

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE CIÊNCIAS FÍSICAS E MATEMÁTICA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Vitor Goede

**ANÁLISE METEOROLÓGICA DO EVENTO
TORNÁDICO OCORRIDO NO MUNICÍPIO DE MARECHAL
CÂNDIDO RONDON EM NOVEMBRO DE 2015**

Trabalho de Conclusão de Curso
submetido ao Curso de Graduação em
Meteorologia da Universidade Federal
de Santa Catarina para a obtenção do
Grau de Bacharel em Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Wendell
Rondinelli Gomes Farias

Florianópolis
2017

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária
da UFSC.

Goede, Vitor

ANÁLISE METEOROLÓGICA DO EVENTO
TORNÁDICO OCORRIDO NO MUNICÍPIO DE MARECHAL
CÂNIDO RONDON EM NOVEMBRO DE 2015 / Vitor
Goede ; orientador, Wendell Rondinelli Gomes
Farias, 2017.

84 p.

Trabalho de Conclusão de Curso
(graduação) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro de Ciências Físicas e
Matemáticas, Graduação em Meteorologia,
Florianópolis, 2017.

Inclui referências.

1. Meteorologia. 2. Meteorologia
Sinótica. 3. Meteorologia de Mesoescala. 4.
Meteorologia por Radar. 5. Tornado. I. Farias,
Wendell Rondinelli Gomes. II. Universidade
Federal de Santa Catarina. Graduação em
Meteorologia. III. Título.

Vitor Goede

**ANÁLISE METEOROLÓGICA DO EVENTO
TORNÁDICO OCORRIDO NO MUNICÍPIO DE MARECHAL
CÂNDIDO RONDON EM NOVEMBRO DE 2015**

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Meteorologia e aprovado em sua forma final pelo Programa de Graduação em Meteorologia do Departamento de Física e Meteorologia da Universidade Federal de Santa Catarina.

Florianópolis, 1 de Dezembro de 2017.

Prof. Dr. Wendell Rondinelli Gomes Farias
Coordenador do Curso de Meteorologia

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Wendell Rondinelli Gomes Farias.
Orientador
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Renato Ramos da Silva
Membro
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof.^a Dr.^a Márcia Vetromilla Fuentes
Membro
Instituto Federal de Santa Catarina – IFSC

Dedico este trabalho ao meu pai Wilmar Goede, pois sem seu apoio e ensinamentos, eu não estaria realizando meu sonho de me tornar meteorologista. Você é minha inspiração nesta vida e meu maior herói.

Dedico este trabalho também, aos meus familiares e amigos que me apoiaram durante esses anos, em especial, minha companheira Adriana ao qual me ensinou o que é realmente amar e ser amado, e que me ouve e me apoia em todos os momentos.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer especialmente ao meu pai Wilmar Goede, por todos os seus ensinamentos, pelo apoio que tanto tive ao longo de minha vida desde a infância, pela sua força para lutar contra tantos momentos difíceis aos quais passamos e por toda sua dedicação e esforço, para que eu pudesse realizar meu sonho e ter um futuro melhor. Pai, eu te amo.

A minha namorada e grande companheira, Adriana Cardoso, você foi a melhor coisa que já me aconteceu nessa vida, e através de você me sinto cada vez mais vivo a cada dia. Obrigado por me ouvir, por me respeitar, por me apoiar e por me amar incondicionalmente em todos os momentos, e por sempre estar ao meu lado. Amo-te imensamente minha princesa.

Ao meu melhor amigo, Gabriel Schaeffer, por sua amizade e apoio durante todo este tempo independente da distância. Você é um irmão para mim.

A minha madrinha, Marlene Künstler, por todo o seu carinho e dedicação durante minha criação, por seu apoio e ajuda nos momentos mais críticos e na realização de meus sonhos. Você é uma segunda mãe para mim.

Ao meu Professor-Orientador, Prof. Dr. Wendell Rondinelli Gomes Farias, por partilhar deste trabalho comigo, por todos os seus ensinamentos durante a graduação, por todo seu apoio e compreensão nos momentos mais difíceis e por sua dedicação e paixão pela profissão que exerce.

Ao Prof. Dr. Renato Ramos da Silva, pelos seus ensinamentos, pela sua compreensão e por me introduzir ao ramo científico.

Ao Prof. Dr. Reinaldo Haas, por suas instruções em programação e modelagem numérica da atmosfera.

Aos meus amigos e colegas de graduação, Arthur Müller, Gabriel Luan Rodrigues, Humberto Ramos e Piter Scheuer pela sua amizade, apoio e ajuda na realização deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho busca a análise das condições meteorológicas envolvidas para a formação, assim como o estudo da física envolvida no desenvolvimento de um evento tornádico que atingiu o município de Marechal Cândido Rondon no Paraná, por volta das 18h15min UTC (16h15min no horário local) do dia 19 de novembro de 2015. A análise sinótica cobre um período de 18 horas, para antes e durante a ocorrência do evento, sendo utilizada uma carta sinótica, dados de reanálise do modelo ECMWF, imagens de satélite e dados de radar meteorológico. A análise de mesoescala faz uso de dados observacionais de estações meteorológicas localizadas em Foz do Iguaçu, Cascavel e Umuarama, além de campos termodinâmicos confeccionados a partir do modelo de reanálise. O estudo voltado para a estrutura física utiliza os dados do radar Doppler de dupla polarização localizado na cidade de Cascavel também no Paraná e imagens do satélite geoestacionário GOES-13. A análise sinótica foi capaz de identificar o acoplamento entre o JAN e o JBN, que contribuíram para o surgimento de um ambiente favorável para tempestades severas. A presença de um cavado invertido contribui para iniciação convectiva sobre a região de interesse, sendo observada posteriormente, a formação de um sistema de baixa pressão e deslocamento de uma frente fria. A análise de mesoescala obteve resultados que apontam para condições de instabilidade e cisalhamento favoráveis para o desenvolvimento de tempestades supercelulares capazes de produzirem fortes rajadas de vento, granizo e tornados. Em termos de assinaturas por imagens de radar, foi verificado que a tempestade geradora do tornado consistia de uma supercélula clássica com todas as suas características bem definidas, além da identificação de assinaturas polarimétricas e não-polarimétricas observadas pela literatura.

Palavras-chave: Tornado. Mesoescala. Radar.

ABSTRACT

This work seeks for the analysis of the meteorological conditions involved in the formation, as well as the study about the physics involved in the development of a tornadic event that hit the county of Marechal Candido Rondon in Paraná, at around 18h15min UTC (16h15min in local time) in November 19, 2015. The synoptic analysis covers a period of 18 hours, for before and during the occurrence of the event, being used a synoptic chart, reanalysis data from the ECMWF model, satellite imagery and weather radar data. The mesoscale analysis uses observational data from meteorological stations located at Foz do Iguaçu, Cascavel and Umuarama, in addition to thermodynamic fields made from the reanalysis model. The study aimed to the physical structure uses the data from the Doppler radar of dual polarization located at the city of Cascavel, also in Paraná, and images from the geostationary satellite GOES-13. The synoptic analysis was able to identify the coupling between the upper level jet and the low level jet, which contributed for the appearing of an environment favorable for severe thunderstorms. The presence of an inverted trough, contributed to the convective initiation over the region of interest, being observed afterwards, the formation of a low pressure system and the displacement of a cold front. The mesoscale analysis got results that point to instability and shear conditions favorable for the development of supercell thunderstorms capable of producing strong wind gusts, hail and tornadoes. In terms of signatures by radar imagery, it was verified that the tornado generating thunderstorm consisted of a classic supercell with all its characteristics well defined, in addition to polarimetric and non-polarimetric signatures already observed by the literature.

Keywords: Tornado. Mesoscale. Radar.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Número médio de dias por ano que reúnem condições atmosféricas favoráveis para formação de supercélulas tornádicas para todo o globo. A climatologia acima foi obtida através de dados coletados do banco de Reanalysis. 30
- Figura 2 - Diagrama representando a combinação do jato em baixos níveis (LLJ) e do jato em altos níveis (ULJ) em situações de condições favoráveis para a ocorrência de tempo severo para a AS (a) e EUA (b).
..... 32
- Figura 3 - Plano esquemático horizontal de uma supercélula tornádica clássica próxima superfície para o HS. As linhas grossas indicam o eco do radar ao valor constante de 35 dBZ..... 35
- Figura 4 - Localização geográfica do município Marechal Cândido Rondon..... 45
- Figura 5 - Localização das estações meteorológicas de superfície e do radar Doppler pertencentes ao SIMEPAR, em relação a cidade de Marechal Cândido Rondon..... 47
- Figura 6 - Imagens de satélite no canal infravermelho a partir do GOES-13 para 06 UTC (a), 12 UTC (b), 17 UTC (c), 18 UTC (d) e imagem de temperatura realçada (e) para 19 de novembro de 2015..... 54
- Figura 7 - Carta sinótica em superfície utilizando dados do modelo ERA-Interim para as 18 UTC do dia 19 de novembro de 2015. Vetores coloridos indicam a direção e magnitude do vento em 10 m e linhas azuis a PNMM..... 56
- Figura 8 - Linhas de corrente e magnitude do vento em 250 hPa (a, b), 500 hPa (c, d) e 850 hPa (e, f), validas para as 06 (esquerda) e 12 UTC (direita), do dia 19 de novembro de 2015. 58
- Figura 9 - Componentes zonal (a) e meridional (b) do vento em 850 hPa, e cisalhamento entre 700-850 hPa (c) e 0-6 km (d), para as 12 UTC do dia 19 de novembro de 2015. 60

Figura 10 - Vorticidade relativa em 500 hPa (a) e 850 hPa (b), para as 12 UTC do dia 19 de novembro de 2015. 61

Figura 11 - Temperatura a 2 m (a) e Ponto de Orvalho a 2 m (b), Nível de Condensação por Levantamento (c) e CAPE com base na superfície (d), para as 18 UTC do dia 19 de novembro de 2015. 63

Figura 12 - Helicidade Relativa à Tempestade de 0-1 km (a) e 0-3 km (b), Índice de Energia-helicidade de 0-1 km (c) e 0-3 km (d), Parâmetro Composto de Supercélula (e) e Parâmetro de Tornado Significativo (f), para as 18 UTC do dia 19 de novembro de 2015. 64

Figura 13 - Série temporal contendo dados de temperatura (a), velocidade do vento (b) e rajada de vento (c) para um intervalo de 12 horas com início a partir do meio-dia do dia 19 de novembro de 2015. 66

Figura 14 - Refletividade horizontal para as 1638 UTC (a), 1715 UTC (b) e 1800 UTC (c), e velocidade radial para as 1800 UTC (d). Modo de varredura PPI com inclinação de $0,5^\circ$. Os círculos em preto possuem espaçamento de 30 km entre si, representando o alcance do radar. 68

Figura 15 - Refletividade horizontal (a), velocidade radial (b), refletividade diferencial (c), fase diferencial específica (d) e coeficiente de correlação cruzado copolar (e) para as 1815 UTC. Modo de varredura PPI com inclinação de $0,5^\circ$ 71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Espectro supercelular de acordo com seu potencial severo. 36

Tabela 2 - Escala Fujita com base no grau de destruição observado. ... 38

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AS - América do Sul
BWER - Bounded Weak Echo Region
CAPE - Convective Available Potential Energy
CIN - Convective Inhibition
CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DD - Downdraft
ECMWF - European Centre for Medium-Range Weather Forecast
ERA-Interim - ECMWF Reanalysis a partir de 1989
EUA - Estados Unidos da América
FFD - Forward Flank Downdraft
CAPPI - Constant Position PPI
GOES - Geostationary Operational Environmental Satellites
HRT - Helicidade Relativa a Tempestade
IEH - Índice de Energia Helicidade
IL - Índice de Levantamento
INMET - Instituto Nacional de Meteorologia
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAN - Jato de Altos Níveis
JBN - Jato de Baixos Níveis
LMA - Lightning Mapping Array
LR - Lapse Rate
NCE - Nível de Condensação Espontânea
NCL - Nível de Condensação por Levantamento
NVR - Número Volumétrico de Richardson
PCS - Parâmetro Composto de Supercélula
PTS - Parâmetro de Tornado Significativo
PNMM - Pressão ao Nível Médio do Mar
PPI - Plan Position Indicator
PR - Paraná
RFD - Rear Flank Downdraft
RS - Rio Grande do Sul
SC - Santa Catarina
SIMEPAR - Sistema Meteorológico do Paraná
TVS - Tornado Vortex Signature
TDS - Tornado Debris Signature
UD - Updraft
UTC - Universal Time Coordinated
VISSR - Visible and Infrared Spin Scan Radiometer

LISTA DE SÍMBOLOS

K_{DP} - Fase diferencial específica

ω - Velocidade vertical

q - Umidade específica

ρ_{HV} - Coeficiente de correlação cruzado copolar

T - Temperatura em 2 m

T_d - Temperatura do ponto de orvalho em 2 m

u - Componente zonal de vento

v - Componente meridional de vento

v_r - Velocidade radial

Z - Refletividade

Z_{DR} - Refletividade diferencial

ζ - Vorticidade relativa

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	25
1.1	JUSTIFICATIVA	26
1.2	OBJETIVO GERAL	27
1.2.1	Objetivos específicos	28
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.1	CLIMATOLOGIA	29
2.1.1	Climatologia norte-americana.....	30
2.1.2	Climatologia sul-americana	31
2.2	PADRÕES EM ESCALA SINÓTICA	31
2.3	FÍSICA DO TORNADO	33
2.3.1	Tornados associados a uma circulação mesociclônica.....	33
2.3.2	Tornados não associados a uma circulação mesociclônica...	36
2.4	CLASSIFICAÇÃO DE INTENSIDADE DE TORNADOS	37
2.4.1	Escala TORRO	37
2.4.2	Escala Fujita.....	38
2.5	MONITORAMENTO.....	40
2.5.1	Radares meteorológicos	40
2.5.2	Imagens de satélite.....	42
2.5.3	Atividade elétrica.....	43
3	DADOS E METODOLOGIA	45
3.1	REGIÃO DE ESTUDO	45
3.2	DADOS UTILIZADOS	45
3.2.1	Dados de Reanálise	46
3.2.2	Satélite e Radar	46
3.2.3	Dados de superfície.....	47
3.3	ANÁLISE SINÓTICA.....	47
3.4	ANÁLISE DE MESOESCALA	48
3.4.1	Descrição dos índices dinâmicos e termodinâmicos utilizados	48
3.5	ANÁLISE ATRAVÉS DE DADOS DE RADAR.....	52
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	53
4.1	IMAGENS DE SATÉLITE	53
4.2	ANÁLISE SINÓTICA ATRAVÉS DOS CAMPOS DE REANÁLISE	55
4.3	ANÁLISE DE MESOESCALA ATRAVÉS DOS CAMPOS DE REANÁLISE.....	62

4.4	CONDIÇÕES EM SUPERFÍCIE	66
4.5	ANÁLISE DE RADAR E ASSINATURAS OBSERVADAS	
	67	
5	CONCLUSÃO	72
6	RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	75
7	REFERÊNCIAS.....	77

1 INTRODUÇÃO

Tornados são observados em todas as regiões do mundo, exceto nos pólos. Entretanto, algumas regiões particulares são atingidas com uma frequência maior em comparação as demais, como as grandes planícies dos Estados Unidos da América (EUA), sudeste da América do Sul (AS) e sudeste da Ásia, (BROOKS; DOSWELL III, 2000; BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

Dados climatológicos e um extensivo registro de eventos severos indicam que uma das regiões mais ativas do mundo em relação a ocorrência de tornados, está localizada na área que cobre desde o norte do Texas até as Dakotas, e do leste do Colorado até partes de Iowa e Minnesota, melhor conhecida como “*Tornado Alley*” nos EUA (BROOKS; DOSWELL III, 2000; BROOKS; DOSWELL III; KAY, 2003; BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003). Essa região reúne os ingredientes necessários para a formação de tornados como as montanhas Rochosas que além de atuar como uma barreira para o escoamento de ar quente e úmido vindo do Golfo do México, também contribui para presença Lapse Rate (LR) acentuado na média troposfera e intenso cisalhamento do vento em altos níveis caracterizado pelo Jato de Altos Níveis (JAN) que atua em conjunto com o Jato de Baixos Níveis (JBN) que transporta umidade oriunda do Golfo do México, produzindo um ambiente extremamente favorável para formação de convecção profunda. (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003; NASCIMENTO, 2004).

Estudos também apontam para a existência de uma região secundária onde a propensão para formação de tempestades severas e tornados no sudeste da América do Sul (AS) é relativamente elevada em comparação as demais regiões do globo (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003). A área que cobre o norte da Argentina, Uruguai, sul do Brasil e sul do Paraguai se encontra em uma espécie de “*Tornado Alley*” na AS conforme sugerido por Rasmussen K. L., Zuluaga e Houze (2014). De maneira semelhante a situação norte-americana, a combinação entre a cadeia montanhosa dos Andes e ar quente e úmido oriundo da bacia Amazônica contribui ocasionalmente para o estabelecimento de condições favoráveis para ocorrência de tempo severo sobre a região (NASCIMENTO, 2004; NASCIMENTO; FOSS, 2009). A cordilheira dos Andes atua como uma barreira em relação ao escoamento de ar quente e úmido vindo da Amazônia, além de contribuir para advecção de ar mais frio e seco em médios e altos níveis elevando o LR, e presença do JAN de oeste em conjunto com o JBN que transporta ar mais quente e úmido

de noroeste, formando condições favoráveis para a ocorrência de tempestades severas com potencial tornádico.

Para o Brasil e em especial a região Sul, ainda existe uma grande escassez em relação a estudos e registros para o estabelecimento de uma climatologia precisa para o regime e frequência de eventos tornádicos sobre a região (NASCIMENTO; DOSWELL III, 2004). Além disso, também é necessária uma análise profunda em relação às características e a física envolvida na formação e manutenção de tempestades severas e potencial tornádico para o cenário sul-americano. Resultados obtidos por estudos recentes apontam para o potencial existente para as regiões Sul e Sudeste do Brasil e a necessidade de um aprofundamento do conhecimento sobre este fenômeno, não apenas com referência a documentação dos casos e pesquisa, mas também no que se refere a previsão e alerta, conforme os eventos registrados nas últimas décadas. (AMORIM *et al.*, 2005; HELD *et al.*, 2006; MARCELINO; NASCIMENTO; FERREIRA, 2005; NASCIMENTO, 2004; NASCIMENTO *et al.*, 2010; NASCIMENTO; DOSWELL III, 2004; SILVA DIAS, 2011).

O avanço de tecnologias de sensoriamento remoto como radares meteorológicos, imagens de satélite e redes de detecção de descargas elétricas, possibilitaram o desenvolvimento e aprimoramento de metodologias voltadas para a análise da estrutura de tempestades tornádicas ao longo de seu ciclo de vida, ampliando o conhecimento envolvido entorno deste fenômeno (ADLER; FENN, 1981; BROWN; LEMON; BURGESS, 1978; FUJITA, 1981; HELD *et al.*, 2006; KNAPP, 1994; KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; MCCANN, 1983; PEREZ; WICKER; ORVILLE, 1997). Além disso, o sensoriamento remoto possui um papel importantíssimo para previsão e monitoramento da formação de tornados através das diversas metodologias propostas, auxiliando em um melhor preparo das organizações civis e mitigação de danos estruturais e preservação de vidas humanas.

Este trabalho busca analisar as condições sinóticas e de mesoescala envolvidas no evento que produziu o tornado que atingiu o oeste do estado do Paraná na primavera de 2015, assim como, a estrutura da tempestade que produziu o tornado utilizando dados de radar e imagens de satélite de maneira a se estudar a física envolvida na estrutura da tempestade que produziu o tornado. Esta metodologia busca por possíveis resultados de maneira a contribuir para o conhecimento científico e aprimoramento de metodologias para previsão e alerta deste tipo de fenômeno.

1.1 JUSTIFICATIVA

Na tarde do dia 19/11/2015 um tornado atingiu a cidade de Marechal Candido Rondon no extremo oeste do Paraná (PR), 1.5 mil casas foram atingidas, 200 empresas, 14 mil residências ficaram sem energia elétrica e 20 pessoas ficaram feridas (G1 GLOBO, 2015a). Neste mesmo dia, dois outros tornados também foram registrados em Santa Catarina (SC) nas cidades de Treze Tílias e Chapecó, no oeste catarinense (G1 GLOBO, 2015b; CACO DA ROSA, 2015).

O tornado tocou o solo na divisa com o município de Pato Bragado e seguiu no sentido leste/sudeste em direção ao centro de Marechal Candido Rondon, ao qual sofreu um impacto direto as 16h15min (CATVE, 2015). Vários estabelecimentos sofreram danos e alguns foram destruídos no caminho percorrido pela tempestade (RADIO PIRATUBA, 2015). Além disso, o fenômeno foi amplamente registrado em vídeos e fotos, sendo observada a presença de múltiplos vórtices. De acordo com o Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR), a estimativa é de que os ventos máximos chegaram a cerca de 125 km/h, se encaixando na classificação F1 na escala Fujita (FOLHA UOL, 2015).

Este foi o terceiro tornado a atingir a região no mesmo ano. Em julho de 2015, um tornado atingiu a cidade de Francisco Beltrão no sudoeste do Paraná com ventos de aproximadamente 115 km/h de acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), deixando cerca de 51 pessoas feridas. Em outubro, outro tornado atingiu Cafelândia no oeste do Paraná, onde não foram registrados ferimentos graves, mas cerca de 21 mil aves morreram (G1 GLOBO, 2015a).

Dada a relevância destes e outros eventos registrados recentemente sobre o sul do Brasil, o tornado de Marechal Candido Rondon foi escolhido para realização desta análise pela dimensão dos danos observados em uma região urbana e seus impactos humanos e socioeconômicos pela região, além do amplo registro do fenômeno pela população possibilitando sua investigação.

1.2 OBJETIVO GERAL

O presente estudo pretende analisar as condições atmosféricas envolvidas antes e durante o evento que atingiu a cidade de Marechal Candido Rondon no estado do Paraná no dia 19 de novembro de 2015, através de análises sinóticas e de mesoescala, dados de reanálises, e observações da estrutura física da tempestade utilizando sensoriamento remoto (radar e satélite).

1.2.1 Objetivos específicos

- I. Caracterização do ambiente atmosférico e identificação de condições favoráveis para o desenvolvimento e manutenção da tempestade que produziu o tornado, com a utilização de dados de reanálises, carta sinótica, imagens de satélite e radar meteorológico.
- II. Análise dinâmica e termodinâmica do evento em estudo.
- III. Identificação de possíveis assinaturas observadas em imagens de radar durante o evento, para a sua utilização em potencial emissão de alertas.
- IV. Comparação e discussão com a literatura existente sobre o tema.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

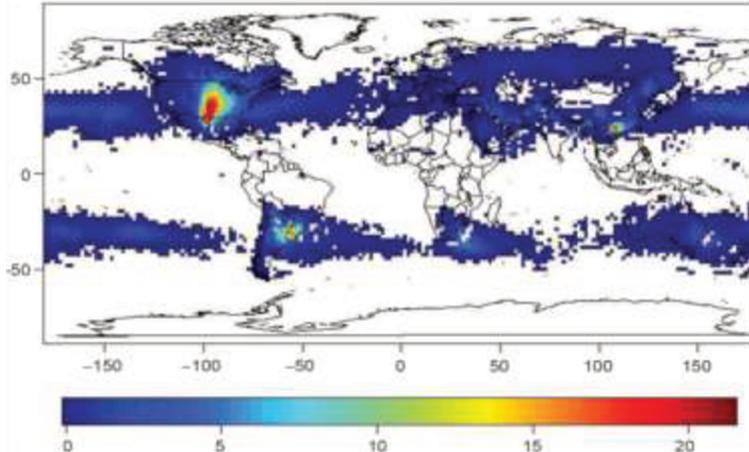
Nesta seção é apresentada uma revisão bibliográfica de acordo com a literatura disponível atualmente, no que se refere a climatologia global e regional sobre o fenômeno, os padrões em escala sinótica e mesoescala associados, a física do tornado de acordo com os tipos de tempestade que o produzem, os métodos de classificação de intensidade, os métodos de monitoramento utilizando o sensoriamento remoto e as respectivas assinaturas observadas em eventos tornádicos

2.1 CLIMATOLOGIA

Anualmente, tornados são observados em quase todas as regiões do mundo, com exceção dos pólos (BROOKS; DOSWELL III, 2000). Entretanto, existem regiões específicas onde a frequência deste fenômeno tende a ser maior em comparação às demais. Pode-se citar, em especial, o centro dos Estados Unidos da América, sul do Brasil e norte da Argentina, leste da Índia e Bangladesh e o sudeste da China (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). A Figura 1 apresenta os resultados obtidos por Brooks, Lee e Craven (2003) para o número médio de dias por ano com condições favoráveis para formação e manutenção de supercélulas tornádicas para todo o globo. Com base nesses resultados, as duas áreas mais ativas do mundo em termos de ocorrência de tornados são as grandes planícies do Meio-Oeste dos EUA e o sudeste da AS.

Outras regiões do mundo também apresentam um conjunto de eventos significativos mesmo que em menor frequência, tais como: África do Sul (DE CONING; ADAM, 2000), Austrália (BUREAU OF METEOROLOGY, 2016), Alemanha, Bangladesh, Canadá, França, Polônia, e Rússia (FINCH; BIKOS, 2012).

Figura 1 - Número médio de dias por ano que reúnem condições atmosféricas favoráveis para formação de supercélulas tornádicas para todo o globo. A climatologia acima foi obtida através de dados coletados do banco de Reanalysis.



Fonte: Markowsky e Richardson (2010).

2.1.1 Climatologia norte-americana

Vários estudos envolvendo registros de eventos e dados climatológicos nos EUA mostram que o meio-oeste e leste dos EUA são uma das regiões mais atingidas por tornados no mundo (BROOKS; DOSWELL III, 2000; BROOKS; DOSWELL III; KAY, 2003; BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003). Desde o início dos registros, na primeira metade da década de XIX, o número médio de tornados observados anualmente passou de 200 para 1200 nas últimas três décadas. (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003). Entretanto, deve-se enfatizar que este aumento nos registros não está associado diretamente à mudanças físicas ou climatológicas, mas sim ao aumento da densidade populacional e avanço tecnológico dos meios de comunicação. (BROOKS; DOSWELL III; KAY, 2003). Em especial, a área que se estende desde o norte do Texas até as Dakotas e do leste do Colorado até partes de Iowa e Minnesota, é conhecida como “*Tornado Alley*”, dada sua alta propensão de ocorrência do fenômeno. Esta condição é resultado de sua localização próxima das montanhas rochosas e do golfo do México, onde massas de ar de características distintas (ar quente e úmido do golfo de México e ar polar frio e seco do interior do Canadá) tendem a colidir nos meses de transição, principalmente na primavera, proporcionando condições ideais para ocorrência de convecção profunda supercelular.

2.1.2 Climatologia sul-americana

No sudeste da AS é observada uma situação semelhante à norte americana. A área que compõe Uruguai, norte da Argentina, sul do Brasil e sul do Paraguai é considerada como uma das mais propensas à formação de tornados no mundo. (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003). Semelhante à condição norte-americana, a AS também possui uma região montanhosa a oeste dos pampas argentinos próxima de uma área com abundância de ar quente e úmido sobre a bacia Amazônica (NASCIMENTO, 2004; NASCIMENTO; FOSS, 2009). Ocasionalmente, as condições dinâmicas e termodinâmicas favoráveis para formação de convecção supercelular são observadas nesta área. (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003). Além disso, utilização de registros de eventos tornádicos sugere a presença de um “*Tornado Alley*” na região mais a leste dos Andes sobre o La Pampa argentino (RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA; HOUZE, 2014).

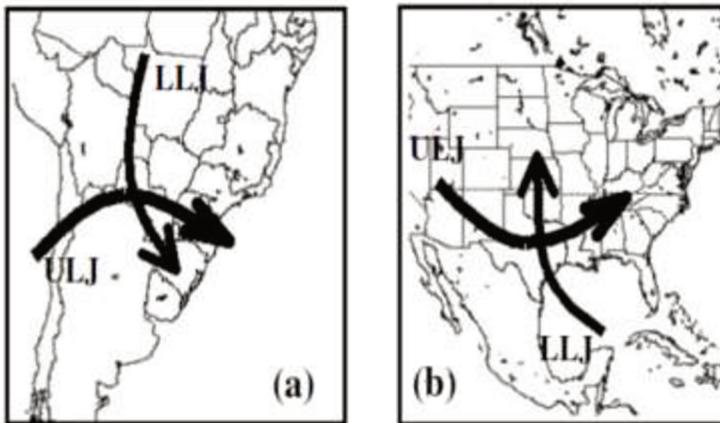
Para o Brasil, em especial, dada a escassez de registros de eventos tornádicos até recentemente, torna-se difícil a construção de uma climatologia precisa de ocorrência de tornados (NASCIMENTO; DOSWELL III, 2004). Entretanto, de maneira semelhante à metodologia utilizada por Brooks, Lee e Craven (2003), Nascimento e Foss (2009) obtiveram resultados que indicam a propensão do sul e sudeste brasileiro para ocorrência de tempestades tornádicas durante a primavera. Registros mais recentes confirmam isto através de eventos observados sobre os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e São Paulo (AMORIM *et al.*, 2005; HELD *et al.*, 2006; MARCELINO; NASCIMENTO; FERREIRA, 2005; NASCIMENTO, 2004; NASCIMENTO *et al.*, 2010; NASCIMENTO; DOSWELL III, 2004; SILVA DIAS, 2011).

2.2 PADRÕES EM ESCALA SINÓTICA

De acordo com os resultados obtidos por Brooks, Doswell III e Kay (2003) e Brooks, Lee e Craven (2003), tempestades severas estão diretamente associadas à abundância de umidade na baixa troposfera, LR acentuados na média troposfera (700-500 hPa), e forte cisalhamento do vento. A região das grandes planícies americanas possui as montanhas Rochosas a oeste, que atuam como uma fonte para advecção de ar mais frio e seco em média troposfera, favorecendo a presença de LR mais acentuados, assim como uma barreira para o escoamento de ar mais quente e úmido provido do Golfo do México. A combinação destas duas

condições favorece a ocorrência de um ou mais dos ingredientes acima. Além disso, o encontro de ventos de oeste/sudoeste em média troposfera (JAN) com ventos de sul/sudeste na baixa troposfera (JBN), contribui para um ambiente com grande cisalhamento do vento (Figura 2b). Nascimento (2004), e Nascimento e Foss (2009) mostram que um cenário similar é encontrado no sudeste da AS, onde a cordilheira dos Andes age como fonte de advecção de ar mais frio e seco em médios níveis favorecendo LR mais altos, em associação com o ar mais quente e úmido oriundo da Bacia Amazônica em baixos níveis. A justaposição dos ventos em médios e baixos níveis associados ao JAN e JBN, também contribui para ambientes com cisalhamento do vento considerável (Figura 2a).

Figura 2 - Diagrama representando a combinação do jato em baixos níveis (LLJ) e do jato em altos níveis (ULJ) em situações de condições favoráveis para a ocorrência de tempo severo para a AS (a) e EUA (b).



Fonte: Nascimento (2004).

Eventos tornádicos extremos nos EUA costumam estar associados à formação de um ciclone extratropical em superfície acompanhado pelo deslocamento de uma frente fria ou linha seca, ou até ambas. Além disso, eventos intensos também podem ser observados no setor quente do ciclone localizado entre a sota-vento da frente fria ou seca, e a cata-vento da frente quente (GARNER, 2013). A combinação entre ingredientes e um mecanismo forçante frontal conduz a formação de convecção profunda supercelular severa e eventualmente tornádica. Nascimento e Foss (2009) observaram um padrão similar para a AS, em que tempestades severas são mais comuns em situações de formação de um

ciclone extratropical em superfície associado ao deslocamento de uma frente fria em superfície. Entretanto, o autor nota que eventos severos também são associados à presença de um cavado invertido no norte da Argentina, ou a combinação deste cavado e o deslocamento de um sistema frontal associado a um ciclone em superfície. Além disso, também é observado certo contraste à condição americana, em que os eventos sul-americanos são observados mais afastados do centro do ciclone. Isto pode estar associado ao fato de que climatologicamente, a ciclogênese na AS é mais frequente sobre o Oceano Atlântico próximo à bacia do Prata, longe do continente (GAN; RAO, 1991).

2.3 FÍSICA DO TORNADO

Um tornado é definido como uma coluna de ar estreita que rotaciona de maneira violenta, possuindo um diâmetro médio de 100 m, a qual se estende da superfície do solo até o interior de uma nuvem de tempestade, podendo ser observado como um funil de condensação ligado à base da nuvem, ou como um redemoinho de poeira e/ou destroços sobre o solo (DAVIES-JONES; TRAPP; BLUESTEIN, 2001). Ainda assim, tornados podem ser classificados em duas classes.

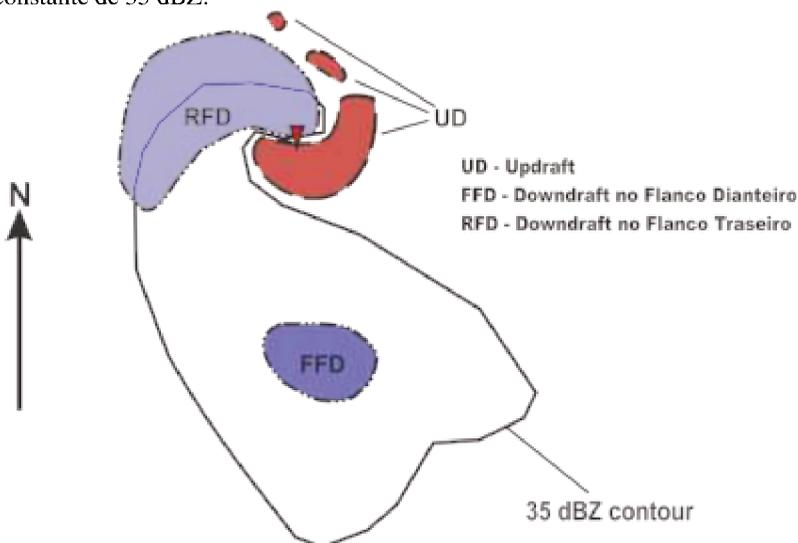
2.3.1 Tornados associados a uma circulação mesociclônica

Tornados deste tipo são produzidos por tempestades denominadas supercélulas. Este tipo de tempestade é caracterizado pelo seu tempo de vida mais duradouro em relação à outras tempestades comuns, sendo frequentemente observadas em ambientes com intenso cisalhamento vertical do vento e suficientemente instáveis com a presença de ar mais quente e úmido nos níveis mais baixos, associados a um mecanismo de levantamento (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003; FUJITA, 1981). A maioria dos tornados intensos e violentos, de longa vida e grandes dimensões, é produzida por este tipo de tempestade. (DOSWELL III; BURGESS, 1993; GRAF; SPRENGER; MOORE, 2009).

Supercélulas possuem como principal característica a presença de um máximo de rotação nos níveis médios do Updraft (UD) de uma nuvem de grande desenvolvimento vertical (cumulonimbus), conhecido como mesociclone, sendo persistente ao longo de quase toda a estrutura vertical da tempestade e seu ciclo de vida (DOSWELL III; BURGESS, 1993; FUJITA, 1981; LEMON; DOSWELL III, 1979; ROTUNNO; KLEMP, 1985). O mesociclone no interior da nuvem surge a partir da torção de vorticidade horizontal, resultante do cisalhamento vertical do vento

ambiente. Sobre estas condições, a estrutura vertical da nuvem cumulonimbus tende a ter uma inclinação no sentido do deslocamento de modo que, a precipitação é carregada pelo UD e depositada no flanco dianteiro, chamado de Forward Flank Downdraft (FFD). Entretanto, para a formação de um tornado, é necessário que o mesociclone se estenda até os níveis mais baixos da nuvem, de modo que a coluna de ar toque o solo (LEMON; DOSWELL III, 1979). Rotunno e Klemp (1985), verificaram que para isso ocorra, é necessário que além do cisalhamento do vento, também haja um mecanismo de torção do escoamento incidente no interior da tempestade. Neste caso, eles observaram que a inclinação dos tubos de vorticidade horizontal ocorre por um mecanismo baroclínico produzido pela precipitação de chuva no flanco traseiro da tempestade conhecido como Rear Flank Downdraft (RFD). Estas características são exibidas na Figura 3. A chuva é capturada pelo mesociclone em níveis médios, se resfriando a medida que a precipitação evapora em direção à superfície, aumentando a densidade do ar e gerando o levantamento de tubos de parcelas com vorticidade vertical ciclônica, intensificando e estendendo até a superfície. Estudos mais recentes realizados por Brooks, Doswell III e Wilhelmson (1994), e Davies-Jones, Trapp e Bluestein (2001), obtiveram resultados similares, confirmando a importância deste mecanismo na tornadogênese.

Figura 3 - Plano esquemático horizontal de uma supercélula tornádica clássica próxima superfície para o HS. As linhas grossas indicam o eco do radar ao valor constante de 35 dBZ.



Fonte: Adaptado de Kumjian e Ryzhkov (2008).

De acordo com Markowski e Richardson (2010), supercélulas podem ser divididas em três classes com características distintas:

- I. Supercélula de baixa precipitação: a precipitação é fraca ou inexistente nessa classe, dada sua ocorrência sobre regiões onde o ambiente é mais seco, como na região de fronteira de linhas secas. Boa parte da precipitação produzida pela tempestade costuma cair mais adiante da base da tempestade, e evapora antes de atingir o solo. Tornados produzidos por este tipo de supercélula costumam ser mais raros e fracos.
- II. Supercélula de alta precipitação: caracterizada por precipitação intensa na região de seu mesociclone. São mais observadas em regiões de convecção profunda com grande quantidade de umidade disponível. Produzem todos os tipos de tempo severo como granizo, ventos fortes, chuvas torrenciais e tornados. Os tornados observados neste tipo de tempestade também costumam

ser mais raros. Entretanto, dada à alta quantidade de chuva entorno do mesociclone, os tornados produzidos costumam ser envoltos por uma cortina de chuva dificultando a visualização de qualquer circulação em superfície.

- III. Supercélula clássica: este tipo de supercélula se encaixa no meio do espectro, onde sua precipitação costuma ser moderada, distribuída de maneira bem definida nos flancos dianteiro e traseiro da tempestade. São mais comuns em regiões de transição entre ambientes com maior abundância de umidade e mais secos. A maioria dos tornados violentos observados no globo é produzida por esta classe.

A tabela 1 apresenta o potencial severo e tornádico para cada um dos espectros de tempestades supercelulares conforme apresentado por Doswell III e Burgess (1993).

Tabela 1 - Espectro supercelular de acordo com seu potencial severo.

Classe	Potencial severo
Supercélulas de baixa precipitação	Normalmente não são tornádicas e muitas não são severas, apesar de exibir uma rotação persistente.
Supercélulas de alta precipitação	Podem ser acompanhadas por todos os tipos de fenômenos severos como granizo, rajadas de vento e tornados, sendo alguns intensos. Também são capazes de produzir chuva torrencial e enxurradas.
Supercélulas clássicas	Capazes de causar uma grande variedade de fenômenos severos e são responsáveis pela maioria dos tornados violentos (F4-5).

2.3.2 Tornados não associados a uma circulação mesociclônica

O ciclo de vida de tornados produzidos por este tipo de tempestade costuma ser diferente do observado em tornados mesociclogênicos. Estes tornados também denominados *landspouts* costumam ser precedidos por uma circulação em baixos níveis resultante da instabilidade por cisalhamento em regiões de fronteira entre massas de ar, logo abaixo de

um UD em amadurecimento de uma nuvem de menor desenvolvimento vertical (cumuli ou cumulus congestus), causando uma mudança brusca na direção dos ventos em níveis mais baixos e conseqüentemente, o estiramento de vorticidade positiva para seu interior. (DAVIES-JONES; TRAPP; BLUESTEIN, 2001; WAKIMOTO; WILSON, 1989). Em contraste com tornados supercelulares que costumam ocorrer no estágio maduro da tempestade onde o UD e Downdraft (DD) são bem definidos, tornados que não são produzidos por um mesociclone não requerem a presença de um DD, e surgem a partir da intensificação de vórtices de pequena escala em superfície, pré-existentes na região de convecção sobreposta (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Similar a *landspouts*, trombas d' água também são tornados não associados a um mesociclone, sendo que a diferença se encontra no fato de o primeiro se formar sobre superfícies continentais enquanto que o outro, sobre corpos da água como lagos e oceanos (DOSWELL III; BURGESS, 1993).

2.4 CLASSIFICAÇÃO DE INTENSIDADE DE TORNADOS

Para determinação de intensidade de tornados observados, costuma-se utilizar escalas de modo a padronizar a intensidade de um tornado com base em estimativas da velocidade dos ventos máximos registrados em superfície, analisando o grau de destruição causado pelo vento. Dentre as escalas mais utilizadas ao redor do globo, pode-se citar a escala TORRO e a escala Fujita.

2.4.1 Escala TORRO

Meaden desenvolveu em 1976 uma escala com base em dados de tornados registrados na Inglaterra, onde a velocidade do vento é estimada através da classificação dada ao tornado, sendo calculada através de:

$$V_T = 2.36(T + 4)^{1.5} \quad (1)$$

onde T é a classificação na escala TORRO, e V_T a velocidade do vento em m s^{-1} . Esta escala é utilizada na Inglaterra e algumas regiões da Europa (GRAF; SPRENGER; MOORE, 2009). A escala TORRO ainda pode ser aproximada a escala Fujita, já que a diferença entre a atribuição de velocidade é de cerca de 6%. Em termos operacionais, as duas escalas diferem apenas nos detalhes da equação que as define. Normalmente a

escala Fujita costuma ser adotada por ser a mais usada (BROOKS; DOSWELL III, 2000).

2.4.2 Escala Fujita

Utilizando registros de destruição como fotos e filmes de tornados que atingiram os Estados Unidos desde a década de 1950, quando os primeiros dados oficiais começaram a ser registrados até 1970, Fujita procurou desenvolver uma escala a qual fosse possível estimar a intensidade dos ventos próximos à superfície com base no grau de destruição, marcas características no solo e formato da nuvem funil, observados pela passagem de um tornado, (FUJITA, 1971; FUJITA; PEARSON, 1973).

A escala Fujita foi construída de modo a conectar de maneira suave ventos de força 12 da escala Beaufort (SINGLETON, 2008) e intensidade 1 da escala Mach (YOUNG *et al.*, 2010) com 12 passos de incrementos não lineares (FUJITA, 1981). A velocidade dos ventos pode ser calculada com

$$V_F = 6.30(F + 2)^{1.5} \quad (2)$$

onde F é a classificação na escala Fujita, e V_F a velocidade do vento em m s^{-1} . Neste caso, são possíveis treze classificações para tornados que ocorram sobre a superfície terrestre, variando entre F0 e F12. Entretanto, conforme citado por Fujita (1971), tornados de intensidade F6 ou maior, teriam velocidades acima da velocidade do som e sua ocorrência seria inconcebível sobre a superfície da Terra. Assim, um tornado é classificado com base na intensidade máxima dos danos observados em superfície. A Tabela 2 apresenta cada uma das classificações com base nos danos observados e suas respectivas velocidades do vento.

Tabela 2 - Escala Fujita com base no grau de destruição observado.

Classificação	Velocidade dos ventos	Danos observados
F0	18-32 m s^{-1}	Dano leve: chaminés danificadas; galhos de árvore quebrados; queda de árvores de raiz rasa.

F1	33-49 m s ⁻¹	Dano moderado: telhados danificados; automóveis em movimento deslocados.
F2	50-69 m s ⁻¹	Dano considerável: telhados de casas pré-moldadas arrancados; queda de árvores grandes; pequenos misseis são gerados.
F3	70-92 m s ⁻¹	Dano severo: telhados e algumas paredes são arrancados de casas reforçadas; carros são levantados do chão e arremessados; queda da maioria das árvores em uma floresta.
F4	93-116 m s ⁻¹	Dano devastador: casas reforçadas desintegradas; estruturas de fundamento fraco são arrancadas; carros arremessados e projeteis grandes são gerados.
F5	117-142 m s ⁻¹	Dano devastador: Casas pré-moldadas reforçadas são arrancadas do fundamento e carregadas por uma distância considerável até desintegrarem; misseis com dimensões de carros voam por mais de 100 m; árvores são descascadas.

Após três décadas de sua criação, foram notadas várias deficiências para a classificação de tornados, como lacunas nos tipos de danos observados e esperados, e a estimativa da velocidade do vento. McDonald e Mehta (2006) propuseram uma série de ajustes para a escala Fujita original resultando na Enhanced Fujita Scale (escala EF), sendo oficialmente adotada no ano seguinte pelo serviço meteorológico americano e em 2013 pelo serviço meteorológico canadense. Os demais

serviços meteorológicos ao redor do globo em sua maioria, ainda utilizam a escala antiga (EDWARDS *et al.*, 2013).

2.5 MONITORAMENTO

Para o monitoramento e previsão em curto prazo de tempestades severas, o sensoriamento remoto da atmosfera possui um papel importante para realização desta tarefa. A implementação de satélites e radares meteorológicos a partir da década de 1960, possibilitou o surgimento de um espectro extensivo de conhecimento sobre os processos físicos envolvidos no ciclo de vida de tempestades. (BROWN; LEMON; BURGESS, 1978; FUJITA, 1981; MCCANN, 1983). Com o aprimoramento de novas tecnologias, como a implementação do radar Doppler e uso de variáveis polarimétricas na identificação de assinaturas características presentes em tempestades supercelulares tornádicas (BROWN; LEMON; BURGESS, 1978), além da observação de assinaturas presentes em tempestades tornádicas através de imagens de satélite pelo canal infravermelho (ADLER; FENN, 1981; MCCANN, 1983). Recentemente, dados descargas elétricas solo-nuvem e intra-nuvem também foram utilizados na tentativa identificação de assinaturas presentes na tornadogênese (HELD *et al.*, 2006; KNAPP, 1994; PEREZ; WICKER; ORVILLE, 1997).

2.5.1 Radares meteorológicos

Dados de radar são fontes importantíssimas para determinação em tempo real da posição, severidade e trajeto de tempestades. A refletividade volumétrica e velocidade radial são as variáveis primárias para identificação de assinaturas em tempestades severas (BUREAU OF METEOROLOGY, 2016).

As primeiras assinaturas foram observadas no início da década de 1950 nos EUA, onde além da análise de intensidade de precipitação pela refletividade de hidrometeoros, também foi notada uma região de alta refletividade em formato de gancho (hook echo) em supercélulas tornádicas durante uma onda de tornados que atingiu o estado de Illinois (FUJITA, 1981; MARKOWSKI, 2002). Esta característica foi observada e efetivamente utilizada para emissão de alertas em 1960, durante uma sequência de tornados produzidos por uma supercélula que atingiu o nordeste do estado do Kansas (GARRETT; ROCKNEY, 1962). Trabalhos mais recentes também apresentaram resultados semelhantes utilizando metodologias similares de modo a identificar a presença de um

mesociclone no interior da tempestade (BUREAU OF METEOROLOGY, 2016; HELD *et al.*, 2006; KUMJIAN; RYZHKOV, 2008). De acordo com Lemon e Doswell III (1979), e Markowski (2002), o gancho de refletividade é um indicativo da presença de um mesociclone que se estende próximo à superfície, conforme o ar subsidente do interior da tempestade é deslocado para o flanco oeste da mesma pelo RFD entorno do UD. Essa assinatura entra em acordo com o mecanismo baroclínico presente em tempestades supercelulares citado anteriormente, e é um indicativo de intensificação do mesociclone em superfície. Entretanto, nem todas supercélulas tornádicas apresentam esta característica como é o caso de supercélulas de alta precipitação e baixa precipitação, ou tornados não associados a um mesociclone (DOSWELL III; BURGESS, 1993; KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; WAKIMOTO; WILSON, 1989).

Brown, Lemon e Burgess (1978), analisaram campos de velocidade radial presentes em tempestades utilizando radares Doppler enquanto estas produziam tornados na região central do estado de Oklahoma em 1973, e verificaram a presença de uma região de rotação intensa nos níveis mais baixos, na forma de um sinal onde partículas de hidrometeoros se movimentam em altas velocidades em direção e distante do radar em uma região bem concentrada próxima ao mesociclone. Normalmente, esta rotação é observada em médios níveis, e pode se estender tanto para a base da nuvem como também para níveis mais altos. Esta assinatura é frequentemente empregada em algoritmos de sistemas de alerta e monitoramento na identificação do Tornado Vortex Signature ou simplesmente TVS (DAVIES-JONES; TRAPP; BLUESTEIN, 2001; GRAF; SPRENGER; MOORE, 2009; ROBERTS; BURGESS; MEISTER, 2006).

Conforme apresentado por Kumjian e Ryzhkov (2008), outras assinaturas importantes na detecção de tornados e mesociclones incluem:

- I. Tornado Debris Signature (TDS): visível através de um ponto de alta refletividade horizontal na extremidade do hook echo, ou baixos valores de coeficiente de correlação e refletividade diferencial. Indica que destroços estão sendo carregados pelo tornado em superfície.
- II. Bounded Weak Echo Region (BWER): caracterizada por uma região de refletividade fraca ou inexistente próxima a superfície, normalmente em conjunto com o hook echo. Sinaliza a presença de um forte influxo de ar em baixos

níveis, e intenso UD que transporta a precipitação até o FFD. Também é visível através de cortes verticais em tempestades supercelulares como uma região de pouca ou nenhuma refletividade entre o RFD e o FFD e também é um indicador da intensidade do UD onde hidrômetros são suspensos pelas correntes ascendentes e depositados no FFD.

- III. Arco de Refletividade Diferencial: região de grande refletividade diferencial que costuma ser visível ao norte do FFD no hemisfério sul. Essa assinatura normalmente está acoplada com a área de máximo gradiente de refletividade, e é resultado da separação de gotículas de chuva grandes em relação a gotículas menores pela ação da gravidade e cisalhamento do vento no interior da tempestade.

2.5.2 Imagens de satélite

Adler e Fenn (1981), utilizaram imagens de canal infravermelho de satélites geoestacionários de modo a verificar o comportamento relativo à taxa de variação de topos de tempestades tornádicas durante seu ciclo de vida. Entre os principais resultados, foram observados que durante o desenvolvimento do mesociclone, ocorre um rápido crescimento do topo da nuvem minutos antes de o tornado tocar solo, enquanto que durante o ciclo de vida do tornado é observada uma ligeira queda na taxa de crescimento. Os autores sugerem que esta sequência de eventos está associada à intensificação rápida do UD, enquanto que durante a formação e intensificação do vórtice o UD enfraquece e o DD se intensifica. McCann (1983), também utilizou imagens de satélite no infravermelho de modo a detectar a presença de uma assinatura *enhanced-V* observada próximo ao topo de tempestades severas. Essa assinatura é resultado de ventos fortes na alta troposfera que encontram a região de UD que atua como uma barreira, de modo que o escoamento tende a ser desviado, formando uma região de temperaturas mais quentes na parte traseira do topo da nuvem (ADLER, R. F.; MACK, 1986; BUREAU OF METEOROLOGY, 2016; NWS, 1998; RABIN, 2004). A utilização desta assinatura tem demonstrado resultados satisfatórios para emissão de alertas minutos antes da formação de tornados. Entretanto, nem todas as tempestades severas costumam exibir esta característica, o que torna este método pouco eficiente (RABIN, 2004).

2.5.3 Atividade elétrica

Knapp (1994) utilizou dados de observação de descargas elétricas nuvem-solo entre os anos de 1991 e 1992, para identificação de padrões observados em tempestades severas que atingiram os EUA durante a primavera. Dentre os principais resultados, foi observada a ocorrência de picos na taxa de descargas elétricas por unidade de tempo para intervalos de 5 minutos em supercélulas minutos antes de um tornado tocar o solo, queda durante a tornadogênese, e um novo aumento após o tornado tocar o solo, além da mudança de polaridade das descargas cerca 10 minutos antes do primeiro registro do tornado em alguns casos. Perez, Wicker e Orville (1997), analisaram dados de descargas nuvem-solo de 42 tornados violentos (F4/F5) registrados em um período de três anos para boa parte dos EUA, e obtiveram resultados semelhantes aos de Knapp (1994). Entretanto, tanto as variações no número de descargas antes e depois da formação do tornado, como a mudança na polaridade, ofereceram pouco acréscimo na previsibilidade destes eventos, sendo que em alguns casos estes padrões não foram observados. Em particular, Held *et al.* (2006) identificaram um padrão similar na variação de descargas minutos antes e durante a tornadogênese, nos tornados que atingiram o estado de São Paulo entre 25 de maio de 2004 e 24 de maio de 2005, incluindo o bem documentado tornado F3 de Indaiatuba. Goodman *et al.* (2005) além de utilizarem dados de descargas elétricas nuvem-solo também fizeram uso do número total de descargas (nuvem-solo mais intranuvem), fornecidos pela rede de detecção de descargas elétricas *Lightning Mapping Array* (LMA) para o norte do estado do Alabama nos EUA durante uma onda de tornados no outono de 2002, sendo os resultados mais satisfatórios obtidos com os dados de descarga total que segue uma tendência similar ao observado em descargas nuvem-solo, mas que costuma preceder este padrão em alguns minutos, o que aumenta o intervalo de tempo para emissão de alertas. Em fevereiro de 2008, o Serviço Meteorológico Nacional de Huntsville, também localizado no norte do Alabama, atribuiu o sucesso na emissão de alertas tornádicos com até 20 minutos de antecedência ao uso das informações em tempo real de descargas intranuvens e nuvem-solo em conjunto com outras ferramentas de sensoriamento remoto durante um surto de tornados que assolou a região (DARDEN *et al.*, 2010). Schultz, Petersen e Carey (2011) analisaram 711 tempestades severas e não-severas distribuídas entre o leste e meio-oeste dos EUA verificando que o padrão de saltos é mais bem observado utilizando dados de descarga total, dado o fato de

que em uma fração considerável de casos documentados a quantidade de raios nuvem-solo era muito menor ou até desprezível em relação ao número de raios intranuvem, mas por outro lado, também foram observadas deficiências para situações onde quantidade de raios é muito pequena durante o ciclo de vida da tempestade.

3 DADOS E METODOLOGIA

Neste estudo, as análises foram divididas em duas partes principais: uma análise sinótica e de mesoescala do ambiente atmosférico antes, durante e depois da ocorrência do evento; a segunda relativa às análises extraídas de ferramentas de sensoriamento remoto utilizando dados de radar e satélite.

3.1 REGIÃO DE ESTUDO

A área de estudo para este trabalho é composta pelo município de Marechal Cândido Rondon, localizado no extremo oeste do Paraná fazendo fronteira com o Paraguai através do rio Paraná (Fig. 4). O município possui uma área de cerca de 748 mil km², e população de quase 47 mil habitantes de acordo com o último censo de 2010 (IBGE, 2017).

Figura 4 - Localização geográfica do município Marechal Cândido Rondon.



Fonte: adaptado de IBGE. <http://cidades.ibge.gov.br>.

3.2 DADOS UTILIZADOS

Nesta seção são apresentados os dados utilizados para realização deste estudo, e as respectivas metodologias utilizadas no desenvolvimento deste trabalho.

3.2.1 Dados de Reanálise

Reanálise dos campos disponíveis pelo modelo de reassimilação de dados do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) *ECMWF Reanalysis* (ERA-Interim - <http://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis>). Os dados foram obtidos com resolução espacial de 0.25° de latitude e longitude, resolução temporal de 06 horas intercalada entre os períodos de 00, 06, 12 e 18 UTC (DEE *et al.*, 2011), para o dia anterior e o dia do evento. As variáveis utilizadas neste trabalho foram: temperatura em 2 m (T) em K, temperatura do ponto de orvalho em 2 m (T_d) em K, vorticidade relativa (ζ) em s^{-1} e componentes zonal (u) e meridional (v) de vento em $m s^{-1}$ para os níveis verticais de pressão de 925, 850, 700, 500, 300 e 250 hPa.

3.2.2 Satélite e Radar

Foram utilizadas imagens de satélite no canal infravermelho (10,2 - 12,2 μm) do sensor *Visible and Infrared Spin Scan Radiometer (VISSR)*, abordo do satélite geostacionário *Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES-13)*, disponíveis no site do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (www.cptec.inpe.br).

Além disso, foram utilizadas imagens do radar Doppler localizado em Cascavel pertencente ao SIMEPAR (Fig. 5). O aparelho opera na Banda-S de frequência com dupla polarização (SELUZNIAK, 2016), e é utilizado para visualização de precipitação e vento radial, além de eventos severos como vendavais e granizo. Sua resolução radial é capaz de cobrir uma região com 240 km no modo quantitativo e o dobro em modo qualitativo, realizando uma varredura da atmosfera com período de 10 minutos gerando dados que acoplados a outras informações, possibilitam a emissão de alertas de eventos meteorológicos severos através de previsões de curto prazo (*Nowcasting*) com cerca de 6 horas de antecedência (SIMEPAR, 2014). Em situações de precipitação na região quantitativa (raio de 240 km), são realizados registros volumétricos com período de 10 minutos utilizando duas estratégias de varredura: avaliação de precipitação na área total de cobertura com raio 480 km SURV480 (com elevação da antena de 0.0°) e medição volumétrica em um raio de 240 km VOL240 (12 elevações da antena, de 0.5° a 9.2°) com informações de velocidade radial. Nestas condições, os principais modos de visualização são através de mapeamento dos dados em plano horizontal *Plan Position Indicator (PPI)*, corte horizontal dos dados *Constant Altitude PPI (CAPPI)* e o corte vertical dos dados *Range Height*

Indicator (RHI), (DE OLIVEIRA, 2016). Assim como, os produtos polarimétricos: refletividade (Z); refletividade diferencial (Z_{DR}); velocidade radial (v_r); fase diferencial específica (K_{DP}); magnitude do coeficiente de correlação cruzado copolar (ρ_{HV}).

Figura 5 - Localização das estações meteorológicas de superfície e do radar Doppler pertencentes ao SIMEPAR, em relação a cidade de Marechal Cândido Rondon.



Fonte: o Autor.

3.2.3 Dados de superfície

Além dos dados de sensoriamento remoto, também foram utilizados dados temperatura, velocidade do vento e rajada, coletados pela rede de estações meteorológicas pertencentes ao SIMEPAR (<http://www.simepar.br>), situadas nas cidades Cascavel, Foz do Iguaçu e Umarama (Fig. 5), sendo estas as mais próximas da localização do evento com dados disponíveis.

3.3 ANÁLISE SINÓTICA

Foram confeccionadas a carta sinótica em superfície e campos de vento utilizando os dados do modelo *ERA-Interim* e o software de visualização e manipulação interativa de dados de geociências *GrADS* (DOTY; HOLT, 1999), para o dia do evento nos níveis de 850, 500 e 250

hPa, e para os horários de 06 e 12 UTC. A carta sinótica foi utilizada como ferramenta auxiliar na identificação dos possíveis sistemas atuantes, antes e durante a ocorrência do tornado. Esta análise busca identificar e caracterizar os padrões sinóticos envolvidos na sinopse do evento, tais como: a presença de uma região de confluência de ventos na alta troposfera entre 300 e 250 hPa; a presença de uma região de confluência de ventos na baixa troposfera entre os níveis de 850 e 700 hPa; o cisalhamento vertical moderado a forte do perfil de velocidade do vento para o intervalo de 0-6 km; vorticidade relativa em 850 e 500 hPa. Dessa forma, é possível identificar ou não o padrão sinótico típico sugerido por Nascimento (2004), de acoplamento entre o JBN e o JAN favorável a ocorrência de ambientes de tempestades severas com potencial tornádico. Imagens de satélite e radar também foram úteis para a identificação de sistemas convectivos atuantes sobre a região, antes e durante a ocorrência do fenômeno.

3.4 ANÁLISE DE MESOESCALA

Foram confeccionados mapas utilizando dados do modelo *ERA-Interim* e scripts feitos pelo autor para o cálculo de alguns índices atmosféricos a partir do software *GrADS*, afim de, visualizar os níveis de umidade do ar próximo à superfície e de alguns índices dinâmicos e termodinâmicos, tais como: temperatura em 2 m (T); temperatura do ponto de orvalho (T_d); Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE); Helicidade Relativa à Tempestade (HRT); Índice de Energia-Helicidade (IEH); Parâmetro Composto de Supercélula (PCS); Parâmetro de Tornado Significativo (PTS). A análise destes componentes busca a identificação e interpretação das condições termodinâmicas e dinâmicas atmosféricas presentes no evento, que contribuem para a ocorrência de convecção profunda e vigorosa, UD e DD intensos, ocorrência de fenômenos severos como precipitação de granizo, rajadas de vento em superfície e tornados.

3.4.1 Descrição dos índices dinâmicos e termodinâmicos utilizados

A temperatura do ponto de orvalho (T_d) é a temperatura pela qual o ar deve ser resfriado a pressão constante para que se torne saturado (WALLACE; HOBBS, 2006). Esta variável é útil para a estimativa da umidade relativa presente no ambiente e é utilizada na obtenção de produtos importantes para a iniciação convectiva, como os Níveis de

Condensação por Levantamento (NCL) e Condensação Espontânea (NCE), além de previsão de fenômenos severos como, microexplosões e precipitação de granizo em diagramas termodinâmicos (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

O índice CAPE (Convective Available Potential Energy) é um índice de instabilidade atmosférica que representa a tendência de aceleração que uma parcela pode sofrer ao ser deslocada verticalmente na atmosfera, pela sua flutuabilidade positiva em relação ao ambiente (GRAF; SPRENGER; MOORE, 2009; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010), e é descrita matematicamente pela Equação 3:

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} g \left(\frac{T_{v_{parcela}} - T_{v_{ambiente}}}{T_{v_{ambiente}}} \right) dz \quad (3)$$

onde g é a aceleração da gravidade em $m\ s^{-2}$, $T_{v_{parcela}}$ e $T_{v_{ambiente}}$ são a temperatura virtual da parcela e do ambiente em K respectivamente, NE o Nível de Equilíbrio em m, e o $CAPE$ a energia potencial convectiva disponível em $J\ kg^{-1}$. Observações realizadas por vários autores indicam que em situações de tempo severo, como a ocorrência de surtos (*outbreaks*) de tornados, existe uma relação direta com o índice CAPE onde os valores devem ser suficientemente altos (valores de $1000\ J\ kg^{-1}$ a $5000\ J\ kg^{-1}$ ou até mais em situações excepcionais) para formação de convecção profunda até o instante em que a camada de inibição seja vencida pela ação de um mecanismo de levantamento (BUREAU OF METEOROLOGY, 2016; DE OLIVEIRA, 2016; FINCH; BIKOS, 2012; MARCELINO; NASCIMENTO; FERREIRA, 2005; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010; NASCIMENTO; FOSS, 2009; WALLACE; HOBBS, 2006).

A HRT é definida como o produto entre a velocidade do vento relativa a tempestade e a vorticidade no sentido do escoamento nos níveis mais baixos em um referencial relativo a tempestade, entre a superfície até alturas de 1 ou 3 km, indicando o quanto um escoamento é helicoidal (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010; NASCIMENTO, 2005). Matematicamente, isto é representado pela Equação 4:

$$HRT = \int_0^H (\vec{v} - \vec{c}) \cdot \vec{\omega}_h dz \quad (4)$$

sendo \vec{v} o vetor velocidade horizontal do vento em m s^{-1} , \vec{c} o vetor de velocidade de deslocamento da tempestade m s^{-1} , $\vec{\omega}_h$ o vetor de vorticidade horizontal em s^{-1} , e H a altura da camada de fluxo incidente na tempestade, sendo o resultado a HRT em $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$. Normalmente os níveis mais altos não são considerados já que a contribuição do vento nestes níveis não costuma ter muita influência na velocidade (BUREAU OF METEOROLOGY, 2016; GRAF; SPRENGER; MOORE, 2009). O mecanismo físico associado a este produto é a inclinação da vorticidade horizontal para uma orientação vertical no UD da tempestade (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008). A helicidade é um indicador para a formação de mesociclones e tornados, sendo que a helicidade de 0-1 km tende a ser mais adequada para identificação de ambientes tornádicos em comparação com a helicidade de 0-3 km (RASMUSSEN, E. N., 2003). Valores de HRT em 0-3 km maiores que $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ indicam um potencial para supercélulas e tornados fracos enquanto que valores maiores que $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ costumam ser observados em surtos de tornados violentos (DE CONING; ADAM, 2000; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Valores de HRT 0-1 km maiores que $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ são favoráveis para formação de tornados (RASMUSSEN, E. N., 2003).

O índice de energia-helicidade (IEH) é definido como uma combinação empírica do CAPE e da HRT . Este índice é baseado em situações em que ambientes de alta HRT e valores baixos de CAPE também podem ser favoráveis para geração de mesociclones assim como um ambiente de baixo HRT e alto CAPE. Este índice também é útil para análise de ambientes favoráveis para formação de tornados, e é descrito matematicamente pela Equação 5:

$$IEH = \frac{CAPE \times HRT}{1,6 \times 10^6} \quad (5)$$

onde o denominador é uma constante com unidade de $\text{m}^4 \text{ s}^{-4}$. Valores de IEH próximos de 1 indicam a possibilidade de ocorrência de tornados enquanto que valores acima de 2 apresentam o potencial para formação de tornados violentos (GRAF; SPRENGER; MOORE, 2009; NASCIMENTO, 2005; RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, 1998).

O Parâmetro Composto de Supercélula (PCS) é designado para a identificação de áreas com potencial supercelular através da combinação de vários parâmetros relacionados como MUCAPE (CAPE calculado através da parcela mais instável), HRT de 0-3 km, e o denominador do Número de Richardson Volumétrico (NRV), sendo o resultado um

número adimensional (THOMPSON *et al.*, 2003; THOMPSON; EDWARDS; HART, 2002). Em 2004 o parâmetro foi atualizado para incluir o potencial para supercélulas de base elevada (THOMPSON; EDWARDS; MEAD, 2004). Entretanto, neste trabalho foi utilizada uma formulação alternativa deste parâmetro, onde o MUCAPE será substituído pelo CAPE com base na superfície e o NVR pelo cisalhamento de 0-6 km para facilitação dos cálculos já que os demais parâmetros não estão disponíveis pela reanálise. A Equação 6 apresenta a formulação utilizada neste trabalho de acordo com Suomen Sääkeskus (2015a):

$$PCS = \left(\frac{CAPE}{1000}\right) \times \left(\frac{CISA_{0-6}}{20}\right) \times \left(\frac{HRT_{0-3}}{50}\right) \quad (6)$$

onde $CISA_{0-6}$ é o cisalhamento vertical do vento em $m s^{-1}$ na camada de 0-6 km, HRT_{0-3} a helicidade relativa a tempestade na camada de 0-3 km, o denominador do CAPE é uma constante com dimensões de $J kg^{-1}$, o denominador do cisalhamento de 0-6 km é uma constante com dimensões de $m s^{-1}$, e o denominador da HRT_{0-3} também é uma constante com dimensões de $m^2 s^{-2}$. Valores de PCS que excedem 1 apontam para um ambiente atmosférico cada vez mais favorável para formação de supercélulas (THOMPSON; EDWARDS; HART, 2002).

O Parâmetro de Tornado Significativo (PTS) foi desenvolvido de maneira similar ao PCS, sendo utilizado como ferramenta para auxiliar meteorologistas operacionais na discriminação entre ambientes tornádicos e não tornádicos conforme apresentado por Thompson *et al.* (2003) e adaptado por Suomen Sääkeskus (2015b), sendo descrita matematicamente pela Equação 7:

$$PTS = \left(\frac{CAPE}{1500}\right) \times \left(\frac{CISA_{0-6}}{20}\right) \times \left(\frac{HRT_{0-1}}{150}\right) \times \left(\frac{2000 - PNCL}{1000}\right) \quad (7)$$

onde $PNCL$ representa o nível de condensação por levantamento em termos de um nível vertical de pressão com unidade de Pa, HRT_{0-1} a helicidade relativa a tempestade na camada de 0-1 km, o denominador do CAPE é uma constante com dimensões de $J kg^{-1}$, o denominador do cisalhamento de 0-6 km uma constante com dimensões de $m s^{-1}$, o denominador da HRT_{0-1} é uma constante com unidades de $m^2 s^{-2}$ e o denominador do termo de $PNCL$ é uma constante com unidade em Pa. Índices acima de 1 estão associados tornados significativos, de

classificação F2 ou maior (THOMPSON *et al.*, 2003; THOMPSON; EDWARDS; HART, 2002; THOMPSON; EDWARDS; MEAD, 2004).

3.5 ANÁLISE ATRAVÉS DE DADOS DE RADAR

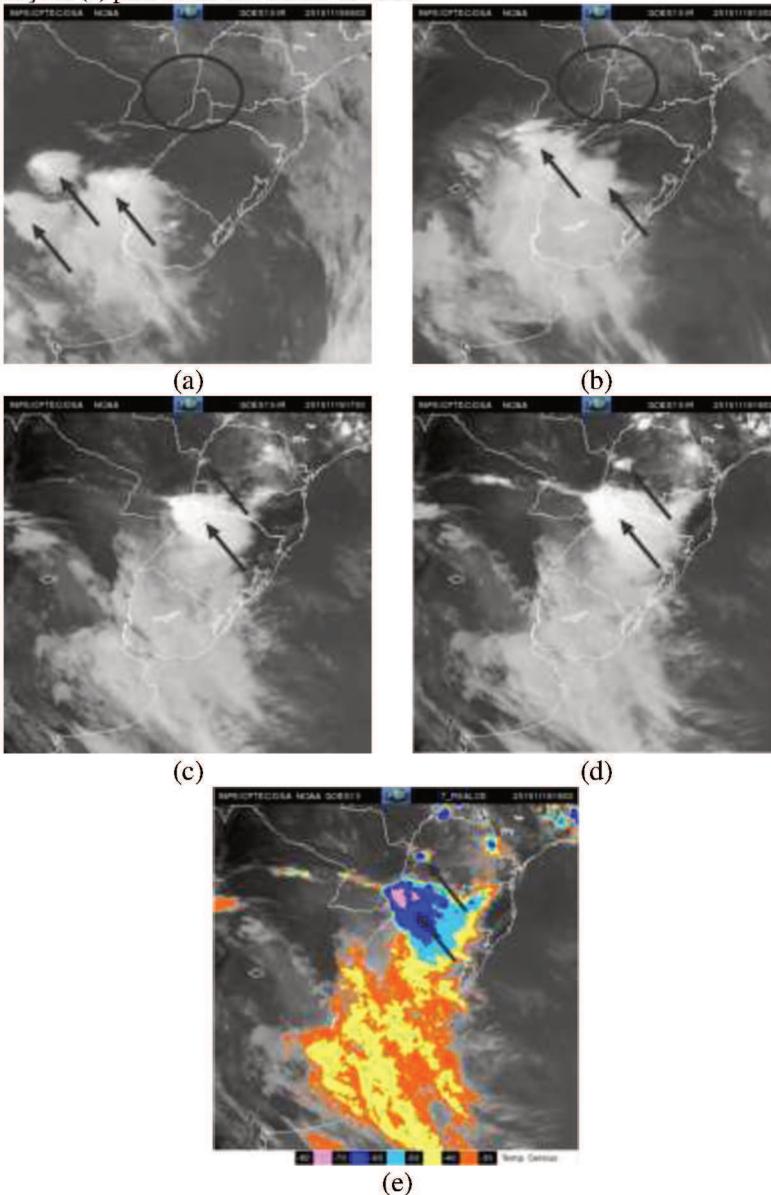
Fazendo uso dos dados do radar Doppler de dupla polarização de Cascavel pertencente ao SIMEPAR, foram construídas imagens utilizando a linguagem de programação *Python* e o conjunto de ferramentas para leitura, visualização, correção e análise de dados de radar meteorológico *Py-ART* (HELMUS; COLLIS, 2016), juntamente com o navegador de visualização interativa *ARTview* (GAMA; GUY, 2017), para visualização nos modos de escaneamento PPI e CAPPI, utilizando variáveis polarimétricas e não-polarimétricas. Esta metodologia busca a identificação de possíveis assinaturas características observadas em tempestades tornádicas tanto no plano horizontal de escaneamento, como também na estrutura vertical da nuvem, conforme realizado por Kumjian e Ryzhkov (2008), e Held *et al.* (2006). Neste contexto, buscou-se a identificação de algumas assinaturas observadas em tempestades supercelulares, tais como o hook echo, BWER, TDS, TVS, entre outras.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 IMAGENS DE SATÉLITE

A Figura 6 exhibe uma coletânea de imagens obtidas a partir do satélite geoestacionário GOES-13 no canal infravermelho e com o filtro de temperatura realçada para 12 horas antes do evento até o horário em que o tornado atingiu a cidade de Marechal Candido Rondon. Através da Figura 6a, observa-se a atuação de núcleos de instabilidade entre a Argentina e o Uruguai durante a madrugada do dia 19, enquanto que nuvens quentes como stratus e stratocumulus encobrem o céu na fronteira do Paraguai com o PR. Para as 12 UTC, as áreas de instabilidade se deslocam para nordeste atuando sobre o nordeste da Argentina e sudoeste do RS enquanto que a nebulosidade aumenta sobre o oeste do Paraná (Fig. 6b). Cerca de uma hora antes do registro do tornado (Fig. 6c), um núcleo convectivo intenso é observado entre a divisa dos três países, sendo que um novo núcleo aparece em desenvolvimento exatamente sobre a fronteira entre o PR e o Paraguai. Este núcleo as 18 UTC se intensifica rapidamente e apresenta grande desenvolvimento vertical com temperaturas de topo de nuvem inferiores a $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figs. 6d e 6e), e adquire características supercelulares induzindo a formação do tornado que atinge Marechal Candido Rondon. A outra área de instabilidade mais a sul também se intensifica e atua entre a província de Misiones na Argentina e o oeste de Santa Catarina, sistema este que mais tarde provocaria a formação dos tornados de Chapecó e Treze Tílias.

Figura 6 - Imagens de satélite no canal infravermelho a partir do GOES-13 para 06 UTC (a), 12 UTC (b), 17 UTC (c), 18 UTC (d) e imagem de temperatura realçada (e) para 19 de novembro de 2015.



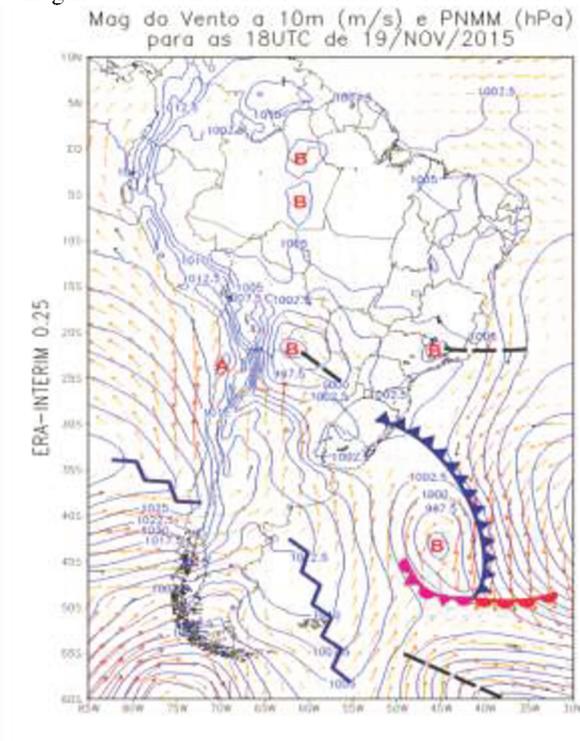
Fonte: adaptado de CPTEC-INPE. <http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/>.

4.2 ANÁLISE SINÓTICA ATRAVÉS DOS CAMPOS DE REANÁLISE

Com base nos dados obtidos utilizando os produtos de reanálise do modelo *ERA-Interim*, foram construídos campos de pressão e vento em superfície, assim como campos para linhas de corrente e intensidade do vento para 850, 500 e 250 hPa, de maneira a identificar a presença de possíveis sistemas sinóticos atuantes em superfície.

A Figura 7 apresenta a carta de superfície traçada para as 18 UTC (16h00min no horário local) do dia 19 de novembro de 2015, dia de ocorrência do evento. Observa-se a presença de um centro de alta pressão de 1012.5 hPa sobre a cordilheira dos Andes no Chile e uma região de baixa pressão em forma de um cavado em superfície sobre Paraguai, nordeste da Argentina e oeste do Sul do Brasil com centro de 997.5 hPa, estando diretamente associado a formação do sistema responsável pela ocorrência de tempo severo sobre o sul do Brasil neste dia. Observa-se também a atuação de uma frente fria sobre o litoral do RS que se estende até o Atlântico Sul, que por sua vez está associado a um ciclone extratropical bem organizado com centro de 995 hPa. Sobre o oeste do Chile e litoral da Argentina são identificadas áreas alongadas de alta pressão em forma de cristas em superfície responsáveis por condições mais estáveis na retaguarda dos sistemas de baixa pressão atuantes mais ao norte e leste.

Figura 7 - Carta sinótica em superfície utilizando dados do modelo ERA-Interim para as 18 UTC do dia 19 de novembro de 2015. Vetores coloridos indicam a direção e magnitude do vento em 10 m e linhas azuis a PNMM.



Fonte: o Autor.

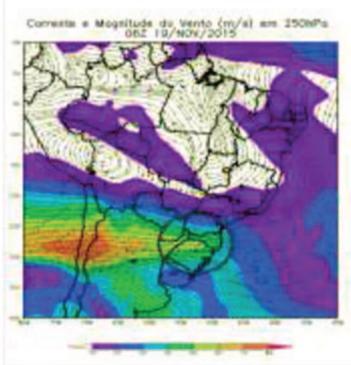
Em altos níveis (250 hPa), as 06 UTC observa-se a presença de uma região de velocidade máxima de ventos superiores a 70 m/s também conhecida como *jet streak* sobre a cordilheira dos andes (Fig. 8a), associada a presença de um cavado bem aprofundado sobre o sudeste da Argentina. Também é observada a presença de um cavado de onda curta ao sul da região de difluência do jato, que se estende do Uruguai ao litoral do RS. Para as 12 UTC (Fig. 8b), o cavado de onda longa situa-se sobre o sul da Argentina enquanto que o cavado de onda curta ligeiramente enfraquece ao adentrar o Atlântico. A área de difluência de ventos situa-se sobre o nordeste da Argentina e a leste da região Sul do Brasil. Em ambos os horários também é notada a presença da região de circulação anticiclônica em altos níveis conhecida como a Alta da Bolívia. A presença de uma região de difluência a saída direita do jato tende a

favorecer a intensificação de sistemas de baixa pressão em superfície através de advecção de vorticidade relativa ciclônica (BUREAU OF METEOROLOGY, 2016), e aumento do potencial severo através do cisalhamento vertical do vento e do aumento de divergência de massa em altos níveis, aumentando a aceleração vertical de parcelas e aumentando a instabilidade atmosférica, importante para sustentação de convecção profunda e duradoura (CLARK *et al.*, 2009; MARCELINO; NASCIMENTO; FERREIRA, 2005).

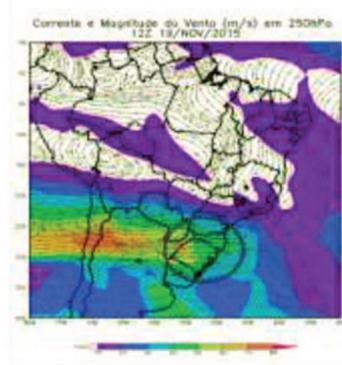
Em 500 hPa, é observada uma situação semelhante aos altos níveis. As 06 UTC (Fig. 8c), três regiões de velocidade máxima de 35 e 30 m/s, sendo uma a oeste dos Andes, outra ao leste da cordilheira, enquanto que a terceira está posicionada sobre nordeste da Argentina e oeste do RS e SC, acompanhadas de um cavado. A área de difluência está localizada ao noroeste do cavado de onda curta sobre o Uruguai e litoral do RS. O trem de ondas se desloca para leste as 12 UTC (Fig. 8d) enquanto que o cavado de onda curta se desintensifica sobre o Atlântico. Duas áreas de máximo na velocidade do vento estão situadas sobre o leste da cordilheira e nordeste da Argentina respectivamente, acompanhados pelo cavado ao sul. Neste caso, a comunicação entre médios e altos níveis é um indicador do potencial presente sobre a região para formação de um sistema de baixa pressão e ambiente severo subsequentemente.

Em baixos níveis (850 hPa) é visível o padrão de escoamento de noroeste oriundo do interior da Amazônia o qual tende a transportar ar quente e úmido para latitudes mais baixas. Este padrão se estende desde o oeste do Peru e sul do estado do Acre, até o nordeste da Argentina, sendo seu máximo observado sobre o sudeste da Bolívia e norte do Paraguai as 06 UTC (Fig. 8e). Em 12 UTC o escoamento tende a enfraquecer levemente em relação ao observado anteriormente, por outro lado, este se estende até oeste do Paraná indicando o transporte de ar quente e úmido para a região (Fig. 8f).

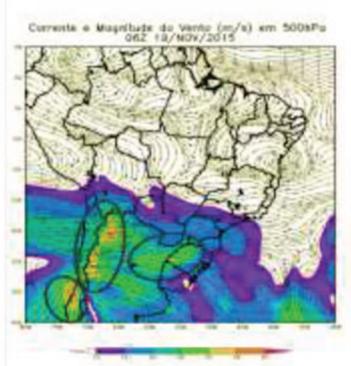
Figura 8 - Linhas de corrente e magnitude do vento em 250 hPa (a, b), 500 hPa (c, d) e 850 hPa (e, f), validas para as 06 (esquerda) e 12 UTC (direita), do dia 19 de novembro de 2015.



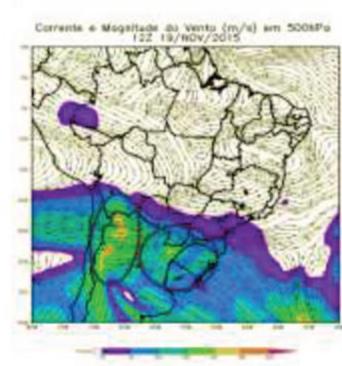
(a)



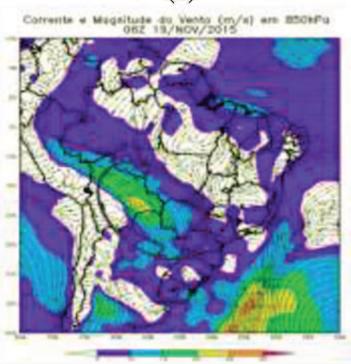
(b)



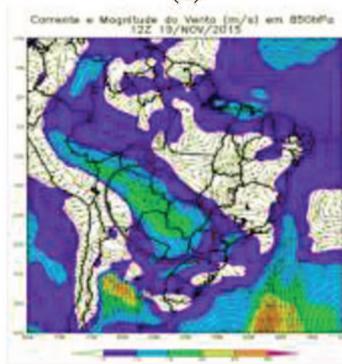
(c)



(d)



(e)



(f)

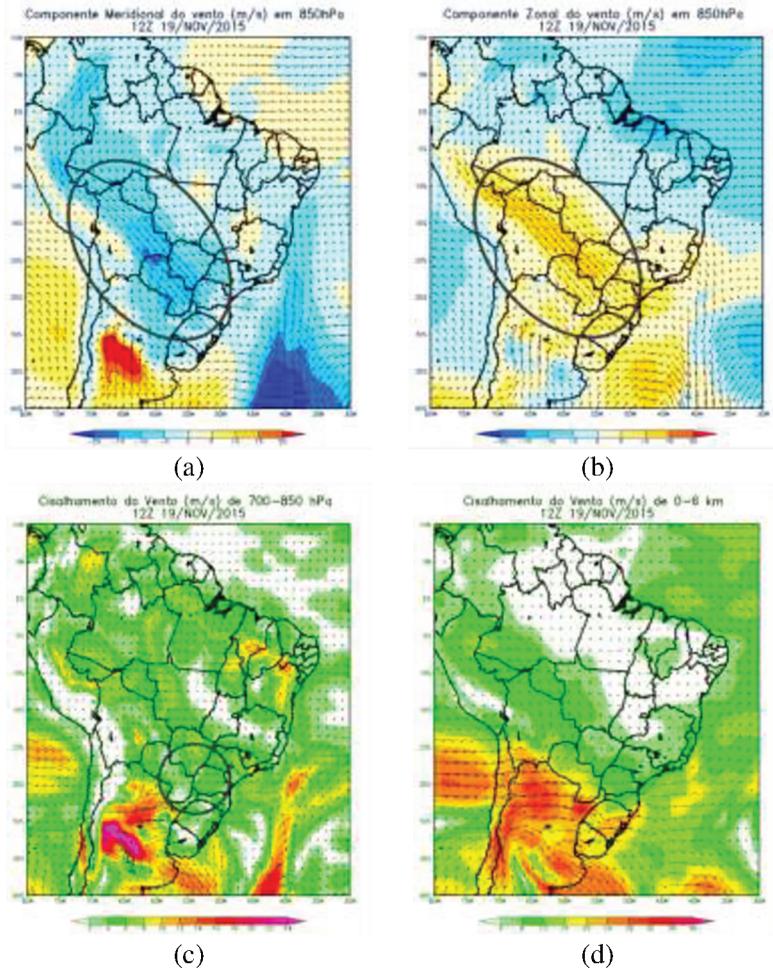
Fonte: o Autor.

Utilizando a metodologia proposta por Bonner (1968) para identificação da atuação do JBN na América do Norte, e adaptada por Marengo (2004) para o ambiente sul-americano, faz-se necessária a identificação de atuação do JBN sobre a região de interesse horas antes da ocorrência do evento. De acordo com os critérios propostos, as seguintes condições devem ser satisfeitas:

- I. Vento meridional em 850 hPa $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$.
- II. Cisalhamento vertical do vento entre 700 e 850 hPa $\geq 6 \text{ m s}^{-1}$.
- III. Componente meridional do vento maior ou igual a componente zonal, e vento meridional de norte.

De acordo com os resultados obtidos para os campos de vento em 850 hPa para as 12 UTC, verifica-se que a componente meridional do vento possui velocidades acima de 12 m s^{-1} para a maior parte do escoamento que se estende desde a bacia Amazônica até o oeste do Paraná (Fig. 9a), sendo que a componente meridional também se apresenta dominante em relação a componente zonal (Fig. 9b). Entretanto, o cisalhamento de 700-850 hPa apresenta uma magnitude levemente inferior a 6 m s^{-1} sobre o oeste de do PR (Fig. 9c), não indicando a presença de um JBN característico. Em geral, é observado um intenso cisalhamento vertical do vento entre a superfície até os médios níveis da troposfera sobre a Argentina, Paraguai e o sul do Brasil (Fig. 9d), sendo notadas magnitudes maiores que 12 m s^{-1} sobre o oeste do PR, indicando um ambiente favorável para formação de convecção organizada e supercélulas (RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, 1998).

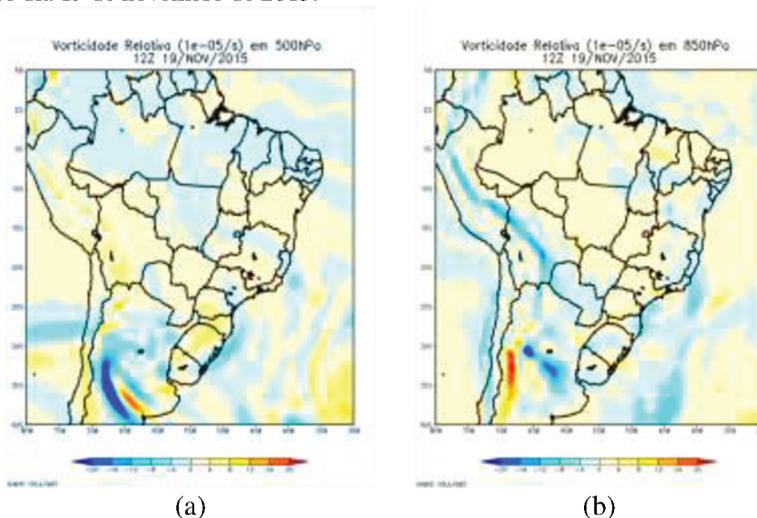
Figura 9 - Componentes zonal (a) e meridional (b) do vento em 850 hPa, e cisalhamento entre 700-850 hPa (c) e 0-6 km (d), para as 12 UTC do dia 19 de novembro de 2015.



Fonte: o Autor.

A Figura 10 apresenta os campos de vorticidade relativa para média e baixa troposfera as 12 UTC. Em ambas é observada a concentração de vorticidade ciclônica (anticiclônica) sobre o centro oeste da Argentina. Sobre o oeste da região sul do Brasil, os campos de vorticidade se apresentam levemente positivos estando relacionado a vorticidade anticiclônica sobre esta área.

Figura 10 - Vorticidade relativa em 500 hPa (a) e 850 hPa (b), para as 12 UTC do dia 19 de novembro de 2015.



Fonte: o Autor.

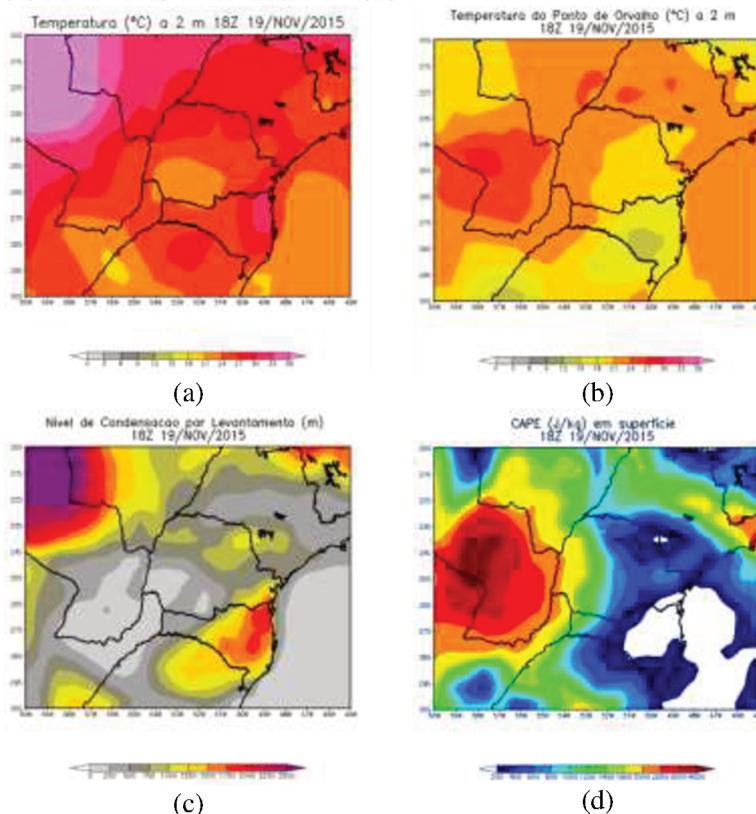
A presença de vorticidade ciclônica sobre o centro oeste da Argentina sugere a ocorrência de advecção de vorticidade ciclônica no flanco leste de um cavado que se estendia de médios e altos níveis sobre a mesma área, de forma a favorecer a formação de uma região de baixa pressão sobre o norte da Argentina conforme o exibido pela carta de superfície (Fig. 7). O deslocamento do trem de ondas para leste, a presença de uma região de difluência de ventos sobre o nordeste da Argentina, em conjunto com a advecção de ar frio e seco do interior da patagônia (imagem não inclusa) e ar quente e úmido da bacia Amazônica, contribuíram para a formação de um sistema de baixa pressão em superfície e subseqüente frontogênese formando uma frente fria que se estende desde o norte da Argentina até o oeste do RS, desestabilizando ainda mais o ambiente sobre a região. Os padrões apresentados nas figuras acima também sugerem uma combinação entre o JBN na baixa troposfera e o JAN que em conjunto com a presença de um cavado invertido em superfície atua como mecanismo de disparo convectivo, favorecendo o desenvolvimento de tempestades severas com potencial tornádico sobre a região (NASCIMENTO, 2004; NASCIMENTO *et al.*, 2010; NASCIMENTO; FOSS, 2009).

4.3 ANÁLISE DE MESOESCALA ATRAVÉS DOS CAMPOS DE REANÁLISE

O transporte de ar quente e úmido oriundo da Amazônia em conjunto com o aquecimento diurno, elevou as temperaturas sobre a região assim como a concentração de umidade no período da tarde. As temperaturas em superfície por volta das 18 UTC (16h00min no horário local) se encontravam na casa dos 21 a 30 °C sobre o nordeste da Argentina, leste do Paraguai e oeste do sul do Brasil (Fig. 11a). Sobre o oeste do PR e leste do Paraguai em particular, a temperatura observada variava entre 21 e 27 °C enquanto a temperatura do ponto de orvalho em superfície ficava entre 21 e 24 °C (Fig. 11b), indicando a presença de uma forte massa de ar quente e úmido. Este padrão contribuiu para que níveis de condensação por levantamento caíssem drasticamente até 250 m de altura acarretando no potencial para a formação de nuvens com bases muito baixas (Fig. 11c), sendo que alturas inferiores a 2000 m estão associados a um aumento no potencial para formação de eventos tornádicos significativos (BUREAU OF METEOROLOGY, 2016; GARNER, 2013; RASMUSSEN, E. N., 2003; RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, 1998).

A combinação entre a grande concentração de umidade em superfície e baixos níveis de NCL também favoreceram para instabilização da atmosfera durante o período da tarde até minutos antes de o tornado que atingiu Marechal Candido Rondon tocar o solo. Valores extremos de CAPE são observados sobre o centro do Paraguai conforme exposto pela Figura 11d, com magnitudes de até 4000 J kg⁻¹ ou mais indicando disponibilidade de energia para formação de UD's intensos. Por outro lado, instabilidade moderada a forte é observada entre a fronteira entre o Paraguai e o PR, onde o CAPE oscila entre 1800 e 2500 J kg⁻¹ em conjunto com NCLs menores que 500 m, exibem uma configuração favorável para formação de convecção espontânea e profunda, com intensa aceleração vertical conforme exposto por Bureau of Meteorology (2016), Marcelino *et al.* (2005), Markowski e Richardson (2010), e Wallace e Hobbs (2006).

Figura 11 - Temperatura a 2 m (a) e Ponto de Orvalho a 2 m (b), Nível de Condensação por Levantamento (c) e CAPE com base na superfície (d), para as 18 UTC do dia 19 de novembro de 2015.



Fonte: o Autor.

Os campos de HRT são exibidos através das Figuras 12a e 12b. Na camada de 0-1 km, são observadas áreas com magnitudes de helicidade entre 50 e $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ entre a fronteira do Paraguai com o oeste do PR, sendo que valores de até $125 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ são observados sobre o sudeste do Paraguai. Em contrapartida, a helicidade de 0-3 km apresenta magnitudes de até $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre a região do evento, sendo que valores mais extremos são observados entre o RS e o nordeste da Argentina. Estes valores apontam para um ambiente com cisalhamento suficiente para torção e estiramento de tubos de vortacidade, e a formação e manutenção de supercélulas e a subsequente tornadogênese (DE CONING; ADAM, 2000; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010; RASMUSSEN, E. N.,

2003). Vale ressaltar que neste trabalho foi considerado o módulo do campo de helicidade relativa como forma de comparação com o material exposto pela literatura, já que para o hemisfério sul a componente meridional do escoamento médio tende a ser para sul e o perfil de cisalhamento de uma hodógrafa tende a girar no sentido anti-horário (negativo) em comparação ao sentido horário (positivo) observado em ambientes severos no hemisfério norte (NASCIMENTO, 2005).

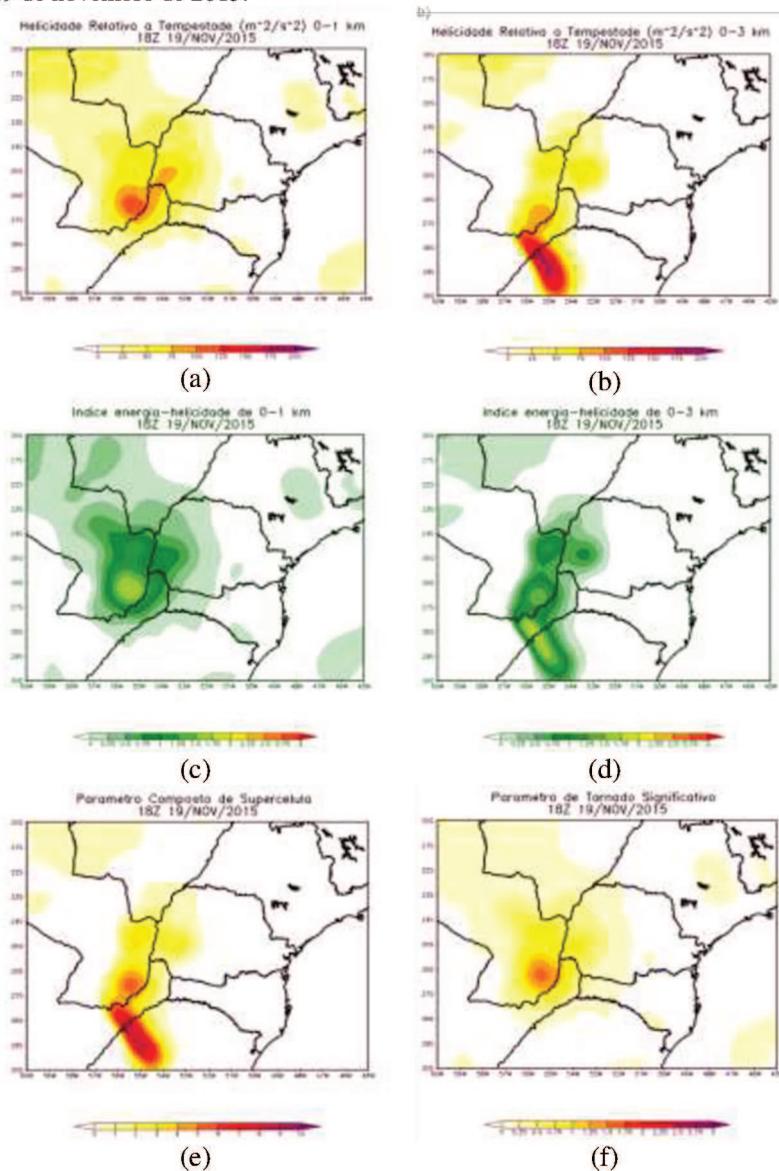
Quando combinados o CAPE e HRT, é possível uma análise mais profunda do grau de severidade presente. Valores de IEH 0-1 e 0-3 km de 0.75 a 1.25 favoráveis para o desenvolvimento supercelular e tornádico, como também já documentado por outros autores, (GRAF; SPRENGER; MOORE, 2009; NASCIMENTO, 2005; RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, 1998), atuam sobre a região de formação da supercélula que produziu o tornado (Figs. 12c e 12d). Vale ressaltar novamente que, como o IEH é um derivado da HRT que neste caso foi utilizada em seu módulo, este por sua vez também possui valores positivos conforme observado em ambientes severos no hemisfério norte.

O parâmetro PCS aponta para o potencial de desenvolvimento de mesociclones com a formação de tempestades entre o Paraguai e o PR com índices entre 2 e 4, sendo que valores mais altos são observados mais ao sul (Fig. 12e). Ao mesmo tempo, as condições também eram favoráveis para a ocorrência de tornados significativos sobre a região com valores de PTS acima de 1 (Fig. 12f), conforme proposto por Thompson, Edwards e Hart (2002), Thompson *et al.* (2003), Thompson, Edwards e Mead (2004).

Em geral, a condição ambiente minutos antes da formação do tornado que atingiu a cidade de Marechal Candido Rondon era suficiente para o desenvolvimento de supercélulas e tornados, mas não tão expressiva em comparação as condições mais ao sul, relacionadas com os tornados que atingiram o oeste catarinense.

Figura 12 - Helicidade Relativa à Tempestade de 0-1 km (a) e 0-3 km (b), Índice de Energia-helicidade de 0-1 km (c) e 0-3 km (d), Parâmetro Composto de

Supercélula (e) e Parâmetro de Tornado Significativo (f), para as 18 UTC do dia 19 de novembro de 2015.

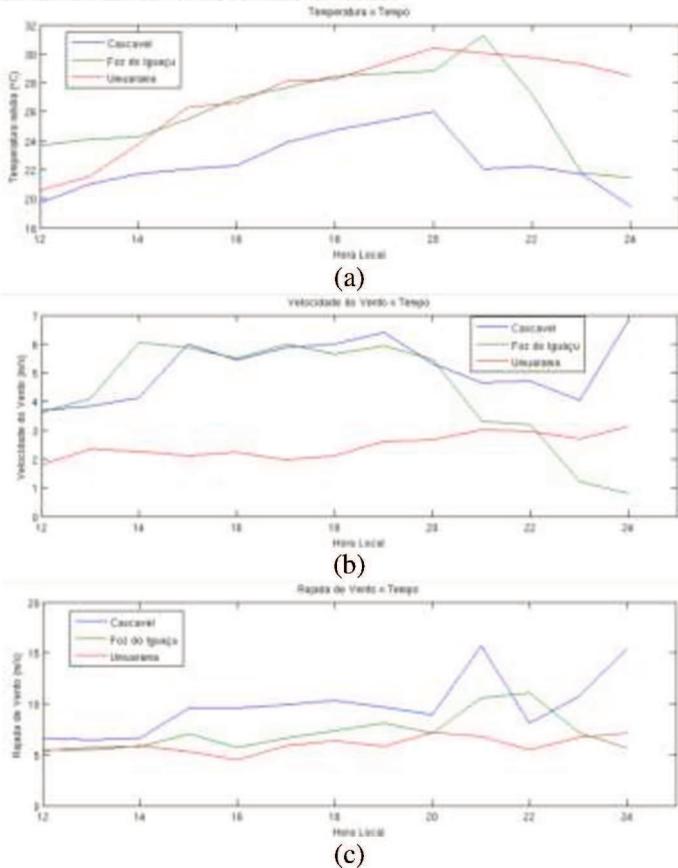


Fonte: o Autor.

4.4 CONDIÇÕES EM SUPERFÍCIE

Foram coletados dados de estações meteorológicas pertencentes ao SIMEPAR, contendo registros de temperatura, velocidade do vento e rajada de vento para o dia 19 de novembro de 2015. A Figura 13 apresenta a série temporal contendo a evolução dos respectivos dados, para as estações de Cascavel, Foz do Iguaçu e Umuarama, sendo estas as mais próximas de Marechal Candido Rondon.

Figura 13 - Série temporal contendo dados de temperatura (a), velocidade do vento (b) e rajada de vento (c) para um intervalo de 12 horas com início a partir do meio-dia do dia 19 de novembro de 2015.



Fonte: o Autor.

A série de temperatura (Fig. 13a) apresenta um padrão de aquecimento diurno ao longo da tarde sobre a região onde o evento foi documentado, sendo que um padrão de elevação acentuado é observado a partir das 14h00min, duas horas antes de o tornado tocar o solo. Em termos de ventos observados (Figuras 13b e 13c), nota-se que o escoamento em superfície era mais intenso sobre Cascavel e Foz do Iguaçu que ficam a sudeste e sul de Marechal Candido Rondon, sendo as magnitudes mais expressivas de até 6 m s^{-1} observadas entre 14 e 18 horas, enquanto que as rajadas seguem um padrão similar no mesmo intervalo com valores de 10 m s^{-1} sendo registrados em Cascavel.

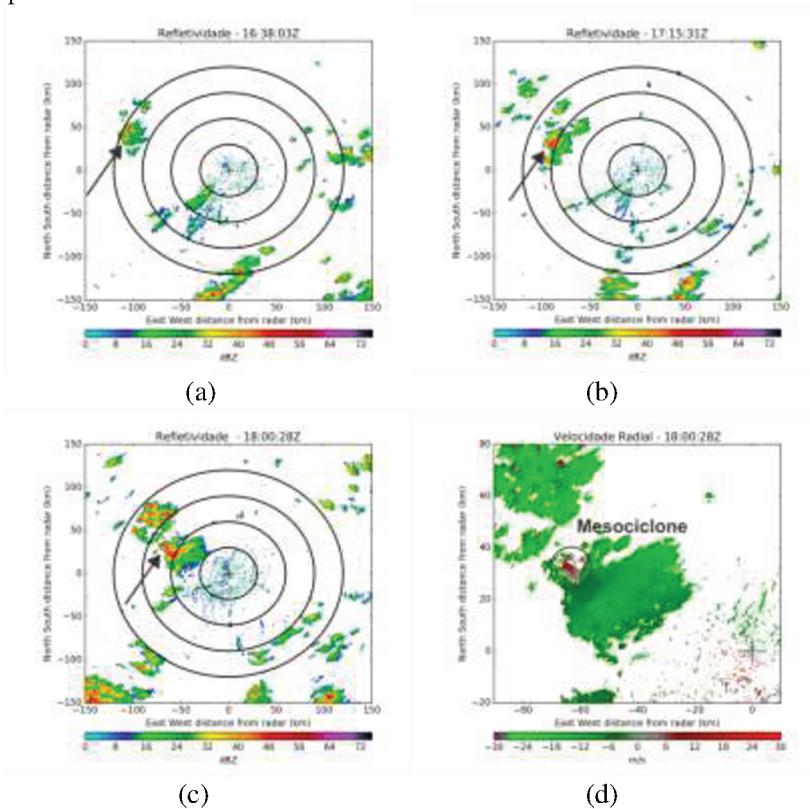
Apesar de os dados registrados apresentarem um padrão de aquecimento diurno e ventos significativos observados próximos à superfície associados ao ambiente que levou a formação do tornado, torna-se difícil uma análise mais profunda a partir dos resultados apresentados, dada a distância considerável em relação ao local de interesse, sendo que a estação mais próxima se encontra a uma distância de cerca de 80 km e a ausência de variáveis mais significativas para este tipo de análise.

4.5 ANÁLISE DE RADAR E ASSINATURAS OBSERVADAS

Fazendo uso dos dados de escaneamento volumétrico do radar de Cascavel fornecidos pelo SIMEPAR, foi realizada a análise das condições antes e durante o desenvolvimento da tempestade que deu origem ao tornado que atingiu a cidade de Marechal Candido Rondon. Inicialmente, dois núcleos convectivos se formam sobre o extremo oeste do Paraguai, possuindo características de tempestades ordinárias conforme destacado pela Figura 14a. Após meia-hora, ambos os núcleos se fundem resultando em uma tempestade que se intensifica e se torna mais organizada, enquanto que outras tempestades ordinárias também se formam de maneira isolada mais a noroeste (Fig. 14b). A tempestade principal continua a se intensificar e a absorver núcleos menores em sua vizinhança ao mesmo tempo em que se desloca no sentido leste/sudeste para uma região onde o ambiente é mais favorável para formação e manutenção de um mesociclone. As 18 UTC os primeiros sinais de rotação próxima à superfície são observados conforme a supercélula se aproxima de Marechal Candido Rondon, através do surgimento de uma região de refletividade em formato de gancho (FUJITA, 1981; KUMJIAN; RYZHKOV, 2008; MARKOWSKI, 2002), conforme exposto pela Figura 14c, assim como uma região de circulação concentrada e intensa próxima a superfície (Fig. 14d) associada ao aumento de intensidade do mesociclone

ao qual se estende até os níveis mais baixos da tempestade (BROWN; LEMON; BURGESS, 1978; GRAF; SPRENGER; MOORE, 2009; ROBERTS; BURGESS; MEISTER, 2006).

Figura 14 - Refletividade horizontal para as 1638 UTC (a), 1715 UTC (b) e 1800 UTC (c), e velocidade radial para as 1800 UTC (d). Modo de varredura PPI com inclinação de $0,5^\circ$. Os círculos em preto possuem espaçamento de 30 km entre si, representando o alcance do radar.



Fonte: o Autor.

Minutos após essas observações, a supercélula atinge seu estágio maduro, enquanto que a rotação no interior da tempestade se estende até a superfície na forma de uma nuvem funil no oeste da cidade ao qual, evolui para o tornado que atingiu o centro sul da cidade, onde os danos mais severos foram observados por volta das 1815 UTC ou 16h15min hora local.

A primeira assinatura característica a ser observada é a região de gancho com alta refletividade (hook echo) no setor oeste da tempestade (Fig. 15a), indicando que precipitação está sendo capturada pelo mesociclone e depositada no RFD conforme observado por Markowski (2002), estando associado ao mecanismo baroclinico de torção de vortacidade conforme o observado por Rotunno e Klemp (1985). Em conjunto com esta assinatura, também é observada a região de baixa refletividade (BWER) próximo ao gancho, sugerindo que o ar quente e úmido esta sendo ingerido pela tempestade enquanto que a precipitação é suspensa pelo mesociclone e depositada mais adiante (KUMJIAN; RYZHKOV, 2008). A Figura 15b também apresenta uma assinatura de vórtice tornádico (TVS) onde partículas hidrometeorológicas se movimentam em direção e distante do radar com velocidades de 18 m s^{-1} ou mais, sobre uma região bem concentrada indicando a presença de uma área de circulação intensa e a possível localização do tornado.

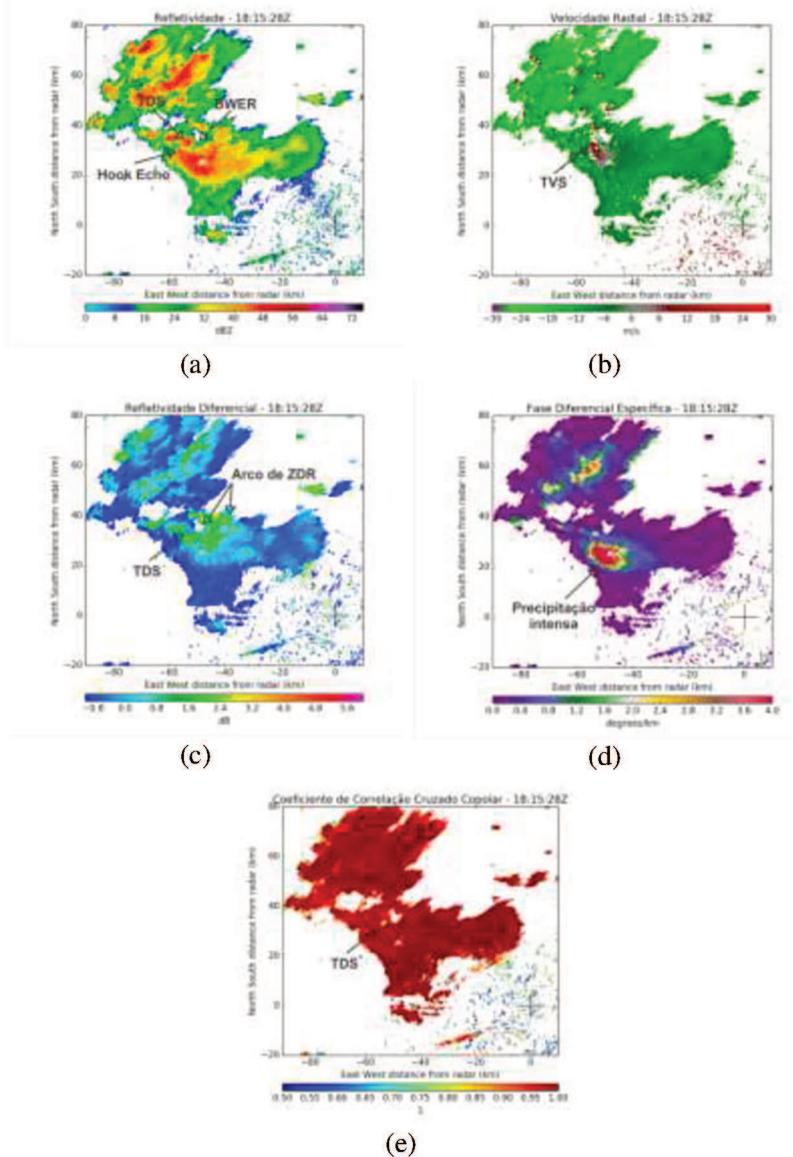
Em termos de variáveis polarimétricas, duas assinaturas são observadas na forma do arco de refletividade diferencial e uma região de precipitação intensa no FFD. O arco de Z_{DR} (Fig. 15c), é resultado da separação de hidrometeoros como gotículas grandes de chuva que são transportadas pelo cisalhamento do vento no interior da tempestade, e são as primeiras a precipitarem pela ação da gravidade no setor ao norte da nuvem mais próximo do UD, onde normalmente é observado um grande gradiente de refletividade horizontal (KUMJIAN, 2013; KUMJIAN; RYZHKOV, 2008). Os valores de Z_{DR} altos, são resultado de alterações na geometria esférica da gota de chuva, que enquanto precipita, tende a sofrer uma deformação pela resistência do ar e os movimentos verticais no interior da tempestade adquirindo uma orientação mais oblata, resultando em diferenças de refletividade horizontal e vertical positivas. Ainda assim, a maior parte da precipitação ainda é depositada no FFD conforme apresentado pela Figura 15d, onde a razão entre a diferença de fase do pulso emitido e a distância percorrida pelo sinal, costuma ser maior conforme este encontra uma maior concentração de gotículas de chuva, que tendem a diminuir a velocidade de deslocamento da onda eletromagnética pelo meio. Kumjian (2013) se refere a essa região de máximo de K_{DP} como uma assinatura de “*pé de K_{DP}* ”.

Em termos de variáveis polarimétricas e não-polarimétricas como um todo, é visível a presença de uma região onde partículas não-hidrometeorológicas são capturadas através de uma área de alta refletividade na ponta do hook echo (Fig. 15a), em conjunto com uma área de baixa refletividade diferencial dada a orientação caótica do material em suspensão no mesmo local (Fig. 15c), assim como valores de

ρ_{HV} anormalmente baixos (Fig. 15e) devido a baixa correlação entre a energia refletida na horizontal e vertical, conforme materiais dos mais variados tamanhos e orientações interagem no interior da nuvem. Em outras palavras, essas assinaturas para diferentes variáveis são um indicativo de que detritos em superfície como destroços dos mais variados tipos e tamanhos, estão sendo capturados pela circulação do tornado e são transportados para o interior da tempestade, frequentemente observado como a assinatura de destroços causada por tornados (TDS), inicialmente relatado por Ryzhkov (2002, 2005), e posteriormente melhor detalhado por Kumjian e Ryzhkov (2008) e Kumjian (2013).

Em geral, as imagens de radar exibiram características de uma supercélula clássica onde a região de influxo, o UD e as correntes descendentes na forma de FFD e RFD foram bem definidas (DOSWELL III; BURGESS, 1993; LEMON; DOSWELL III, 1979).

Figura 15 - Refletividade horizontal (a), velocidade radial (b), refletividade diferencial (c), fase diferencial específica (d) e coeficiente de correlação cruzado copolar (e) para as 1815 UTC. Modo de varredura PPI com inclinação de 0,5°.



Fonte: o Autor.

5 CONCLUSÃO

O objetivo geral deste trabalho foi a compreensão entorno dos diversos fatores ambientes e características físicas presentes no evento tornádico do dia 19 de novembro de 2015. Em específico, foram estudadas as condições sinóticas e de mesoescala que contribuíram para sua ocorrência, além da observação da estrutura física do tornado através da análise de radar utilizando dados polarimétricos e não-polarimétricos.

Através da análise sinótica, foi possível identificar uma situação de acoplamento entre o JAN e o JBN antes e durante a ocorrência do evento além de um cavado invertido que atuou como mecanismo de disparo convectivo conforme o exposto por Nascimento (2004), Nascimento e Foss (2009), e Nascimento *et al.* (2010). Além disso, o deslocamento de um cavado em altos níveis e a provável advecção de vortacidade ciclônica contribuíram para formação de um sistema de baixa pressão sobre o continente, e deslocamento de um sistema frontal frio que mais tarde contribuiu para a ocorrência de tornados no oeste de SC.

A análise de mesoescala apresentou resultados que apontam para uma situação de instabilidade e cisalhamento suficientes para a ocorrência de tempestades severas. Enquanto valores de instabilidade moderados a altos estavam presentes sobre a área de estudo, o cisalhamento do vento também era suficiente para formação e manutenção de tempestades supercelulares sobre o oeste do PR e o Paraguai. Através da combinação de índices termodinâmicos e dinâmicos, foi possível uma visualização mais precisa do grau de severidade presente no ambiente no momento de ocorrência do tornado, apontando para uma atmosfera com ingredientes favoráveis a ocorrência do fenômeno.

A utilização de dados de estações meteorológicas para uma análise de superfície em escala local, geralmente auxilia na observação de algumas condições presentes no nível mais próximo do solo. Entretanto, dada o pequeno número de estações de superfície com dados disponíveis, a distância entre elas e o local do fenômeno e as variáveis disponíveis não serem as mais significativas para este estudo, não foi possível estabelecer uma avaliação mais detalhada.

Por fim, a análise dos dados do radar permitiu verificar a presença de diferentes assinaturas características de um evento tornádico, de acordo com casos já registrados na literatura científica. A exemplo, do gancho de refletividade em conjunto com a região de baixa refletividade (BWER) produzida pelo mesociclone, a assinatura de vórtice tornádico (TVS), o arco de refletividade diferencial, uma região de precipitação

intensa no FFD e a presença de detritos sendo carregados pelo tornado (TDS).

6 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

- Utilização de radiosondagens construídas a partir de simulações numéricas para análise do perfil vertical atmosférico em termos de variáveis dinâmicas e termodinâmicas, dada a ausência de radiosondagens na região de ocorrência do fenômeno;
- Utilização de simulações numéricas de alta resolução para extração de parâmetros e índices atmosféricos com maior qualidade, além de alguns índices termodinâmicos ausentes neste trabalho como o IL, LR de 700-500 hPa e o CIN, assim como a interpretação de processos microfísicos no interior da tempestade;
- Observação de assinaturas utilizando dados de descargas elétricas, associadas aos dados de radar;
- Inclusão de análises microfísicas através das variáveis polarimétricas e classificação de nuvens a nível volumétrico;
- Realização de um estudo com mais eventos e comparação com os resultados já obtidos, afim de, verificar a existência de padrões e possíveis diferenças entre os casos;
- Desenvolvimento e/ou aprimoramento de metodologias para previsão e monitoramento de tempestades tornádicas no sul do Brasil;

7 REFERÊNCIAS

ADLER, R. F.; MACK, R. A. Thunderstorm Cloud Top Dynamics as Inferred from Satellite Observations and a Cloud Top Parcel Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 1945–1960, 1986.

ADLER, R.; FENN, D. Satellite-observed cloud-top height changes in tornadic thunderstorms. **J. Appl. Meteor.**, v. 20, p. 1369–1375, 1981.

AMORIM, W. C. M. *et al.* Yes, we do have tornadoes in São Paulo, Brazil. From the mesoscale models to the radar reflectivity point of view. **32nd Conference on Radar Meteorology**, n. March 2014, p. 5, 2005.

CACO DA ROSA. **Tornado pode ter passado por Treze Tílias.** Joaçaba, 2015. Disponível em: <<http://www.cacodarosa.com/noticia/9919/tornado-pode-ter-passado-por-treze-tilias>>. Acesso em: 16 de março de 2017.

CATVE. **Simepar confirma tornado em Marechal Cândido Rondon.** Cascavel, 2015. Disponível em: <<http://catve.com/noticia/6/133835/simepar-confirma-tornado-em-marechal-candido-rondon>>. Acesso em: 2 de novembro de 2017.

BONNER, W. D. Monthly Weather Review Climatology of the Low Level Jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968.

BROOKS, H. E.; DOSWELL III, C. A. Some aspects of the international climatology of tornadoes by damage classification. **Atmospheric Research**, v. 56, n. 1–4, p. 191–201, 2000.

BROOKS, H. E.; DOSWELL III, C. A.; KAY, M. P. Climatological estimates of local daily tornado probability for the United States. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 2, p. 626–640, 2003.

BROOKS, H. E.; DOSWELL III, C. A.; WILHELMSON, R. B. The Role of Midtropospheric Winds in the Evolution and Maintenance of Low-Level Mesocyclones. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 1, p. 126–136, 1994.

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis

data. **Atmospheric Research**, v. 67–68, p. 73–94, 2003.

BROWN, R. A.; LEMON, L. R.; BURGESS, D. W. Tornado Detection by Pulsed Doppler Radar. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 1, p. 29–38, 1978.

BUREAU OF METEOROLOGY. Severe thunderstorm and tornado outbreak South Australia 28 September 2016. n. September, p. 62, 2016.

CLARK, A. J. *et al.* Climatology of Storm Reports Relative to Upper-Level Jet Streaks. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 4, p. 1032–1051, 2009.

DARDEN, C. B. *et al.* Utilizing total lightning information to diagnose convective trends. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 2, p. 167–175, 2010.

DAVIES-JONES, R.; TRAPP, R. J.; BLUESTEIN, H. B. Tornadoes and Tornadic Storms. In: DOSWELL, C. A. (Org.). **Severe Convective Storms**. Boston, MA: American Meteorological Society, 2001. p. 167–221.

DE CONING, E.; ADAM, B. F. The tornadic thunderstorm events during the 1998-1999 South African summer. **Water SA**, v. 26, n. 3, p. 361–376, 2000.

DE OLIVEIRA, R. **TORNADO DE XAXERÊ-2015: ANÁLISE SINÓTICA E CARACTERIZAÇÃO DAS CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS USANDO O MODELO WRF**. 2016. 88 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Meteorologia) - Universidade Federal de Santa Catarina, 2016.

DEE, D. P. *et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

DOSWELL III, C. A.; BURGESS, D. W. Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. **Geophysical Monograph Series**, n. Wicker, p. 161–172, 1993.

DOTY, B.; HOLT, T. GrADS. p. 1–144, 1999.

EDWARDS, R. *et al.* Tornado intensity estimation: Past, present, and future. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 5, p. 641–653, 2013.

FINCH, J.; BIKOS, D. Russian Tornado Outbreak of 9 June 1984. v. 7, n. June 1984, p. 1–28, 2012.

FOLHA UOL. **Tornado atinge cidade do Paraná, fere 20 e danifica 1.500 casas.** São Paulo, 2015. Disponível em: <<http://www1.folha.uol.com.br/cotidiano/2015/11/1708801-tornado-atinge-cidade-no-parana-fere-20-e-danifica-1500-casas.shtml>>. Acesso em: 16 de março de 2017.

FUJITA, T. T. Proposed Characterization of Tornadoes and Hurricanes By Area And Intensity. **Satellite & Mesometeorology Research Project**, n. 91, p. 1–39, 1971.

FUJITA, T. T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 8, p. 1511–1534, 1981.

FUJITA; PEARSON, D. Results of FPP classification of 1971 and 1972 tornadoes. **American Meteorological Society**, p. 142–145, 1973.

G1 GLOBO. **Tornado atinge Marechal Candido Rondon e deixa rastro de destruição.** Curitiba, 2015a. Disponível em: <<http://g1.globo.com/pr/oeste-sudoeste/noticia/2015/11/tornado-atinge-marechal-candido-rondon-e-deixa-rastro-de-destruicao.html>>. Acesso em: 16 de março de 2017.

G1 GLOBO. **Inmet confirma passagem de tornado em Chapecó, SC; houve feridos.** Florianópolis, 2015b. Disponível em: <<http://g1.globo.com/sc/santa-catarina/noticia/2015/11/inmet-confirma-passagem-de-tornado-em-chapeco-sc-houve-feridos.html>>. Acesso em: 17 de março de 2017.

GAMA, A. L.; GUY, N. ARTview: Towards a Open Source Radar Visualization Tool. **38th Conference on Radar Meteorology**, 2017.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface Cyclogenesis over South America.

Monthly Weather Review, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, 1991.

GARNER, J. M. A Study of Synoptic-Scale Tornado Regimes. **Electronic Journal of Severe Storms**, v. 8, n. 3, p. 1–25, 2013.

GARRETT, R. A.; ROCKNEY, V. D. Tornadoes in northeastern Kansas, May 19, 1960. **Monthly Weather Review**, v. 90, n. 6, p. 231–240, 1962.

GOODMAN, S. J. *et al.* The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1–4, p. 423–437, 2005.

GRAF, M.; SPRENGER, M.; MOORE, R. Synoptic and Mesoscale Weather Situations Associated with Tornadoes in Europe. **Assembly**, v. 11, n. February, p. 8226, 2009.

HELD, G. *et al.* The Structure of Three Tornado-Generating Storms Based on Doppler Radar and Lightning Observations in the State of São Paulo, Brazil. **Proceedings, 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**, n. Figure 2, p. 1787–1797, 2006.

HELMUS, J. J.; COLLIS, S. M. 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**, v. 4, n. 1, p. e25, 2016.

IBGE. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br>>. Acesso em: 17 de março de 2017.

KNAPP, M. D. I. Using cloud-to-ground lightning data to identify tornadic thunderstorm signatures and nowcast severe weather. **National Weather Digest**, v. 19, n. 2, p. 35–42, 1994.

KUMJIAN, M. R. Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part II: Warm- and cold-season applications. **Journal of Operational Meteorology**, v. 1, n. 20, p. 243–264, 2013.

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.

LEMON, L. R.; DOSWELL III, C. A. Severe Thunderstorm Evolution and Mesocyclone Structure as Related to Tornadogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1184–1197, 1979.

MARCELINO, I. P. V. DE O.; NASCIMENTO, E. DE L.; FERREIRA, N. J. Tornadoes in Santa Catarina State (southern Brazil): event documentation, meteorological analysis and vulnerability assessment. **Lagavulin.Ltid.Inpe.Br**, p. 1–15, 2005.

MARENGO, J. A. *et al.* Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.

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

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. [S.l.]: Wiley Blackwell, 2010.

MCCANN, D. W. The Enhanced-V: A Satellite Observable Severe Storm Signature. **Monthly Weather Review**, v. 111, p. 887–894, 1983.

MCDONALD, J. R.; MEHTA, K. C. A Recommendation for an Enhanced Fujita Scale (EF-Scale). n. June, p. 1–95, 2006.

NASCIMENTO, E. L. Identifying severe thunderstorm environments in southern Brazil: analysis of severe weather parameters. **22nd Conference on Severe Local Storms**, 2004.

NASCIMENTO, E. L. *et al.* O episódio de tempo severo de 7 de setembro de 2009 nos contextos sinótico e climatológico . n. i, 2010.

NASCIMENTO, E. L. Previsão De Tempestades Severas Utilizando-Se Parâmetros Convectivos E Modelos De Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável No Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 121–140, 2005.

NASCIMENTO, E. L.; DOSWELL III, C. A. The Need for an Improved Documentation of Severe Thunderstorms and Tornadoes in South

America. n. cd, p. 8 pp., 2004.

NASCIMENTO, E. L.; FOSS, M. A 12-year climatology of severe weather parameters and associated synoptic patterns for subtropical South America. **Severe Local Storms Conference**, n. December, p. 9 pp., 2009.

NWS, S. S. **The Central Texas Tornadoes of May 27, 1997**. Silver Spring: NOAA - U.S Department of Commerce, 1998.

PEREZ, A. H.; WICKER, L. J.; ORVILLE, R. E. Characteristics of Cloud-to-Ground Lightning Associated with Violent Tornadoes. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 428–437, 1997.

RADIO PIRATUBA. **Tornado causa destruição em Marechal Candido Rondon**. Piratuba, 2015. Disponível em: <<http://www.radiopiratuba.com.br/noticias/noticia/id:1914;tornado-causa-destruicao-em-marechal-candido-rondon.html>>. Acesso em: 17 de março de 2017.

RABIN, R. M. Nowcasting Thunderstorm Intensity from Satellite: A Review. 2004, [S.l: s.n.], 2004.

RASMUSSEN, E. N. Refined Supercell and Tornado Forecast Parameters. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 3, p. 530–535, 2003.

RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, D. O. A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1148–1164, 1998.

RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA, M. D.; HOUZE, R. A. Severe convection and lightning in subtropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 20, p. 7359–7366, 2014.

ROBERTS, R.; BURGESS, D.; MEISTER, M. Developing tools for nowcasting storm severity. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 11, p. 540–558, 2006.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. On the Rotation and Propagation of Simulated Supercell Thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 3, p. 271–292, 1985.

RYZHKOVA, A. V. *et al.* Polarimetric Analysis of a 3 May 1999 Tornado. **Preprints, 21st Conference on Severe Local Storms**, n. May 1999, p. 2–5, 2002.

RYZHKOVA, A. V. *et al.* Polarimetric Tornado Detection. **Journal of Applied Meteorology**, v. 44, n. 5, p. 557–570, 2005.

SCHULTZ, C. J.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D. Lightning and Severe Weather: A Comparison between Total and Cloud-to-Ground Lightning Trends. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 5, p. 744–755, 2011.

SELUZNIAK, R. H. L. **Controle de Qualidade em Dados de Radar Polarimétrico com Apoio de Visualizador Interativo de Dados**. 2016. 106 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Universidade Federal do Paraná, 2016.

SILVA DIAS, M. A. F. An Increase in the Number of Tornado Reports in Brazil. **Weather, Climate, and Society**, v. 3, n. 3, p. 209–217, 2011.

SIMEPAR. **NOVO RADAR METEOROLÓGICO COMEÇA A OPERAR EM CASCAVEL**. Curitiba, 2014. Disponível em: <<http://www.simepar.br/site/internas/conteudo/simeparemtempo/index.shtml?id=10>>.

SINGLETON, F. The Beaufort scale of winds - Its relevance, and its use by sailors. **Weather**, v. 63, n. 2, p. 37–41, 2008.

SUOMEN SÄÄKESKUS. **Supercell Composite Parameter**. Finnish Weather Center, 2015a. Disponível em: <<http://www.saakeskus.fi/resources/grads-scripts/147-supercell-composite-parameter>>. Acesso em: 19 de setembro de 2017.

SUOMEN SÄÄKESKUS. **Significant Tornado Parameter**. Finnish Weather Center, 2015b. Disponível em: <<http://www.saakeskus.fi/resources/grads-scripts/140-significant-tornado-parameter>>. Acesso em: 19 de setembro de 2017.

THOMPSON, R. L. *et al.* Close Proximity Soundings within Supercell Environments Obtained from the Rapid Update Cycle. **Weather and**

Forecasting, v. 18, n. 6, p. 1243–1261, 2003.

THOMPSON, R. L.; EDWARDS, R.; HART, J. A. Evaluation and interpretation of the supercell composite and significant tornado parameters at the Storm Prediction Center. **21st Conf. Severe Local Storms, San Antonio TX**, n. January, p. 1–4, 2002.

THOMPSON, R. L.; EDWARDS, R.; MEAD, C. M. An update to the supercell composite and significant tornado parameters. **Preprints, 22nd Conf. on Severe Local Storms**, p. 0–3, 2004.

WAKIMOTO, R. M.; WILSON, J. W. Non-supercell Tornadoes. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1113–1140, 1989.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introduction Survey**. 2nd. ed. [S.l.]: Academic Press, 2006.

YOUNG, D. F. *et al.* **A Brief Introduction To Fluid Mechanics**. [S.l.: s.n.], 2010.