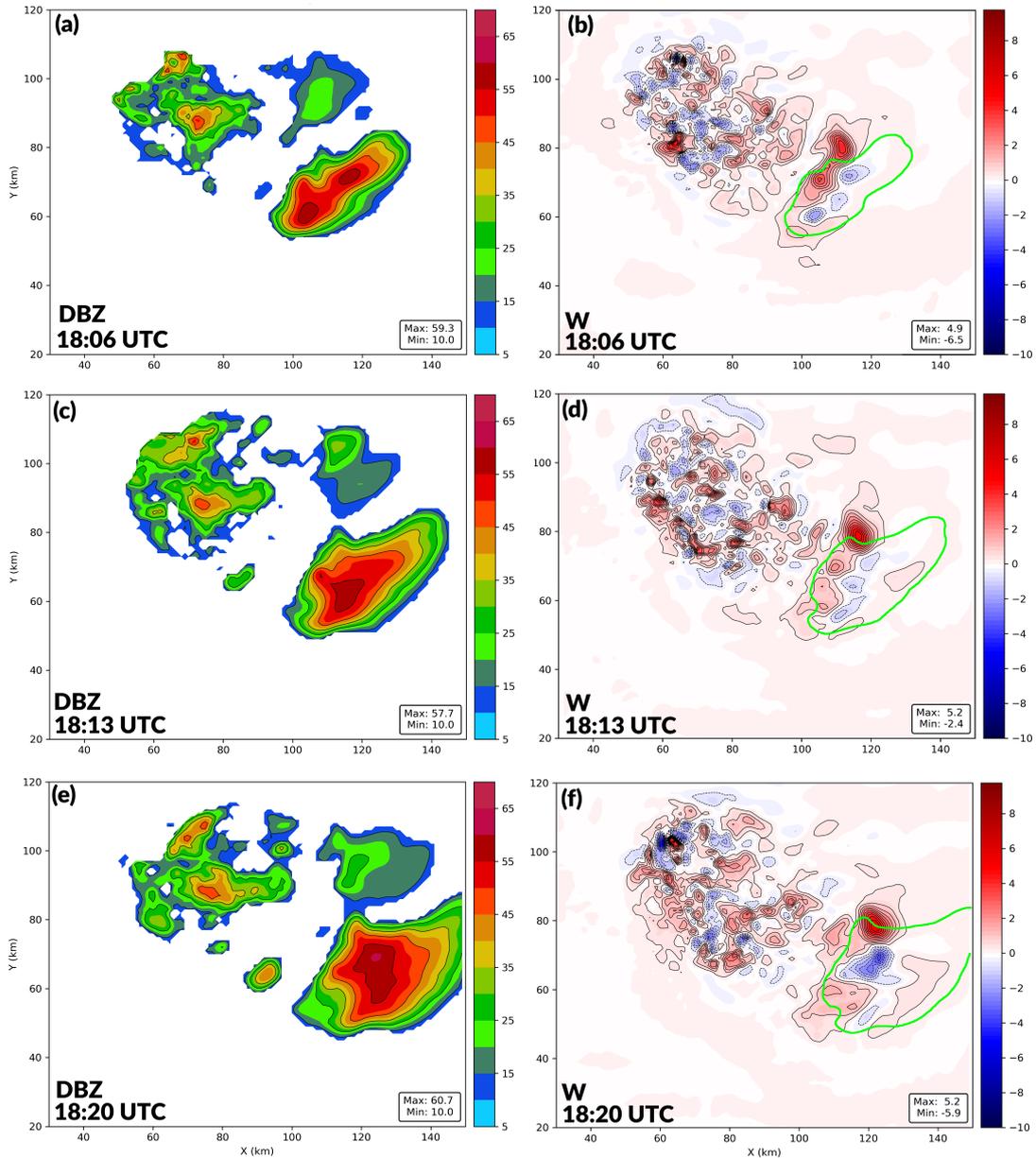


Com o objetivo de obter-se uma visão geral da estrutura das tempestades simuladas, calculou-se a refletividade e velocidade vertical médias entre os 50 membros do conjunto (Figura 4.19). Fica evidente o surgimento de uma tempestade mais intensa e organizada a leste/sudeste do domínio e convecção mais fraca e desorganizada ao norte/noroeste desta célula. Como o foco deste estudo é no tema de tempestades tipo supercélulas, será analisada somente a tempestade mais intensa. A Figura 4.19 mostra somente os horários onde esta tempestade encontra-se em seu estágio mais maduro e relativamente bem definida de acordo com modelos conceituais de supercélulas (LEMON; DOSWELL, 1979).

É importante mencionar que o cálculo da média entre os 50 ensembles suaviza bastante as características da tempestade, de forma que a corrente ascendente média é fraca, com velocidade vertical média em torno de 5 m s^{-1} . No campo de refletividade simu-

lada, apesar dos valores altos (ultrapassando os 50 dBZ), não são evidentes características morfológicas marcantes das supercélulas tornádicas, como o eco de gancho (LEMON; DOSWELL, 1979; MARKOWSKI, 2002). Isto também decorre da realização de uma média. Ainda assim, a Figura 4.19 mostra que o modo convectivo favorecido foi o de células discretas. Como será visto em detalhes mais adiante, muitas simulações que compuseram o conjunto de fato produziram células intensas com características supercelulares. Isso indica que o experimento realizado no presente estudo, baseado em simulações numéricas idealizadas, assimilando-se dados de radar via LETKF e usando como CI o perfil termodinâmico e cinemático de um ambiente tornádico da América do Sul, foi bem sucedido em reproduzir o modo supercelular.

Figura 4.19 – Campos de refletividade e velocidade vertical médios entre os 50 membros do ensemble e para 1 km de altitude. Painéis (a), (c) e (e) mostram a refletividade em dBZ (vide escala de cores) para os horários 18:06, 18:13 e 18:20 UTC, respectivamente. Painéis (b), (d) e (f) mostram a velocidade vertical (W) em $m s^{-1}$ (vide escala de cores) para as 18:06, 18:13 e 18:20 UTC, respectivamente, o contorno em verde indica a região com refletividade acima de 25 dBZ.

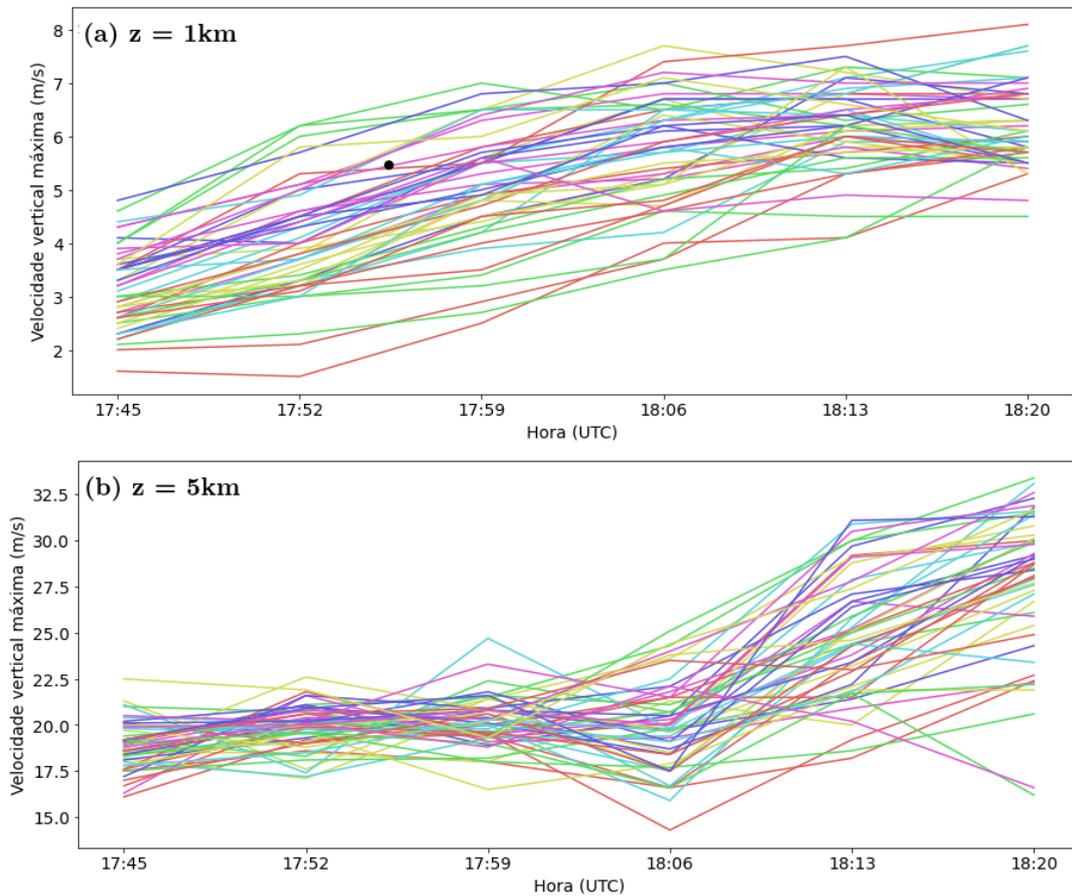


4.2.2 Análise geral das tempestades simuladas no sistema CM1-LETKF

Dentre as tempestades produzidas em cada um dos membros do conjunto, buscou-se identificar aquelas mais representativas do modo supercelular e as mais intensas. Para isso, analisou-se subjetivamente o campo de refletividade para verificar a presença de morfologias comumente observadas em supercélulas observadas no campo de refletividade em imagens de radar, como o eco de gancho e a região de baixa refletividade associado ao influxo de ar ambiental na corrente ascendente da supercélula (*V-notch*) (LEMON; DOSWELL, 1979).

Com o objetivo de estimar a intensidade das tempestades simuladas, avaliou-se também a magnitude e estrutura da corrente ascendente destas, a qual pode ser identificada como uma área de máxima velocidade vertical (w) positiva e localizada nas proximidades do eco de gancho na campo de refletividade. Portanto, a Figura 4.20 apresenta a séries temporais de w máxima em baixos níveis (1 km de altura) e médios níveis (5 km) das tempestades produzidas em cada um dos 50 membros do conjunto. Como esperado, pode-se observar que as tempestades se intensificam à medida que a simulação avança no tempo, atingindo o estágio mais maduro entre 18:06 e 18:20 UTC. Na fase mais intensa do ciclo de vida das tempestades, nota-se que em baixos níveis as correntes ascendentes mais intensas chegam a aproximadamente 7 a 8 ms^{-1} , enquanto que em médios níveis as velocidades verticais superam 30 ms^{-1} . As intensidades de w observadas na Figura 4.20, apesar de não tão altas, estão de acordo como valores encontrados em outros estudos abordando supercélulas (DAVIES-JONES, 2015; YAO; MENG; XUE, 2019; FISCHER; DAHL, 2020).

Figura 4.20 – Séries temporais de velocidade vertical máxima (w , em $m.s^{-1}$) extraídas para a região correspondente à localização da corrente ascendente da supercélula em cada um dos 50 membros do conjunto. Paineis (a) e (b) mostram valores de w em 1 km de altura e em 5 km, respectivamente.



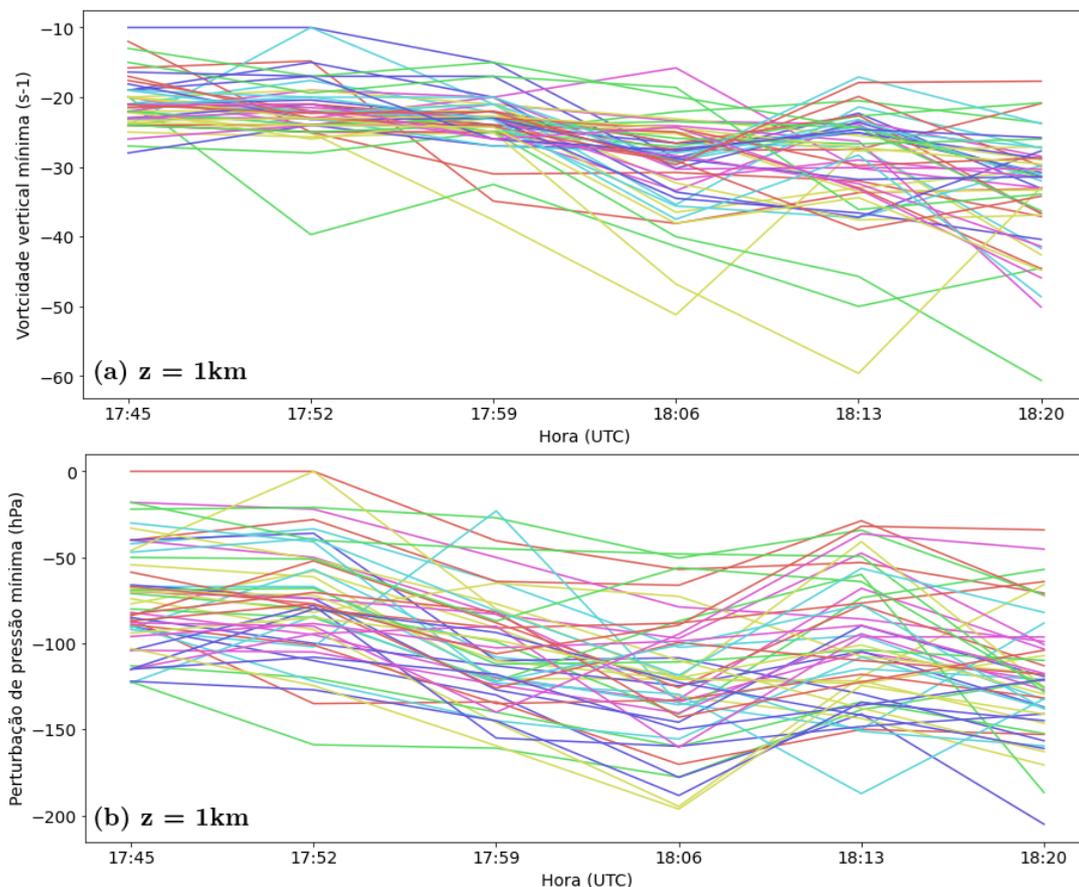
Uma das características mais marcantes das supercélulas é uma corrente ascendente rotativa e persistente em médios níveis, o que caracteriza tal corrente ascendente como um mesociclone (DAVIES-JONES, 1984). Em estudos numéricos, uma forma de identificar e analisar o mesociclone é através da vorticidade vertical. Para tempestades no Hemisfério Sul, onde a célula favorecida é a da esquerda e o giro no sentido horário do mesociclone é associado com vorticidade vertical (ζ) negativa, espera-se encontrar uma região de vorticidade vertical negativa co-localizada com a corrente ascendente. Portanto, a ζ fornece uma ideia do tamanho e da intensidade do mesociclone da tempestade, onde mesociclones mais intensos estão associados à vorticidade vertical mais negativas. Ademais, outra medida da intensidade de mesociclones ou vórtices intensos em supercélulas é a magnitude do *déficit* de pressão induzido por estas circulações, uma vez que regiões de rotação intensas tendem a reduzir localmente a pressão (KLEMP, 1987; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Neste estudo, o foco principal será na análise da evolução dos campos de vorticidade vertical e perturbação de pressão (p' , em relação ao estado básico inicial) do mesociclone em baixos níveis da tempestade, dada que a presença deste é uma

característica fundamental para supercélulas tornádicas.

A série temporal de ζ e p' é apresentada na Figura 4.21 onde, em cada uma das 50 tempestades, extraiu-se o valor mínimo de ζ e p' na região correspondente à posição do mesociclone de baixos níveis (1 km de altura). Nota-se que a maioria das tempestades não apresentou um mesociclone de baixos níveis intenso, como evidenciado principalmente pelos valores de ζ e p' . Contudo, na maioria dos membros, é possível observar uma tendência em apresentar valores mais negativos (mais intensos) de ζ e p' à medida que as tempestades se desenvolvem. Isto indica que à medida que as tempestades maturam, a corrente ascendente tende a interagir com o campo de vorticidade ambiental e também aquele induzido pelas próprias tempestades, produzindo rotação mais intensa.

Em geral, as séries temporais mostram que há grande variabilidade no comportamento das tempestades produzidas nos diferentes membros do conjunto. Portanto, apesar de que as análises estatísticas discutidas anteriormente indicam que o sistema CM1-LETKF apresenta subdispersão, foi possível gerar um conjunto de tempestades suficientemente diferentes entre si.

Figura 4.21 – Séries temporais de vorticidade vertical mínima (ζ , em $10^4 s^{-1}$, painel (a)) e perturbação de pressão mínima (p' , em Pa, painel (b)) extraídas para a região correspondente à localização da corrente ascendente da tempestade em cada um dos 50 membros do conjunto e para o nível de 1 km de altura.



Com o objetivo de explorar melhor o comportamento das tempestades simuladas, foram selecionadas as duas supercélulas mais intensas com base na intensidade e duração de suas correntes ascendentes e de seus mesociclones de baixos níveis. Estas serão comparadas com as duas tempestades menos intensas e organizadas do conjunto.

As Figuras 4.22 e 4.23 apresentam as variáveis refletividade, w , ζ e p' e perturbação de temperatura potencial de densidade (θ'_ρ) para as duas supercélulas mais intensas. A θ'_ρ dá uma ideia da intensidade da piscina fria das tempestades simuladas. Para ambos os casos, no campo de refletividade simulada, a morfologia clássica de uma supercélula pode ser observada, com a presença de um eco de gancho e uma estrutura de influxo de baixa refletividade (*V-notch*). O eco de gancho não é bem claro e definido, refletindo o comportamento observado em todas as tempestades dos 50 conjuntos dos experimentos com CM1-LETKF, sugerindo que havia uma tendência em produzir-se tempestades do tipo de alta precipitação (*high precipitation supercells*, (MOLLER et al., 1994)). Isso contrasta com o observado durante a supercélula de MCR, onde os dados de radar mostram que esta possuía um eco de gancho bem configurado e os vídeos disponíveis confirmam que não havia muita precipitação ou uma cortina de chuva intensa, de forma que a circulação tornádica era bem visível. Tal diferença pode ocorrer devido à existência de tempestade espúrias próximas às supercélulas principais em cada simulação bem como às incertezas nas parametrizações de microfísica do modelo (SNOOK; XUE, 2008), com tempestades de alta precipitação simuladas tendendo a produzir estruturas muito grandes, em geral maiores do que aquelas que ocorreram nas tempestades reais associadas aos casos simulados (OLIVEIRA, 2021).

Adicionalmente, nota-se que existem várias células convectivas muito próximas interagindo com a supercélula, principalmente no flanco sudoeste da supercélula. A interação entre estas células convectivas e a supercélula pode ser bastante complexa e resultar em aumento da produção de precipitação na parte traseira da tempestade, a qual pode ser advectada sobre a região do gancho. Essa configuração favorece a formação de supercélulas de alta precipitação (OLIVEIRA, 2021).

No campo de velocidade vertical, destaca-se uma região de w positivo cuja posição coincidente com o gancho na refletividade, evidenciando a corrente ascendente das supercélulas (Figs. 4.22 e 4.23). Nesta região são encontrados valores negativos de vorticidade vertical (ζ). Em ambas supercélulas, nota-se que os núcleos de ζ mais negativos estão deslocados um pouco à esquerda da corrente ascendente. Isto indica que a supercélula não é muito eficiente em inclinar a vorticidade horizontal disponível no ambiente ou inclina mais a vorticidade transversal ao escoamento relativo à tempestade *crosswise vorticity* e não a vorticidade alinhada ao escoamento relativo à tempestade *streamwise vorticity*. Sabe-se que a inclinação de vorticidade *streamwise* é mais benéfica para a intensificação da supercélula e produção de mesociclones de baixos níveis e/ou tornados (NOWOTARSKI et al., 2015).

A hodógrafa ambiental usada para inicializar as simulações indica que o ambiente possui um perfil de vento favorável à supercélulas e com disponibilidade de vorticidade *streamwise*. No entanto, mesmo em um ambiente com vorticidade *streamwise* dominante, é possível que a presença de várias células convectivas menores e mais fracas no entorno da supercélula (como mostrado na Fig. 4.19) estejam perturbando o ambiente próximo de forma que a corrente ascendente da supercélula perde eficiência em inclinar a vorticidade horizontal *streamwise* disponível no ambiente. Isso resulta em um padrão de inclinação de vorticidade horizontal desorganizado, gerando dipolos e ou pequenas zonas (ou perturbações) de vorticidade vertical positiva e negativa (NOWOTARSKI et al., 2015). Apesar disso, como evidenciado nas Figuras 4.22b e 4.23b, é possível observar uma região de ζ negativa sobreposta com a região da corrente ascendente, indicando a presença de um mesociclone de baixos níveis, mesmo que nem sempre muito intenso.

Ainda no campo de velocidade vertical, é possível observar uma zona de w levemente negativa, logo ao lado e na retaguarda da corrente ascendente, sinalizando a corrente descendente de retaguarda (*rear-flank downdraft*; RFD). Algumas áreas de w mais negativo e bem evidente podem ser observadas na parte sudoeste dentro do contorno de 30 dBZ e provavelmente estão associadas às correntes descendentes das células convectivas a sul/sudoeste que interagem diretamente com a supercélula.

Outra característica marcante (Figuras 4.22c e 4.23c) é a presença de uma zona de perturbações de pressão negativa imediatamente à esquerda da corrente ascendente, evidenciando a chamada baixa de influxo. A baixa de influxo está associada com a aceleração do campo de vento horizontal na região de influxo da supercélula. Ou seja, à medida que a corrente ascendente se intensifica, ela acelera o escoamento horizontal em direção à tempestade e como resposta dinâmica gera-se uma baixa pressão local (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010; OLIVEIRA, 2021). Este comportamento é evidente ao analisar-se também o campo de vento relativo à tempestade (figuras 4.22d e 4.23d), onde é possível observar uma zona de ventos intensos na mesma posição da baixa de influxo (OLIVEIRA, 2021).

É importante ressaltar que essa perturbação de pressão não é associada a tornados visto que, dada a resolução espacial destas simulações (1 km), não é possível identificar circulações ou características associadas à tornados. No caso de simulações com resolução espacial na escala de poucos metros e que produzem um tornado, a perturbação de pressão relativa ao tornado estaria concentrada em uma região menor e sobreposta com o gancho no campo de refletividade. Nesse caso, se observariam duas perturbações de pressão, uma relacionada à baixa de influxo e outra ao tornado (como por exemplo em Oliveira (2021)).

A piscina fria das tempestades é analisada através da perturbação de temperatura potencial de densidade (θ'_ρ), a qual também leva em consideração a contribuição à densidade do ar devido à vários tipos de hidrometeoros. Pode-se observar que a piscina fria

das supercélula está interligada com as piscinas frias das células convectivas no flanco sudoeste da supercélula.

Por outro lado, nas duas tempestades mais fracas dentre os 50 membros do conjunto (Figuras 4.24 e 4.25), observa-se que não há um eco de gancho evidente e a área com refletividade alta é menor. Quando comparadas com as Figuras 4.22b e 4.23b, as correntes ascendentes e a região com vorticidade vertical negativa associada ao mesociclone são bem mais fracas, principalmente no caso da Figura 4.25. Em ambas tempestades, não é possível identificar uma baixa de influxo ou aceleração do campo de vento horizontal na direção da região de influxo. Em todas as variáveis analisadas, nota-se o considerável contraste entre as duas tempestades mais intensas dentre os 50 membros do conjunto e as duas mais fracas. A baixa intensidade destes campos é tipicamente sinal de uma tempestade com fraca corrente ascendente e/ou mesociclone.

Figura 4.22 – Painéis a1, a2 e a3: refletividade simulada (em dBZ). Painéis b1, b2 e b3: velocidade vertical em ms^{-1} em sombreado, onde os tons de azul (vermelho) indicam valores negativos (positivos) e as linhas pontilhadas em verde mostram a vorticidade vertical menor que -10 ($\times 10^4 s^{-1}$) no nível de 1km. Painéis c1, c2 e c3: perturbação de pressão negativa em Pa na altura de 1km. Painéis d1, d2 e d3: magnitude do vento relativo em 1km. Painéis e1, e2 e e3: perturbação de temperatura potencial de densidade (θ'_p , em K) em superfície. A linha preta indica o contorno de 35 dBZ no campo de refletividade simulada. Os painéis da direita, meio e esquerda são às 1806 UTC, 1813 UTC e 1820 UTC, respectivamente.

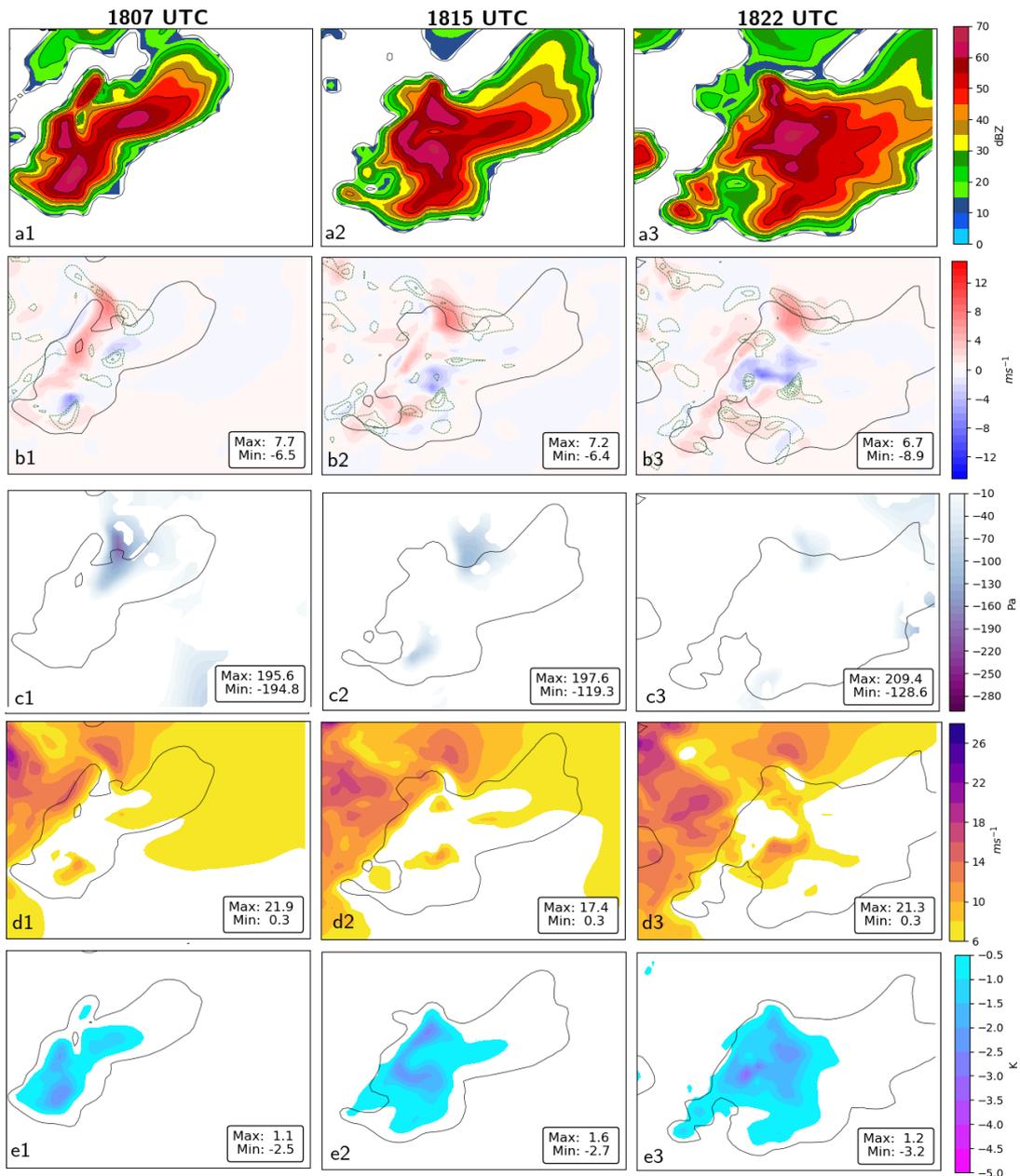


Figura 4.23 – Como em 4.22, mas para um diferente membro do conjunto (membro 35).

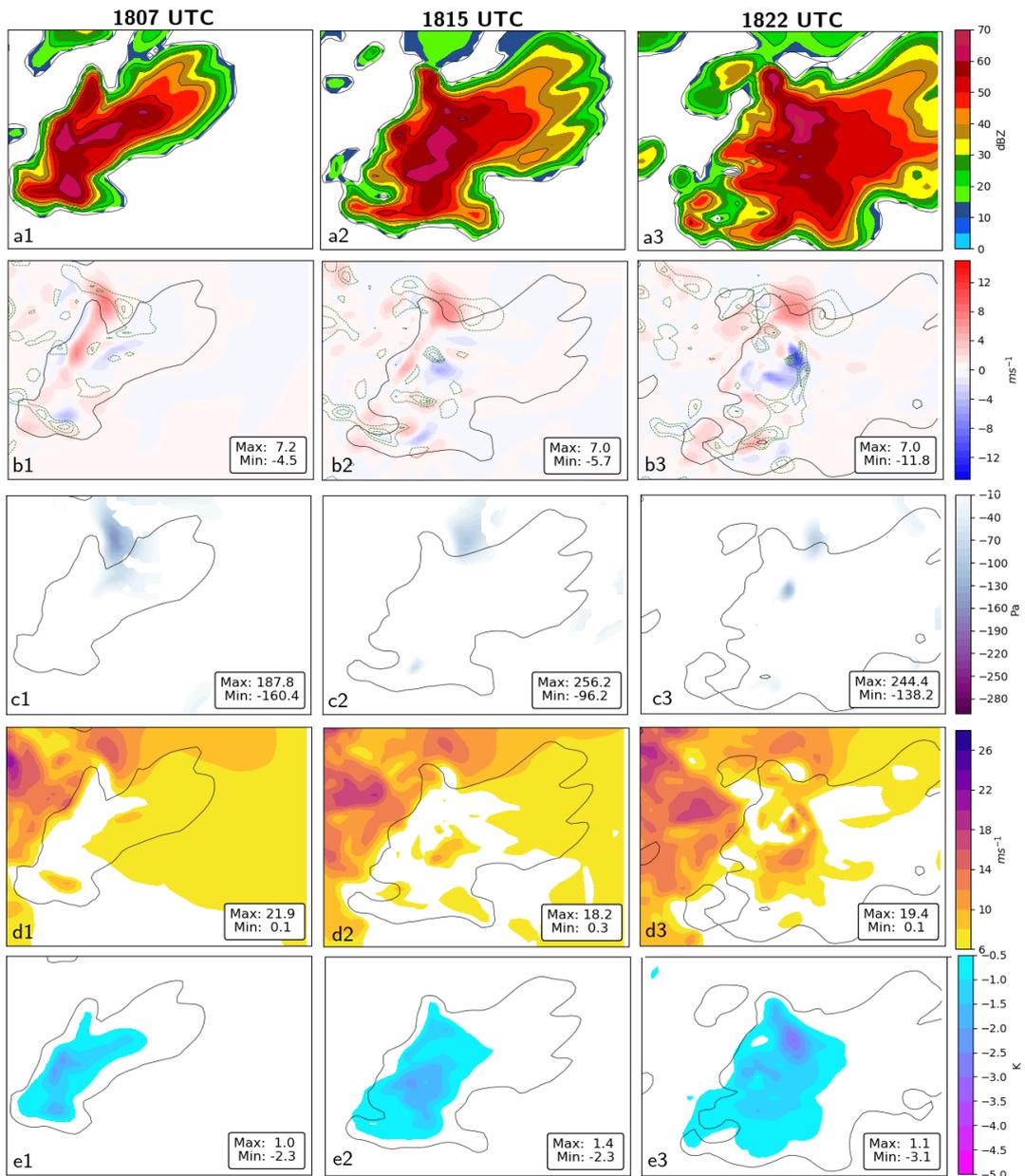


Figura 4.24 – Como em 4.22, mas para um diferente membro do conjunto (membro 12).

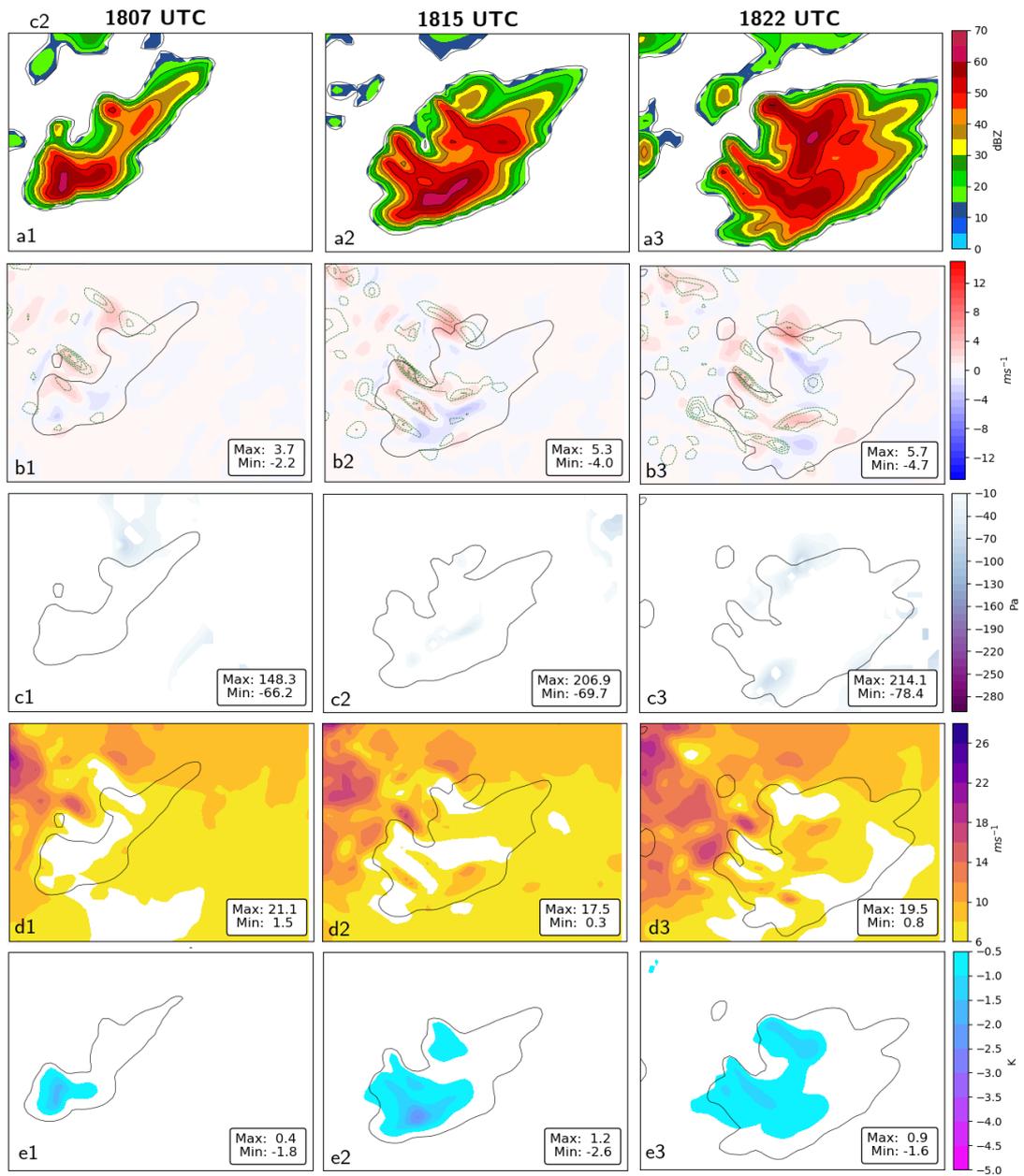
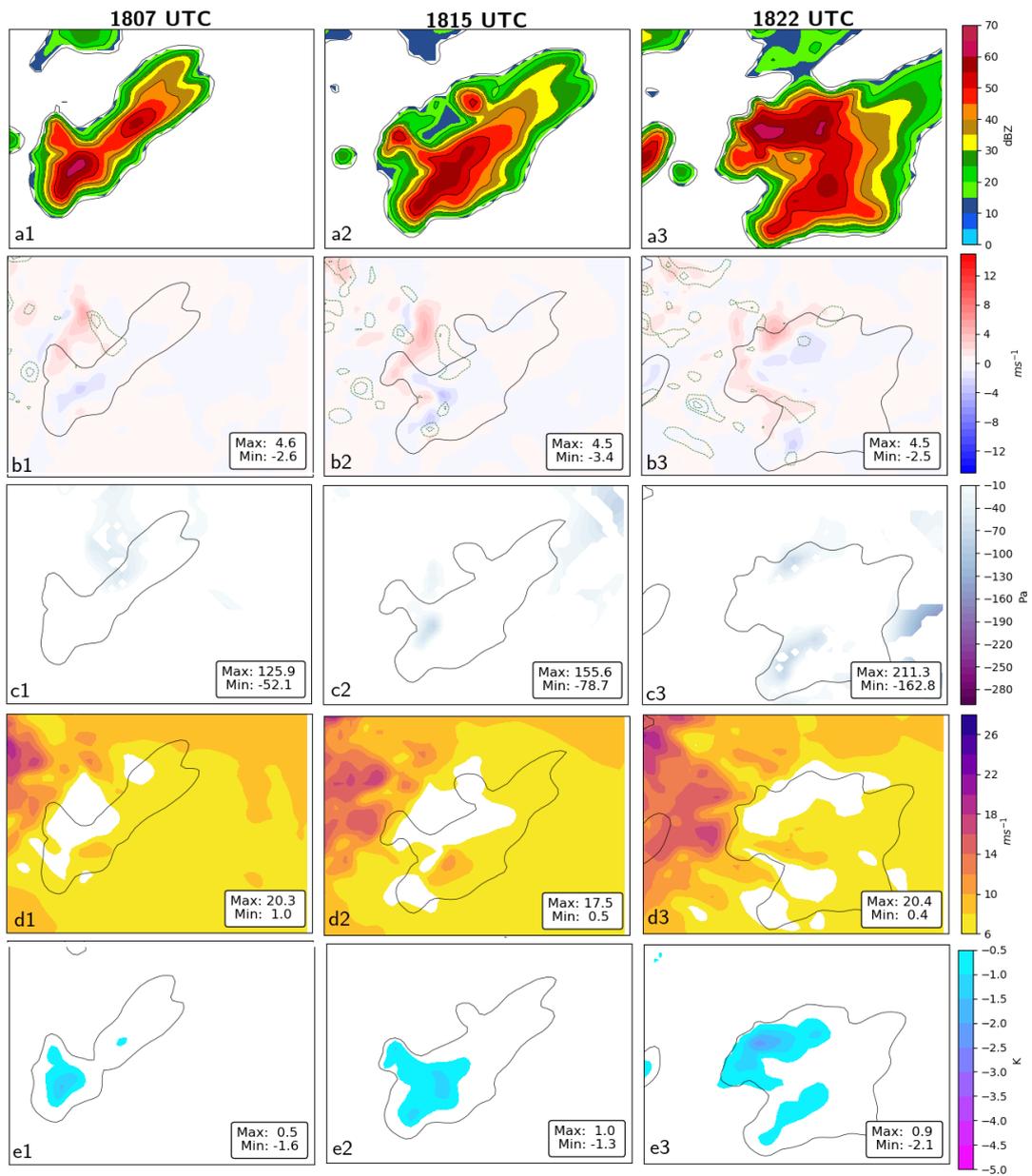


Figura 4.25 – Como em 4.22, mas para um diferente membro do conjunto (membro 20).



5 CONCLUSÕES

Este trabalho centrou-se na análise da tempestade tornádica que atingiu a cidade de Marechal Cândido Rondon, no oeste do Paraná, em 19 de novembro de 2015. Foi apresentada uma avaliação das características visuais do tornado e os danos associados e fez-se uma breve descrição do ambiente atmosférico conducente ao evento. Foram documentadas assinaturas polarimétricas da supercélula tornádica e os resultados apresentados aqui são parte do artigo Ferreira, Goede e Nascimento (2022). As assinaturas identificadas incluem: colunas de Z_{DR} e K_{DP} , arco de Z_{DR} , pé de K_{DP} , anéis de Z_{DR} e ρ_{hv} e a assinatura de detritos tornádicos (TDS, *Tornadic Debris Signature*).

As características visuais do tornado se assemelham a uma estrutura chamada de mesociclone de múltiplos vórtices, com uma complexa circulação em baixos níveis da tempestade. Estima-se que o tornado seguiu um caminho de aproximadamente 14 km de comprimento e 800 m de largura, de oeste para leste-sudeste. Os danos mais intensos observado foram compatíveis com um tornado F2, mas a maioria da destruição foi compatível com um tornado de intensidade F0/F1.

A tempestade tornádica se desenvolveu na região próxima ao cavado invertido associado à BNA, bem ao norte de um cavado migratório e sua frente fria. O ambiente apresentou altos valores de CAPE, baixo LCL e intenso cisalhamento do vento nas camadas rasa e profunda. O perfil de vento mostrava um escoamento característico de um jato de baixos níveis, com hodógrafa curva e valores significativos de helicidade relativa à tempestade.

Dados de refletividade e velocidade radial foram assimilados de forma semi-idealizada através do modelo CM1 e o filtro LETKF. Foi gerado um conjunto com 50 membros e com espaçamento de grade de 1 km. Em termos gerais, o sistema de assimilação não teve um desempenho ótimo e apresentou subdispersão tanto para a refletividade quanto para a velocidade radial. Apesar disso, observou-se bastante variabilidade no comportamento das tempestades produzidas nos diferentes membros do conjunto, com o modo supercelular sendo o modo convectivo dominante.

A maioria das supercélulas simuladas apresentou características morfológicas clássicas como o eco de gancho e a região de baixa refletividade associado ao influxo de ar ambiental na corrente ascendente. Na fase madura do ciclo de vida das tempestades, nota-se que em baixos níveis as correntes ascendentes mais intensas chegaram a aproximadamente 7 a 8 $m s^{-1}$, enquanto que em médios níveis as velocidades verticais superaram 30 $m s^{-1}$. Também foi possível observar a presença de um mesociclone de baixos níveis nas tempestades simuladas, mesmo que nem sempre muito intenso, confirmando o modo supercelular.

Outra característica marcante observada nas supercélulas simuladas foi a baixa de

influxo, a qual está associada com a aceleração do campo de vento horizontal na região de influxo da tempestade. Adicionalmente, os resultados sugerem que havia uma tendência em produzir-se tempestades do tipo de alta precipitação, contrastando com o observado durante o evento de MCR, onde não havia muita precipitação ou uma cortina de chuva intensa.

5.0.1 Recomendações para trabalhos futuros

No que se refere à parte numérica, este estudo ainda é um trabalho em andamento. Utilizando-se dos resultados da simulação obtida, diversas análises adicionais ainda podem ser feitas, como por exemplo:

- Avaliar se existem diferenças entre os ambientes atmosféricos em cada um dos membros do conjunto. Mais especificamente, seria interessante verificar se há diferença significativa na hodógrada usada como CI entre as tempestades mais intensas e as mais fracas.
- Analisar as propriedades microfísicas, como as razões de mistura dos hidrometeoros, parâmetro de interceptação de gotas, entre outros, e comparar melhor a estrutura microfísica simulada com aquela observada nos dados de radar. Adicionalmente, pode-se analisar melhor a estrutura da piscina fria das tempestades simuladas.
- Outra análise interessante seria também usar emuladores de variáveis polarimétricas afim de ter-se as assinaturas polarimétricas simuladas e fazer uma comparação com o observado.

Além disso, como trabalho futuro, pretende-se reduzir o espaçamento de grade horizontal dos experimentos para menos de 1 km (p. ex., 500 ou 250 metros), a fim de analisar com mais detalhes as estruturas dinâmicas e microfísicas das supercélulas e representar processos que não são muito bem reproduzidos com a escala de 1km.

Como trabalho futuro, também seria interessante aproveitar-se deste esquema CM1-LETKF semi-idealizado para testar a assimilação de algumas variáveis polarimétricas. Adicionalmente, a configuração do sistema CM1-LETKF pode ser adaptada a fim de explorar diferentes objetivos específicos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AKSOY, A.; DOWELL, D. C.; SNYDER, C. A multicaso comparative assessment of the ensemble kalman filter for assimilation of radar observations. part i: Storm-scale analyses. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 6, p. 1805–1824, 2009.

_____. A multicaso comparative assessment of the ensemble kalman filter for assimilation of radar observations. part ii: Short-range ensemble forecasts. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 4, p. 1273–1292, 2010.

ANDERSON, J. et al. The data assimilation research testbed: A community facility. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 90, n. 9, p. 1283–1296, 2009.

ANDERSON, J. L. An ensemble adjustment kalman filter for data assimilation. **Monthly weather review**, American Meteorological Society, v. 129, n. 12, p. 2884–2903, 2001.

ANDERSON, J. L.; COLLINS, N. Scalable implementations of ensemble filter algorithms for data assimilation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, American Meteorological Society, v. 24, n. 8, p. 1452–1463, 2007.

ANTONIO, M. d. A. Ocorrência de tornado na região tropical do brasil. **Boletim Climatológico**, v. 3, p. 136–141, 1997.

BECHIS, H. et al. A case study of a severe hailstorm in mendoza, argentina, during the relampago-cacti field campaign. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 271, p. 106127, 2022.

BLUESTEIN, H. B. **Severe convective storms and tornadoes**. [S.l.]: Springer, 2013.

BLUESTEIN, H. B.; SNYDER, J. C.; HOUSER, J. B. A multiscale overview of the el reno, oklahoma, tornadic supercell of 31 may 2013. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 3, p. 525–552, 2015.

BLUESTEIN, H. B. et al. The multiple-vortex structure of the el reno, oklahoma, tornado on 31 may 2013. **Monthly Weather Review**, v. 146, n. 8, p. 2483–2502, 2018.

BLUMBERG, W. G. et al. SHARPy: An open source sounding analysis toolkit for the atmospheric sciences. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. 2017, 2017.

BOUTTIER, F.; COURTIER, P. Data assimilation concepts and methods march 1999. **Meteorological training course lecture series**. ECMWF, p. 59, 2002.

BROEKE, M. S. V. D. Polarimetric radar metrics related to tornado life cycles and intensity in supercell storms. **Monthly Weather Review**, v. 145, n. 9, p. 3671–3686, 2017.

BROOKS, H. A global view of severe thunderstorms: Estimating the current distribution and possible future changes. In: **AMS Severe Local Storms Special Symposium**. Atlanta: [s.n.], 2006.

BRYAN, G. H.; FRITSCH, J. M. A benchmark simulation for moist nonhydrostatic numerical models. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 12, p. 2917–2928, 2002.

CECIL, D. J.; BLANKENSHIP, C. B. Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 687–703, 2012.

COFFER, B. E. et al. Volatility of tornadogenesis: An ensemble of simulated nontornadic and tornadic supercells in vortex2 environments. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, v. 145, n. 11, p. 4605–4625, 2017.

COMET. **Materail retirado do site COMET da University Corporation for Atmospheric Research (UCAR), patrocinado em parte por acordo(s) cooperativo(s) com a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Departamento de Comércio dos EUA (DOE). 1997-2022 University Corporation for Atmospheric Research. Todos os direitos reservados.** 2022. Acesso em novembro 2022. Disponível em: <<http://meted.ucar.edu/>>.

CRAVEN, J. P. et al. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. **Natl. Wea. Dig**, Citeseer, v. 28, n. 1, p. 13–24, 2004.

DAVIES-JONES, R. Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 20, p. 2991–3006, 1984.

_____. A review of supercell and tornado dynamics. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 158, p. 274–291, 2015.

DAWSON, D. T. et al. Low-level z dr signatures in supercell forward flanks: The role of size sorting and melting of hail. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 276–299, 2014.

_____. Impact of the environmental low-level wind profile on ensemble forecasts of the 4 may 2007 greensburg, kansas, tornadic storm and associated mesocyclones. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 2, p. 696–716, 2012.

_____. Comparison of evaporation and cold pool development between single-moment and multimoment bulk microphysics schemes in idealized simulations of tornadic thunderstorms. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 4, p. 1152–1171, 2010.

DENNIS, E. J.; KUMJIAN, M. R. The impact of vertical wind shear on hail growth in simulated supercells. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 74, n. 3, p. 641–663, 2017.

DOWELL, D. C.; WICKER, L. J. Additive noise for storm-scale ensemble data assimilation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 5, p. 911–927, 2009.

DOWELL, D. C.; WICKER, L. J.; SNYDER, C. Ensemble kalman filter assimilation of radar observations of the 8 may 2003 oklahoma city supercell: Influences of reflectivity observations on storm-scale analyses. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 1, p. 272–294, 2011.

DOWELL, D. C. et al. Wind and temperature retrievals in the 17 may 1981 arcadia, oklahoma, supercell: Ensemble kalman filter experiments. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 8, p. 1982–2005, 2004.

DYER, R. C. Remote sensing identification of tornado tracks in argentina, brazil, and paraguay. **PHOTOGRAM. ENG. REMOTE SENS.**, v. 54, n. 10, p. 1429–1435, 1988.

FERREIRA, R. C. et al. Impacto da assimilação de dados de radar em sistemas convectivos de mesoescala: Um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 32, p. 447–458, 2017.

FERREIRA, V.; GOEDE, V.; NASCIMENTO, E. de L. An environmental and polarimetric study of the 19 november 2015 supercell and multiple-vortex tornado in marechal cândido rondon, southern brazil. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Springer, v. 134, n. 5, p. 1–25, 2022.

FISCHER, J.; DAHL, J. M. The relative importance of updraft and cold pool characteristics in supercell tornadogenesis using highly idealized simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 77, n. 12, p. 4089–4107, 2020.

FRENCH, M. M. et al. Reexamining the vertical development of tornadic vortex signatures in supercells. **Monthly weather review**, American Meteorological Society, v. 141, n. 12, p. 4576–4601, 2013.

FUJITA, T. T. **Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity**. [S.l.], 1971.

GASPARI, G.; COHN, S. E. Construction of correlation functions in two and three dimensions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 125, n. 554, p. 723–757, 1999.

GOEDE, V. **Assinaturas polarimétricas em tempestades supercelulares no Sul do Brasil**. 2022. 176 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2022.

HELMUS, J.; COLLIS, S. The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a Library for Working with Weather Radar Data in the Python Programming Language. **Journal of Open Research Software**, Ubiquity Press, v. 4, n. 1, 2016.

HERSBACH, H. et al. The era5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 146, n. 730, p. 1999–2049, 2020.

HOUTEKAMER, P.; ZHANG, F. Review of the ensemble kalman filter for atmospheric data assimilation. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 12, p. 4489–4532, 2016.

HU, M.; XUE, M. Impact of configurations of rapid intermittent assimilation of wsr-88d radar data for the 8 may 2003 oklahoma city tornadic thunderstorm case. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 507–525, 2007.

HUBBERT, J.; BRINGI, V. An iterative filtering technique for the analysis of copolar differential phase and dual-frequency radar measurements. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, Boston, MA: The Society, c1984-, v. 12, n. 3, p. 643–648, 1995.

HUNT, B. R.; KOSTELICH, E. J.; SZUNYOGH, I. Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform kalman filter. **Physica D: Nonlinear Phenomena**, Elsevier, v. 230, n. 1-2, p. 112–126, 2007.

INOUE, R. T. **Impacto da assimilação de dados observacionais no prognóstico de tempo com o modelo WRF**. 2014. 100 p. Dissertação (Mestrado em Métodos Numéricos em Engenharia) — Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2014.

JONES, T. A. et al. Simultaneous radar and satellite data storm-scale assimilation using an ensemble kalman filter approach for 24 may 2011. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 1, p. 165–194, 2015.

JUNG, Y.; XUE, M.; TONG, M. Ensemble kalman filter analyses of the 29–30 may 2004 oklahoma tornadic thunderstorm using one-and two-moment bulk microphysics schemes, with verification against polarimetric radar data. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 5, p. 1457–1475, 2012.

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. [S.l.]: Cambridge university press, 2003.

KLEMP, J. B. Dynamics of tornadic thunderstorms. **Annual review of fluid mechanics**, Annual Reviews 4139 El Camino Way, PO Box 10139, Palo Alto, CA 94303-0139, USA, v. 19, n. 1, p. 369–402, 1987.

KUMJIAN, M. R. et al. Gargantuan hail in argentina. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 101, n. 8, p. E1241–E1258, 2020.

_____. The anatomy and physics of zdr columns: Investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 7, p. 1820–1843, 2014.

KUMJIAN, M. R.; RYZHKOV, A. V. Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. **Journal of applied meteorology and climatology**, v. 47, n. 7, p. 1940–1961, 2008.

KUMJIAN, M. R. et al. Rapid-scan super-resolution observations of a cyclic supercell with a dual-polarization wsr-88d. **Monthly weather review**, v. 138, n. 10, p. 3762–3786, 2010.

LANG, T. J. et al. Radar-observed characteristics of precipitating systems during name 2004. **Journal of climate**, v. 20, n. 9, p. 1713–1733, 2007.

LEE, B. D.; WILHELMSON, R. B. The numerical simulation of non-supercell tornadogenesis. part i: Initiation and evolution of pretornadic mesocyclone circulations along a dry outflow boundary. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 54, n. 1, p. 32–60, 1997.

LEMON, L. R.; DOSWELL, C. A. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1184–1197, 1979.

LI, Z. et al. Multivariate analysis and warning of a tornado embedded in tropical cyclone in southern china. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, IEEE, v. 14, p. 11517–11529, 2021.

LIM, S. et al. Polarimetric radar signatures of a rare tornado event over south korea. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 35, n. 10, p. 1977–1997, 2018.

LOEFFLER, S. D. et al. Differentiating between tornadic and nontornadic supercells using polarimetric radar signatures of hydrometeor size sorting. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 47, n. 12, p. e2020GL088242, 2020.

LOPES, M. M. **Discriminando condições favoráveis a diferentes modos de tempo severo no leste da Bacia do Prata**. 2020. 124 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2020.

MANSELL, E. R.; ZIEGLER, C. L.; BRUNING, E. C. Simulated electrification of a small thunderstorm with two-moment bulk microphysics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, American Meteorological Society, v. 67, n. 1, p. 171–194, 2010.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. [S.l.]: Wiley-Blackwell, 2010. 407 p. (Advancing Weather and Climate Science). ISBN 9780470742136.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y.; BRYAN, G. The origins of vortex sheets in a simulated supercell thunderstorm. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 11, p. 3944–3954, 2014.

MARKOWSKI, P. M. Hook echoes and rear-flank downdrafts: A review. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 4, p. 852–876, 2002.

MARQUIS, J. et al. An investigation of the goshen county, wyoming, tornadic supercell of 5 june 2009 using enkf assimilation of mobile mesonet and radar observations collected during vortex2. part ii: Mesocyclone-scale processes affecting tornado formation, maintenance, and decay. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 9, p. 3441–3463, 2016.

MARTINS, J. A. et al. Climatology of destructive hailstorms in Brazil. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 184, p. 126–138, 2017.

MATSUDO, C.; SALIO, P. V. Severe weather reports and proximity to deep convection over northern argentina. **Atmospheric research**, Elsevier, v. 100, n. 4, p. 523–537, 2011.

MCDONALD, J. R.; MEHTA, K. C. **A recommendation for an Enhanced Fujita scale (EF-Scale)**. [S.l.], 2006.

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. **Meteorological Monographs**, American Meteorological Society, v. 28, n. 50, p. 433–480, 2001.

MOLLER, A. R. et al. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 3, p. 327–347, 1994.

NASCIMENTO, E. et al. An updated and expanded climatology of severe weather parameters for subtropical south america as derived from upper air observations and cfsr-cfsv2 data. In: **Conference on Severe Local Storms**. [S.l.: s.n.], 2016. v. 28.

NASCIMENTO, E. d. L.; MARECELINO, I. d. O. Análise preliminar dos tornados de 3 de janeiro de 2005 em criciúma/sc. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 28, p. 29, 2005.

NASCIMENTO, E. de L.; HELD, G.; GOMES, A. M. A multiple-vortex tornado in southeastern brazil. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 9, p. 3017–3037, 2014.

NOWOTARSKI, C. J. et al. Supercell low-level mesocyclones in simulations with a sheared convective boundary layer. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 1, p. 272–297, 2015.

OLIVEIRA, M. I.; NASCIMENTO, E. L.; KANNENBERG, C. A new look at the identification of low-level jets in south america. **Monthly Weather Review**, v. 146, n. 7, p. 2315–2334, 2018.

OLIVEIRA, M. I. et al. Integrated damage, visual, remote sensing, and environmental analysis of a strong tornado in southern brazil. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 274, p. 106188, 2022.

OLIVEIRA, M. I.; XUE, M.; ROBERTS, B. Trailing horizontal vortices in observed and numerically simulated tornadoes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 2022.

OLIVEIRA, M. Ilha de. **CYCLIC TORNADOGENESIS AND HORIZONTAL VORTEX TUBES IN HIGH-RESOLUTION IDEALIZED SIMULATIONS OF SUPERCELLS**. 2021. 194 f. Tese (Doutorado em Física) — School of Meteorology University of Oklahoma, Norman, Oklahoma, 2021.

ORF, L. et al. Evolution of a long-track violent tornado within a simulated supercell. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 1, p. 45–68, 2017.

OYE, D.; DIXON, M. **SOLO3 Polar-coordinate Radar Display**. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory, 2016. Disponível em: <<https://github.com/ncar/lrose-solo3>>.

PARK, S. K.; DROEGEMEIER, K. K. Sensitivity analysis of a 3d convective storm: Implications for variational data assimilation and forecast error. **Monthly weather review**, v. 128, n. 1, p. 140–159, 2000.

PAYNE, C. D. et al. Polarimetric and electrical characteristics of a lightning ring in a supercell storm. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 6, p. 2405–2425, 2010.

PICCA, J.; RYZHKOV, A. A dual-wavelength polarimetric analysis of the 16 may 2010 oklahoma city extreme hailstorm. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 4, p. 1385–1403, 2012.

POTTS, S. L.; AGEE, E. M. Multiple vortex phenomena in thunderstorms and tornadoes: Three scales for multiple vortices. In: **21st Conference on Severe Local Storms**. [S.l.: s.n.], 2002. p. 527–530.

POTVIN, C. K.; WICKER, L. J. Assessing ensemble forecasts of low-level supercell rotation within an osse framework. **Weather and forecasting**, v. 28, n. 4, p. 940–960, 2013.

RASMUSSEN, E. N. Refined supercell and tornado forecast parameters. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 3, p. 530–535, 2003.

RAUBER, R. M.; NESBITT, S. W. **Radar Meteorology: a first course**. [S.l.]: Springer, 2018.

RECKZIEGEL, B. Levantamento dos desastres desencadeados por eventos naturais adversos no Estado do Rio Grande do Sul no período e 1980 a 2005. **Levantamento dos Desastres Desencadeados por Eventos Naturais Adversos no Estado do Rio Grande do Sul no Período de 1980 a 2005**, v. 1, 2007.

ROBERTS, B. et al. The role of surface drag in tornadogenesis within an idealized supercell simulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 73, n. 9, p. 3371–3395, 2016.

ROMINE, G. S.; BURGESS, D. W.; WILHELMSON, R. B. A dual-polarization-radar-based assessment of the 8 may 2003 oklahoma city area tornadic supercell. **Monthly weather review**, v. 136, n. 8, p. 2849–2870, 2008.

RYZHKOV, A. V. et al. Polarimetric tornado detection. **Journal of applied meteorology**, v. 44, n. 5, p. 557–570, 2005.

SAHA, S. et al. The ncep climate forecast system version 2. **Journal of climate**, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, 2014.

SCHULTZ, C. J. et al. Dual-polarization tornadic debris signatures part i: Examples and utility in an operational setting. **Electron. J. Oper. Meteor.**, v. 13, n. 9, p. 120–137, 2012.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. The northwestern argentinean low and the chaco low: their characteristics, differences and similarities. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 27, p. 49–60, 2012.

SELUCHI, M. E. et al. The northwestern argentinean low: A study of two typical events. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, v. 131, n. 10, p. 2361–2378, 2003.

SILVA DIAS, M. An increase in the number of tornado reports in Brazil. **Weather, Climate, and Society**, v. 3, n. 3, p. 209–217, 2011.

SILVA DIAS, M. F.; GRAMMELSBACHER, E. A possível ocorrência de tornado em São Paulo no dia 26 de abril de 1991: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 6, n. 2, p. 513–522, 1991.

SNOOK, N.; XUE, M. Effects of microphysical drop size distribution on tornadogenesis in supercell thunderstorms. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 35, n. 24, 2008.

SNYDER, C.; ZHANG, F. Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. **Monthly Weather Review**, American Meteorological Society, v. 131, n. 8, p. 1663–1677, 2003.

SNYDER, J. C. et al. Simulations of polarimetric, X-band radar signatures in supercells. part ii: Z dr columns and rings and k dp columns. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 56, n. 7, p. 2001–2026, 2017.

_____. Observations of polarimetric signatures in supercells by an X-band mobile Doppler radar. **Monthly weather review**, v. 141, n. 1, p. 3–29, 2013.

SOBASH, R. A.; STENSRUD, D. J. The impact of covariance localization for radar data on ENKF analyses of a developing MCS: Observing system simulation experiments. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 11, p. 3691–3709, 2013.

STENSRUD, D. J. et al. Convective-scale warn-on-forecast system: A vision for 2020. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 90, n. 10, p. 1487–1500, 2009.

STRATMAN, D. R. et al. Optimal temporal frequency of NSSL phased array radar observations for an experimental warn-on-forecast system. **Weather and Forecasting**, v. 35, n. 1, p. 193–214, 2020.

SUPINIE, T. A. et al. Comparison of the analyses and forecasts of a tornadic supercell storm from assimilating phased-array radar and WSR-88D observations. **Weather and Forecasting**, v. 32, n. 4, p. 1379–1401, 2017.

SUZUKI, S.-I. et al. X-band dual-polarization radar observations of the supercell storm that generated an F3 tornado on 6 May 2012 in Ibaraki Prefecture, Japan. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, Meteorological Society of Japan, 2017.

TALAGRAND, O. Assimilation of observations, an introduction (GTSpecial Issue/ITD Data Assimilation in Meteorology and Oceanography: Theory and Practice). **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, Meteorological Society of Japan, v. 75, n. 1B, p. 191–209, 1997.

TANAMACHI, R. L. et al. Mobile, X-band, polarimetric Doppler radar observations of the 4 May 2007 Greensburg, Kansas, tornadic supercell. **Monthly weather review**, v. 140, n. 7, p. 2103–2125, 2012.

TANAMACHI, R. L.; HEINSELMAN, P. L.; WICKER, L. J. Impacts of a storm merger on the 24 May 2011 El Reno, Oklahoma, tornadic supercell. **Weather and Forecasting**, American Meteorological Society, v. 30, n. 3, p. 501–524, 2015.

THOMPSON, T. E. et al. A comparison between the local ensemble transform Kalman filter and the ensemble square root filter for the assimilation of radar data in convective-scale

models. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 141, n. 689, p. 1163–1176, 2015.

TORRES, S. M.; DUBEL, Y. F.; ZRNIĆ, D. S. Design, implementation, and demonstration of a staggered prt algorithm for the wsr-88d. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, American Meteorological Society, v. 21, n. 9, p. 1389–1399, 2004.

TRAPP, R. J. et al. Multiple-platform and multiple-doppler radar observations of a supercell thunderstorm in south america during relampago. **Monthly Weather Review**, v. 148, n. 8, p. 3225–3241, 2020.

UMEHARA, A. et al. Analysis of the tornadic debris signatures of the ichihara tornado in a typhoon environment using two operational c-band dual-polarization weather radars. **SOLA**, Meteorological Society of Japan, v. 17, p. 196–201, 2021.

VAN LIER-WALQUI, M. et al. On polarimetric radar signatures of deep convection for model evaluation: columns of specific differential phase observed during mc3e. **Monthly weather review**, v. 144, n. 2, p. 737–758, 2016.

VENDRASCO, E. P. et al. Constraining a 3dvar radar data assimilation system with large-scale analysis to improve short-range precipitation forecasts. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 3, p. 673–690, 2016.

WHEATLEY, D. M. et al. Storm-scale data assimilation and ensemble forecasting with the nssl experimental warn-on-forecast system. part i: Radar data experiments. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 6, p. 1795–1817, 2015.

WHITAKER, J. S.; HAMILL, T. M. Ensemble data assimilation with perturbed observations. **Monthly weather review**, v. 130, n. 7, p. 1913–1924, 2002.

WURMAN, J. The multiple-vortex structure of a tornado. **Weather and forecasting**, American Meteorological Society, v. 17, n. 3, p. 473–505, 2002.

WURMAN, J.; KOSIBA, K. Finescale radar observations of tornado and mesocyclone structures. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 5, p. 1157–1174, 2013.

XUE, M.; HU, M.; SCHENKMAN, A. D. Numerical prediction of the 8 may 2003 oklahoma city tornadic supercell and embedded tornado using arps with the assimilation of wsr-88d data. **Weather and Forecasting**, v. 29, n. 1, p. 39–62, 2014.

YAO, D.; MENG, Z.; XUE, M. Genesis, maintenance and demise of a simulated tornado and the evolution of its preceding descending reflectivity core (drc). **Atmosphere**, MDPI, v. 10, n. 5, p. 236, 2019.

YAO, D. et al. Investigation into the formation, structure, and evolution of an ef4 tornado in east china using a high-resolution numerical simulation. **Journal of Meteorological Research**, Springer, v. 32, n. 2, p. 157–171, 2018.

YUSSOUF, N. et al. Storm-scale data assimilation and ensemble forecasts for the 27 april 2011 severe weather outbreak in alabama. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 8, p. 3044–3066, 2015.

_____. The ensemble kalman filter analyses and forecasts of the 8 may 2003 oklahoma city tornadic supercell storm using single-and double-moment microphysics schemes. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 10, p. 3388–3412, 2013.

YUSSOUF, N.; STENSRUD, D. J. Impact of phased-array radar observations over a short assimilation period: Observing system simulation experiments using an ensemble kalman filter. **Monthly weather review**, v. 138, n. 2, p. 517–538, 2010.

ZHANG, J. et al. Characteristics of x-band dual-polarization doppler radar products during strong tornado around typhoon mujigae in foshan. **Meteorological Science and Technology**, v. 46, p. 163–169, 2018.

ZIPSER, E. J. et al. Where are the most intense thunderstorms on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1071, 2006.