

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



**TESE DE DOUTORADO**

**Dayana Rabelo Toledo**

**TEMPO SEVERO E FORMAÇÃO DE TORNADO EM  
TAQUARITUBA/SP: UMA APLICAÇÃO DO MODELO WRF COMO  
FERRAMENTA DE ANÁLISE**

**Campina Grande, março 2023**



**Universidade Federal de Campina Grande – UFCG**  
**Centro de Tecnologia e Recursos Naturais – CTRN**  
**Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas – UACA**  
**Programa de Pós-Graduação em Meteorologia – PPGMet**

**TESE**

**TEMPO SEVERO E FORMAÇÃO DE TORNADO EM TAQUARITUBA/SP: UMA  
APLICAÇÃO DO MODELO WRF COMO FERRAMENTA DE ANÁLISE**

**DAYANA RABELO TOLEDO**

**CAMPINA GRANDE – PB**  
**MARÇO DE 2023**

**DAYANA RABELO TOLEDO**

**TEMPO SEVERO E FORMAÇÃO DE TORNADO EM  
TAQUARITUBA/SP: UMA APLICAÇÃO DO MODELO WRF COMO  
FERRAMENTA DE ANÁLISE**

Trabalho de tese (doutorado) apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de Doutor em Meteorologia.

**Área de concentração:** Meteorologia de Meso e Grande Escala

**Subárea:** Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

**Orientador:** Profa. Dra Magaly de Fátima Correia

CAMPINA GRANDE – PB  
MARÇO DE 2023

T649t Toledo, Dayana Rabelo.  
Tempo severo e formação de tornado em Taquarituba/SP: uma aplicação do modelo WRF como ferramenta de análise / Dayana Rabelo Toledo. – Campina Grande, 2023.  
140 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2023.  
"Orientação: Profa. Dra. Magaly de Fátima Correia".  
Referências.

1. Meteorologia de Meso e Grande Escala. 2. Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical. 3. Tempestade Severa – Tornados. 4. Modelagem Numérica. 5. Índices de Instabilidade. 6. Jato de Baixos Níveis. I. Correia, Magaly de Fátima. II. Título.

CDU 551.515.6(043)

DAYANA RABELO TOLEDO

TEMPO SEVERO E FORMAÇÃO DE TORNADO EM TAQUARITUBA/SP: UMA  
APLICAÇÃO DO MODELO WRF COMO FERRAMENTA DE ANÁLISE

TESE APROVADA EM 09/03/2023

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dra. MAGALY DE FATIMA CORREIA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



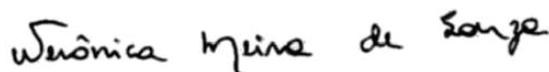
Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. LINCOLN ELOI DE ARAÚJO  
Departamento de Engenharia do Meio Ambiente  
Centro de Ciências Aplicadas e Educação  
Universidade Federal da Paraíba



Prof. Dra. WERÔNICA MEIRA DE SOUZA  
Unidade Acadêmica de Garanhuns  
Universidade Federal Rural de Pernambuco

***Dedico minha tese a meu bebê  
que é minha inspiração***

## **AGRADECIMENTOS**

Gostaria de agradecer a todas as pessoas que de uma forma ou outra me ajudaram nesta longa caminhada.

A minha orientadora Profa. Magaly, pelo apoio, paciência e grande ajuda nestes anos de pesquisa.

A meu filho Daniel Antônio, que é minha grande inspiração.

Ao meu esposo Yasmany, por estar comigo em todo momento.

A minha irmã por ser minha grande amiga e meu apoio incondicional.

A minha mãe e avó por confiar em mim e me apoiar nestes anos de estudo.

A coordenação da Pós-Graduação em Meteorologia, pela ajuda que brinda a todos os estudantes do programa.

À Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, principalmente todos os professores do programa por todos os conhecimentos fornecidos.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela bolsa de estudos fornecida.

Ao Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMET) pela liberação das imagens do CAPPI do radar de Bauru, SP.

Ao pessoal do banco de dados da rede meteorológica do Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas (CIIAGRO) por liberar os dados das variáveis meteorológicas da estação de Taquarituba, SP.

## RESUMO

Os tornados são considerados fenômenos súbitos e violentos que provocam grandes impactos ambientais na infraestrutura social e na segurança humana. As simulações deste tipo de fenômeno mediante modelagem numérica estão aumentando durante os últimos anos, para tentar descobrir padrões e/ou indicadores dos ambientes mais favoráveis para sua formação e dessa forma tentar minimizar os danos que podem provocar. O objetivo principal desta pesquisa é investigar as condições atmosféricas que favoreceram o desenvolvimento e evolução da tempestade severa que gerou o tornado na cidade de Taquarituba, São Paulo no dia 22 de setembro de 2013. Foram usados dados de satélite, imagens do radar meteorológico de Bauru, dados de estações de superfície e do reanálise MERRA2. O modelo WRF foi processado com três grades aninhadas (18, 6 e 2 km) a cada 30 minutos e utilizando dados de entrada do modelo GFS. Foram realizados 4 experimentos usando combinações com 2 esquemas de microfísica de nuvens e 2 de camada limite planetária com o intuito de encontrar qual destas combinações reproduziu de uma melhor maneira o ambiente atmosférico que desencadeou o evento severo e avaliar a sensibilidade do modelo na representação de alguns parâmetros termodinâmicos e variáveis atmosféricas indicadores de convecção profunda. Os resultados mostraram que a presença do Jato de Baixos Níveis, com ventos superiores a 15m/s, em conjunto com o Jato de Altos Níveis, confirmando-se o acoplamento entre eles, tiveram grande contribuição para a geração da instabilidade convectiva em superfície e conseqüentemente no desenvolvimento da tempestade severa e do tornado. Todos os índices mostraram uma mudança significativa no valor próximo do horário em que aconteceu o tornado. Os experimentos 3 e 4 foram os que mostraram um melhor desempenho do modelo na representação das condições atmosféricas que favoreceram a formação do evento severo, evidenciando que os esquemas de parametrização da CLP influenciaram significativamente no desenvolvimento das condições atmosféricas que geraram a tempestade severa em Taquarituba.

**Palavras chaves:** Tempestade severa, modelagem numérica, índices de instabilidade, Jato de baixos Níveis

## ABSTRACT

Tornadoes are considered sudden and violent phenomena that cause major environmental impacts on social infrastructure and human security. The simulations of this type of phenomenon through numerical modeling have been increasing during the last years, to try to discover patterns and/or indicators of the most favorable environments for its formation and in this way to try to minimize the damages that they can cause. The main objective of this research is to investigate the atmospheric conditions that favored the development and evolution of the severe storm that generated the tornado in the city of Taquarituba, SP on September 22, 2013. Satellite data, images from the meteorological radar of Bauru were used, data from surface stations and from the MERRA2 reanalysis. The WRF model was processed with three nested grids (18, 6 and 2 km) every 30 minutes and using input data from the GFS model. Four experiments were carried out using combinations of 2 cloud microphysics schemes and 2 planetary boundary layer schemes in order to find which of these combinations reproduced in a better way the atmospheric environment that triggered the severe event and to evaluate the sensitivity of the model in the representation of some thermodynamic parameters and atmospheric variables indicators of deep convection. The results showed that the presence of the Low Level Jet, with winds greater than 15m/s, together with the High Level Jet, confirming the coupling between them, had a great contribution to the generation of convective instability on the surface and consequently in severe storm and tornado development. All indices showed a significant change in value around the time of the tornado. Experiments 3 and 4 showed the best performance of the model in representing the atmospheric conditions that favored the formation of the severe event, showing that the PLC parameterization schemes significantly influenced the development of the atmospheric conditions that generated the severe storm in Taquarituba.

**Keywords:** severe storm, numerical model, instability indices, Low Level Jet

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Foto de um tornado com funil de condensação (A), sem funil de condensação, mas com poeira e detritos em rotação perto da superfície (B) e com múltiplos vórtices (C) .....	28
Figura 2	Valores médios estimados de dias por ano com condições favoráveis para tempestades severas significativas (incluindo tornados) (A) e tempestades tornádicas significativas (B), no período de 1997 a 1999, a partir de “pseudo-sondagens” de proximidade obtidas com dados de reanálise do NCAR/NCEP .....	30
Figura 3	Localização dos tornados e trombas d’água no Brasil, de 1960 a 2008 .....	31
Figura 4	Distribuição mensal dos tornados registrados no estado de São Paulo durante o período de 1950 a 2010 .....	32
Figura 5	Distribuição espacial dos tornados registrados no estado de São Paulo durante o período de 1950 e 2008 .....	32
Figura 6	Número de tornados registrados nos estados Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul e São Paulo entre 1959 e 2018 .....	33
Figura 7	Número total de tornados registrados por estação do ano .....	33
Figura 8	Origem do mesociclone em níveis médios, em tempestades supercelulares, pela inclinação do tubo de vórtice horizontal em tubo de vórtice vertical .....	35
Figura 9	Representação esquemática de uma tempestade supercelular, adaptada para o Hemisfério Sul. As áreas sombreadas em vermelho/azul indicam as localizações das correntes ascendentes/descendentes. Tornados/ <i>gustnadoes</i> podem ocorrer nas regiões sombreadas em verde/rosa, respectivamente. O contorno externo representa o valor de refletividade de 35 dBZ, que envolve as regiões de correntes descendentes. (FFD = <i>forward flank downdraft</i> , RFD = <i>rear flank downdraft</i> ) .....	36
Figura 10	(A) Tempestade supercelular com a indicação do mesociclone, <i>wall cloud</i> , tornado e precipitação; (B) <i>gustnadoes</i> na frente de rajada de uma tempestade supercelular. (Fotos de Howard B. Bluestein) .....	38
Figura 11	Foto de um tornado não supercelular observado na Estação Aérea Naval de Jacksonville, Flórida. (Foto de Arlene Laing) .....	39
Figura 12	Modelo esquemático do desenvolvimento de um tornado não supercelular nas fases (A) inicial, (B) de desenvolvimento e (C) final. As setas cinzas representam a convergência e ascensão do ar abaixo da tempestade. As setas rosas indicam a direção do eixo de rotação. Setas pretas indicam o sentido de rotação da coluna de ar.....	40

Figura 13	(A) Traços significativos de tornados de 1979 a 2011 incluídos no estudo. Na cor cinza claro estão as 105 trilhas dos tornados de limite e na cor preto as 57 trilhas do setor quente. Linhas cinza grossas são limites de estado. (B) Gráficos de tornados relativos à superfície baixa para limites e (C) tornados significativos do setor quente. A estrela sólida representa o mínimo relativo ao sistema na pressão ao nível do mar. Os círculos representam os eventos de janeiro a abril, os quadrados de maio a junho, os diamantes de julho a agosto e os triângulos de setembro a dezembro. Os anéis de alcance são mostrados a cada 150 km .....	47
Figura 14	Esquematização da estrutura dinâmica comumente observada na América do Sul (a) e na América do Norte (b), em condições favoráveis para a convecção severa. JBN (Jato de Baixos Níveis), JS (Jato Subtropical) e JP (Jato Polar) .....	49
Figura 15	Esquema da circulação atmosférica predominante no verão austral em, (figura da esquerda) baixos níveis e (figura da direita) altos níveis na maioria dos tornados/trombas d'água associados a sistemas frontais. (A = alta pressão, B = baixa pressão, C = cavado, VC = vórtice ciclônico, EN = escoamento de noroeste) .....	50
Figura 16	Danos causados pelo tornado na cidade de Taquarituba/SP, em 22/09/2013 .....	57
Figura 17	Evolução do complexo de tempestades que provocou o tornado em Taquarituba o dia 22 de setembro de 2013, mediante o TITAN. O tempo de referência mais próximo da ocorrência do tornado 17:37 UTC (14: 37 HL) é mostrado em azul. Células ( $\geq 40$ dBZ) são mostradas a cada 7,5 min antes (amarelo) e depois (verde). BRU indica a localização do radar de Bauru .....	58
Figura 18	Mapa de localização geográfica da cidade de Taquarituba/ São Paulo .....	59
Figura 19	Área de cobertura dos radares de Bauru (BRU) e Presidente Prudente (PPR). Os círculos vermelhos indicam a área de cobertura de até 240km e os círculos pretos a área de cobertura de até 450 km .....	61
Figura 20	Mapa do relevo da região e localização geográfica da estação agrometeorológica de Taquarituba e das estações meteorológicas de Avaré, Joaquim Távora (as 3 estações são automáticas), do aeroporto de Londrina e do radar de Bauru usados na análise nesta pesquisa. O quadrado vermelho indica a área que compreende o mapa topográfico .....	63
Figura 21	Domínios usados nas simulações do WRF .....	67

Figura 22	Comparação entre a média mensal das precipitações (mm) de 2013 ( <b>cor vermelho</b> ) com a média mensal histórica das precipitações nos últimos 16 anos ( <b>cor azul</b> ) na estação agrometeorológica de Taquarituba .....	76
Figura 23	Ilustração esquemática da trajetória aproximada descrita pelo tornado na cidade de Taquarituba-SP em 22 de setembro de 2013. As linhas amarelas ligam locais (e respectivos horários) (círculos azuis) com registro de dano significativo .....	77
Figura 24	Carta sinótica de superfície das 06 UTC (A), 12 UTC (B) e 18 UTC (C) do dia 22 de setembro de 2013, e das 00UTC (D) do dia 23 de setembro de 2013 .....	78
Figura 25	Imagens infravermelhas de temperatura realçada do satélite GOES-13 às 09 UTC (A), 12 UTC (B) 15 UTC (C), 17:30 UTC (D), 18 UTC (E) e 21 UTC (F) do dia 22 de setembro de 2013 .....	79
Figura 26	Direção e magnitude do vento em 850 hPa (m/s) às: 12 UTC (A), 15 UTC (B); convergência de umidade ( $10^{-7} s^{-1}$ ) às: 12 UTC (C), 15 UTC (D), do dia 22 de setembro de 2013. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.....	81
Figura 27	Altura geopotencial (m) e velocidade vertical ( $Pa s^{-1}$ ) em 500 hPa às: 12 UTC (A), 15 UTC (B); altura geopotencial (m) 200hPa às: 12 UTC (C), 15 UTC (D), do dia 22 de setembro de 2013. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.....	82
Figura 28	Distribuição espacial dos valores do ângulo entre os jatos de 850 hPa e 200 hPa (Graus) às: 9 UTC (A), 12UTC (B) ,15 UTC (C) e 18 UTC (D) para o dia 22 de setembro de 2013 na cidade de Taquarituba. Valor do ângulo entre os jatos (colorido), direção do vento em 850 hPa (setas pretas) e direção do vento em 200 hPa (setas vermelhas) .....	83
Figura 29	Evolução temporal das variáveis temperatura (A), velocidade do vento a 2m (B), umidade relativa (C) e pressão (D) em superfície da estação agrometeorológica de Taquarituba e das estações meteorológicas de Avaré e Joaquim Távora localizadas a 640m, 776m e 513m de altitude respectivamente, para o dia 22 de setembro de 2013. A seta na cor rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado .....	85
Figura 30	Imagens do radar doppler de Bauru, para o dia 22 de setembro de 2013 às: (A) 13:01 HL; (B) 13:31 HL; (C) 14:01 HL; (D) 14:08 HL; (E) 14:16UTC e (F) 14:23 HL e (G) 14:31 HL. O grau de severidade das células convectivas e indicado pela escala de cores da direita .....	87
Figura 31	Imagens do radar doppler de Bauru, para o dia 22 de setembro de 2013 às: (A) 14:38 HL; (B) 14:46 HL; (C) 14:53 HL; (D) 15:01 HL. O grau de severidade das células convectivas e indicado pela escala de cores da direita .....	88

Figura 32	Radiossondagem do aeroporto de Londrina às 00 e 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013 ( <b>A e B</b> ) e às 00 UTC do 23 de setembro de 2013 ( <b>C</b> ) .....	90
Figura 33	Evolução temporal das temperaturas observadas na estação agrometeorológica de Taquarituba e nas estações meteorológicas de superfície de Avaré e Joaquim Távora com as obtidas no modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas delas, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013. A seta na cor rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado .....	91
Figura 34	Evolução temporal da umidade relativa observada na estação agrometeorológica de Taquarituba e nas estações meteorológicas de superfície de Avaré e de Joaquim Távora com as obtidas no modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas delas, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013. A seta rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado .....	92
Figura 35	Evolução temporal do vento observado na estação agrometeorológica de Taquarituba e nas estações meteorológicas de superfície de Avaré e de Joaquim Távora com as obtidas no modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas delas, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013. A seta rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado .....	93
Figura 36	Evolução temporal da pressão em superfície observada nas estações meteorológicas de superfície de Avaré e de Joaquim Távora com as obtidas no modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas delas, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013. A seta rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado .....	94
Figura 37	Comparação entre a radiossondagem observada do aeroporto de Londrina fornecida pela Universidade de Wyoming com as obtidas nas simulações do modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas dela, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 12UTC do dia 22 de setembro de 2013 .....	95

Figura 38	Distribuição espacial do índice TT ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtido dos dados de reanálise <b>(A)</b> ; das simulações do WRF para experimento 1 <b>(B)</b> ; experimento 2 <b>(C)</b> ; experimento 3 <b>(D)</b> e experimento 4 <b>(E)</b> para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	97
Figura 39	Distribuição espacial do índice TT ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtido dos dados de reanálise <b>(A)</b> ; das simulações do WRF para experimento 1 <b>(B)</b> ; experimento 2 <b>(C)</b> ; experimento 3 <b>(D)</b> e experimento 4 <b>(E)</b> para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.....	98
Figura 40	Distribuição espacial do índice K ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtido dos dados de reanálise <b>(A)</b> ; das simulações do WRF para experimento 1 <b>(B)</b> ; experimento 2 <b>(C)</b> ; experimento 3 <b>(D)</b> e experimento 4 <b>(E)</b> para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	100
Figura 41	Distribuição espacial do índice K ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtido dos dados de reanálise <b>(A)</b> ; das simulações do WRF para experimento 1 <b>(B)</b> ; experimento 2 <b>(C)</b> ; experimento 3 <b>(D)</b> e experimento 4 <b>(E)</b> para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.....	101
Figura 42	Distribuição espacial do índice SWEAT (adimensional) obtido dos dados de reanálise <b>(A)</b> ; das simulações do WRF para experimento 1 <b>(B)</b> ; experimento 2 <b>(C)</b> ; experimento 3 <b>(D)</b> e experimento 4 <b>(E)</b> para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.....	102
Figura 43	Distribuição espacial do índice SWEAT (adimensional) obtido dos dados de reanálise <b>(A)</b> ; das simulações do WRF para experimento 1 <b>(B)</b> ; experimento 2 <b>(C)</b> ; experimento 3 <b>(D)</b> e experimento 4 <b>(E)</b> para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.....	103
Figura 44	Distribuição espacial da divergência do fluxo de umidade em 850 hPa ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ ) obtido dos dados de reanálise <b>(A)</b> ; das simulações do WRF para experimento 1 <b>(B)</b> ; experimento 2 <b>(C)</b> ; experimento 3 <b>(D)</b> e experimento 4 <b>(E)</b> para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	104

Figura 45	Distribuição espacial da divergência do fluxo de umidade em 850 hPa ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ ) obtido dos dados de reanálise ( <b>A</b> ); das simulações do WRF para experimento 1 ( <b>B</b> ); experimento 2 ( <b>C</b> ); experimento 3 ( <b>D</b> ) e experimento 4 ( <b>E</b> ) para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	105
Figura 46	Distribuição espacial do cisalhamento do vento na cama de 10m a 500 hPa (m/s) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	106
Figura 47	Distribuição espacial do cisalhamento do vento na cama de 10m a 500 hPa (m/s) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	107
Figura 48	Distribuição espacial do CAPE (J/kg) obtido das simulações do WRF para experimento 1 ( <b>A</b> ); experimento 2 ( <b>B</b> ); experimento 3 ( <b>C</b> ) e experimento 4 ( <b>D</b> ) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	108
Figura 49	Distribuição espacial do CIN (J/kg) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 ( <b>A</b> ); experimento 2 ( <b>B</b> ); experimento 3 ( <b>C</b> ) e experimento 4 ( <b>D</b> ) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.....	109
Figura 50	Distribuição espacial do HRT para 3 km ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 ( <b>A</b> ); experimento 2 ( <b>B</b> ); experimento 3 ( <b>C</b> ) e experimento 4 ( <b>D</b> ) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	110

Figura 51	Distribuição espacial do IEH (adimensional) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 <b>(A)</b> ; experimento 2 <b>(B)</b> ; experimento 3 <b>(C)</b> e experimento 4 <b>(D)</b> para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	111
Figura 52	Distribuição espacial do índice k (°C) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 <b>(A)</b> ; experimento 2 <b>(B)</b> ; experimento 3 <b>(C)</b> e experimento 4 <b>(D)</b> para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	112
Figura 53	Distribuição espacial do índice TT (°C) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 <b>(A)</b> ; experimento 2 <b>(B)</b> ; experimento 3 <b>(C)</b> e experimento 4 <b>(D)</b> para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	113
Figura 54	Distribuição espacial do índice SWEAT (adimensional) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 <b>(A)</b> ; experimento 2 <b>(B)</b> ; experimento 3 <b>(C)</b> e experimento 4 <b>(D)</b> para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	114
Figura 55	Distribuição espacial dos valores do cisalhamento do vento de para a camada de 10m a 500 hPa (m/s) obtidos das simulações do WRF, para experimento 1 <b>(A)</b> ; experimento 2 <b>(B)</b> ; experimento 3 <b>(C)</b> e experimento 4 <b>(D)</b> para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	115
Figura 56	Distribuição espacial da convergência do fluxo de umidade em 850 hPa (10 <sup>-7</sup> g kg <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> ) obtidos das simulações do WRF, para experimento 1 <b>(A)</b> ; experimento 2 <b>(B)</b> ; experimento 3 <b>(C)</b> e experimento 4 <b>(D)</b> para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP .....	116

Figura 57	Variação temporal do CAPE (J/kg) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	117
Figura 58	Variação temporal do CIN (J/kg) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	118
Figura 59	Variação temporal do índice K (°C) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	119
Figura 60	Variação temporal do TT (°C) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	120
Figura 61	Variação temporal da convergência do fluxo de umidade (10-7 g kg-1 s-1) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	121
Figura 62	Variação temporal do SWEAT (adimensional) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	122

Figura 63	Variação temporal do cisalhamento vertical do vento (m/s) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	123
Figura 64	Variação temporal do HRT3km (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> ) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	124
Figura 65	Variação temporal do IEH (adimensional) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC) .....	124

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1	Categorias, intervalos de velocidades dos ventos provocados da Escala de Fujita (Escala F) e Escala de Fujita Modificada (Escala EF) e classificação dos danos provocados.....	29
Quadro 2	Experimentos feitos para testar a sensibilidade de 2 esquemas de microfísica e 2 de camada limite planetária usadas nas simulações do modelo WRF.....	68
Quadro 3	Parametrizações e esquemas fixos usados nas simulações do modelo WRF para cada experimento.....	68
Quadro 4	Valores de referência da CAPE .....	70
Quadro 5	Valores críticos do índice K .....	71
Quadro 6	Valores críticos do índice TT.....	72
Quadro 7	Valores críticos do SWEAT .....	74
Quadro 8	Resumo dos experimentos que tiveram melhor desempenho para um dos índices de instabilidade .....	125

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Resumo dos valores dos índices convectivos obtidos nas simulações e valores de referência .....	126
----------	---	-----

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

A	Sistema de Alta Pressão
AS	América do Sul
ASAN	Anticiclone Subtropical Semipermanente do Atlântico Norte
B	Centro de Baixa Pressão
BRU	Bauru
C	Cavado
CAPPI	<i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
CIN	Inibição Convectiva
CIS	Cisalhamento Vertical do Vento
CLP	Camada Limite Planetária
cm	Centímetros
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
dbz	Fator de Refletividade que mede a Intensidade do Eco
DSA	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
EN	Escoamento de Noroeste
EUA	Estados Unidos da América
FFD	<i>Foward Flank Downdraft</i>
FNL	<i>NCEP Final Analysis</i>
GDAS	<i>Global Data Assimilation System</i>
GFS	<i>Global Forecasting System</i>
GOES-13	<i>Geostationary Operational Environmental Satellites-13</i>
GSFC/NASA	<i>Goddard Space Flight Center da National Aeronautics and Space Administration</i>
HN	Hemisfério Norte
hPa	Hectopascal
HRT	Helicidade Relativa à Tempestade
HS	Hemisfério Sul
IEH	índice Energia Helicidade
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPMet	Instituto de Pesquisas Meteorológicas
JAN	Jato de Altos Níveis
JBN	Jato de Baixos Níveis
K	Índice K
km	Kilômetros
LI	Índice de Levantamento
LR	<i>Lapse Rate</i>
MERRA2	<i>Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2</i>
MF	Microfísica de nuvens

m/s	Metros/segundo
MYJ	<i>Mellor Yamada Janjic Scheme</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCDS	Centro Nacional de dados Climáticos
NCE	Nível de Convecção Espontânea
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCL	Nível de Convecção Livre
NET	Nível de Equilíbrio Térmico
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NWS	<i>National Weather Service</i>
PCS	Parâmetro Composto de Supercélula
PR	Paraná
PPI	<i>Plan Position Indicato</i>
PPR	<i>Presidente Prudente</i>
RFD	<i>Rear Flank Downdraft</i>
SC	Santa Catarina
SE	Sudeste
SI	Índice de Showalter
SP	São Paulo
SST	<i>Sea Surface Temperature</i>
SWEAT	Índice SWEAT
T	Temperatura
Td	Temperatura do Ponto de Orvalho
TITAN	<i>Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting</i>
TMPA	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission Multi-Satellite Precipitation Analysis</i>
TT	Índice Total de Totais
TVVT	Taxa de Variação Vertical de Temperatura
TKE	Energia Cinética Turbulenta
UTC	Unidade de Tempo Universal
VC	Vórtice Ciclônico
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WRFSM3	<i>WRF Single Moment 3</i>
WSM6	<i>WRF Single Moment 6</i>
YSU	<i>Yonsei University Scheme</i>

## SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO .....	23
2 OBJETIVOS .....	25
2.1 Objetivo geral .....	25
2.2 Objetivos específicos .....	25
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	27
3.1 Características gerais dos tornados .....	27
3.2 Climatologia .....	29
3.3 Tipos de tornados .....	34
3.3.1 Tornados supercelulares (circulação mesociclônica) .....	34
3.3.2 Tornados não supercelulares .....	37
3.4 Previsão de tempestades severas e tornados: parâmetros termodinâmicos .....	40
3.5 Condições atmosféricas de grande escala .....	44
3.6 Características gerais do Modelo WRF.....	50
3.6.1 Parametrizações nos modelos de mesoescala. WRF.....	51
3.6.2 Trabalhos com o modelo WRF e as suas parametrizações.....	52
3.7 O tornado de Taquarituba: descrição do evento .....	56
4 DADOS E METODOLOGIA .....	59
4.1 Região de estudo .....	59
4.2 Dados .....	60
4.2.1 Satélite .....	60
4.2.2 Radar .....	60
4.2.3 Dados de Reanálise .....	61
4.2.4 Dados de estações meteorológicas .....	62
4.2.5 Diagramas termodinâmicos .....	63
4.2.6 Imagens e vídeos impressionantes .....	64
4.3 Metodologia .....	64
4.3.1 Análise do Ambiente em Escala Sinótica .....	64
4.3.2 Jato de Baixos Níveis (JBN) .....	64
4.3.3 Ângulo entre escoamentos nos níveis de 200hPa e 850 hPa .....	65
4.3.4 Modelagem atmosférica com o Weather Research Forecast (WRF).....	66
4.3.4.1 Configurações do modelo, parametrizações e experimentos.....	66

4.3.5 Seleção, descrição e cálculo dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos .....	69
4.3.5.1 Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) .....	70
4.3.5.2 Inibição Convectiva (CIN) .....	70
4.3.5.3 Índice K.....	71
4.3.5.4 Índice <i>Total-Totals</i> (TT) .....	72
4.3.5.5 Helicidade Relativa à Tempestade (HRT) .....	72
4.3.5.6 Índice Energia Helicidade (IEH) .....	73
4.3.5.7 Índice SWEAT.....	74
4.3.5.8 Cisalhamento Vertical do Vento (CIS) .....	75
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	76
5.1 Climatologia das precipitações em Taquarituba .....	76
5.2 Trajetória aproximada do tornado .....	76
5.3 Análise do ambiente a escala sinótica .....	77
5.4 Análise do ambiente termodinâmico .....	88
5.5 Simulações das variáveis temperatura, vento, umidade relativa e pressão em superfície com o WRF .....	90
5.6 Simulação da sondagem termodinâmica para o aeroporto de Londrina nos 4 experimentos .....	94
5.7 Comportamento dos índices termodinâmicos .....	96
5.8 Comportamento dos índices termodinâmicos simulados pelo WRF no horário do tornado (17:30UTC) a partir da sua distribuição espacial .....	107
5.9 Comportamento dos índices termodinâmicos simulados pelo WRF a partir da sua variação temporal .....	116
6 CONCLUSÕES .....	127
REFERÊNCIAS .....	129

## 1 INTRODUÇÃO

Durante as últimas décadas, estudos realizados com o objetivo de aumentar o entendimento dos fatores que influenciam na formação e intensificação de tempestades convectivas severas estão se tornando cada vez mais necessários e importantes a nível nacional e internacional, devido aos grandes danos e destruições que podem provocar. Por causa disso, atualmente um dos principais desafios para os pesquisadores é encontrar uma forma de prever com maior antecedência a formação desse tipo de fenômeno, para dessa forma tentar minimizar os danos ocasionados tanto na população como também na economia.

Vários autores definiram tempestade severa como um evento meteorológico que precisa gerar, pelo menos, um tornado ou ventos em superfície com velocidades iguais ou superiores a 94 km/h, ou ainda granizo de diâmetro igual ou maior do que 1,9 cm (JOHNS e DOSWELL, 1992; MOLLER, 2001). Estudos feitos por Mills e Colquhoun (1998) na Austrália, inseriram na definição as inundações repentinas e chuvas intensas, devido aos danos que podem ocasionar. Outro aspecto muito característico dos eventos de tempo severo é a ocorrência de descargas elétricas, causando grandes prejuízos ao sistema de fornecimento de energia da região, com consequências a diversos setores da sociedade (MORALES *et al.*, 2010).

Além disso, existem outros tipos de tempestades, como as unicelulares, multicelulares e supercelulares, que também podem provocar episódios de tempo severo, definidos por diversos autores considerando os danos provocados e o tipo de evento, em função do volume de chuva (inclui granizos, vendavais, chuvas intensas e alagamentos) e pela força dos ventos (incluindo os tornados, ventos fortes acima de 94 km/h ou downburst). Atualmente é considerando que a maioria dos eventos severos são provocados por tempestades severas (HALLAK, 2007; BENDER, 2018).

Dentre os fenômenos atmosféricos de alta severidade, os tornados constituem um dos mais difíceis de prever, devido a sua formação resultar de uma complexa dinâmica na qual estão envolvidos múltiplos processos e estruturas de microescala que só são ativadas sob determinadas condições ambientais (HOUZE, 2014; MAZUROV, 2019). Os tornados podem ser definidos como fenômenos súbitos e violentos que provocam grandes impactos ambientais na infraestrutura social e na segurança humana. É importante a realização de previsões com antecedência suficiente, para dessa forma conseguir que as pessoas procurem abrigos ou salvem

parte dos seus bens. Por isso, estudos de ocorrência de eventos severos, principalmente associados com tornados, estão se tornando cada vez mais frequentes no Brasil e no mundo (NASCIMENTO e DOSWELL, 2006, LARA *et al.*, 2019). Essa situação está mudando gradualmente na medida em que os meios de comunicação (mídia e internet) ajudam a divulgar evidências indiscutíveis de sua ocorrência (SILVA DIAS, 2011).

O estudo sobre este tipo de fenômeno é dificultado em função das diferentes complexidades envolvidas na sua formação, evolução e dissipação, devido a que apresentam uma série de limitações, começando pelos meios observacionais disponíveis. Na ausência de dados reais, a modelagem atmosférica constitui um recurso fundamental, tanto em centros de pesquisa quanto em centros operacionais. Os modelos numéricos de previsão do tempo representam uma ferramenta primordial na previsão do estado futuro da atmosfera, permitindo a detecção de padrões e/ou indicadores dos ambientes mais favoráveis para a formação de eventos severos, e dessa forma tentar minimizar os danos que podem provocar (CAMILLO e HERDIES, 2021).

Vários pesquisadores (GEORGE, 1960, MILLER, 1972, DAVIES-JONES, 1984, DOSWELL; RASMUSSEN, 1994) definiram uma série de índices convectivos (Índice K, TT, SWEAT, CAPE, CIN, HRT, dentre outros), com o objetivo de verificar características termodinâmicas e/ou cinemáticas da atmosfera que são típicas e necessárias durante a ocorrência de eventos severos, para dessa forma auxiliar tanto nas pesquisas quanto na previsão desse tipo de fenômeno. O conhecimento sobre os ambientes propícios para a formação de tempestades severas, assim como o estudo dos seus limiares, pode contribuir no melhoramento das previsões e ajudar a sociedade na prevenção deste tipo de fenômeno meteorológico (DOSWELL e SCHULTZ, 2006).

No Brasil, apesar da existência de vários estudos neste tema, ainda são insuficientes, devido à variação que apresentam de região para região. Apesar da grande maioria dos tornados acontecerem no Sul do país, a região Sudeste também registra um número considerável de ocorrência deste tipo de evento. Como ela representa a maior fonte econômica e populacional do país, se torna potencialmente uma das mais vulneráveis quando acontece esse tipo de fenômeno.

Pelas causas descritas anteriormente, o foco principal desta pesquisa é o estudo de um episódio de tempestade severa com tornado, ocorrido no dia 22 de

setembro de 2013 na cidade de Taquarituba, estado de São Paulo. Segundo relatos dos moradores que vivenciaram o fenômeno, tudo aconteceu de forma repentina e sem tempo para evitar toda a destruição vivenciada. O evento durou aproximadamente entre 5 e 10 minutos, mas foi o tempo suficiente para provocar grandes perdas na economia e danos graves à população da cidade. Segundo reportes de jornais (<https://g1.globo.com/busca/?q=tornado+taquarituba>), um total de duas pessoas morreram e 66 ficaram feridas, entretanto a cidade ficou sem energia e sem comunicação telefônica por várias horas. Na sua trajetória, o tornado destruiu grande parte do centro da cidade e outros dois bairros (Jardim Dona Carmélia e Parque Industrial), além do terminal rodoviário, que também ficou totalmente arrasado.

Acredita-se que os impactos e danos provocados por esse tipo de evento severo em um estado tão importante como São Paulo, assumem grandes proporções, devido à importância dos setores agrícola e industriais dessa região na economia do país. O uso conjunto de esquemas de parametrização disponíveis em modelos numéricos de previsão, imagens de radares meteorológicos e índices de instabilidade atmosférica é determinante para indicar os ambientes propícios à formação de tempestades com possível formação de tornados.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo geral**

Investigar as condições atmosféricas que favoreceram o desenvolvimento e evolução da tempestade severa que gerou o tornado na cidade de Taquarituba, SP.

### **2.2 Objetivos específicos:**

1. Caracterizar as condições de escala sinótica e mesoescala que favoreceram o desenvolvimento e evolução da tempestade severa e o tornado;
2. Simular mediante o modelo WRF o ambiente atmosférico existente durante o dia 22 de setembro de 2013 na cidade de Taquarituba/SP;
3. Determinar os mecanismos vinculados à ocorrência da tempestade severa e desenvolvimento do tornado;

4. Avaliar e testar o desempenho do modelo WRF com algumas das suas parametrizações de microfísica de nuvens e camada limite planetária na reprodução do padrão de comportamento de variáveis atmosféricas e índices termodinâmicos indicadores de tempo severo;
5. Identificar qual foi a combinação de parametrizações que melhor representou as variáveis meteorológicas e os índices termodinâmicos no caso de estudo, para seu possível uso no diagnóstico de tempestades severas futuras;
6. Comparar os valores das variáveis atmosféricas e índices termodinâmicos obtidos das simulações com dados de estações meteorológicas e de reanálise.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Estudos recentes em todo o planeta tem como objetivo fundamental encontrar padrões de semelhança na ocorrência de tempestades severas e tornados, para dessa forma tentar achar um produto capaz de prever esse tipo de fenômeno com a maior antecedência possível (ANTONESCU e BELL, 2015; HART e COHEN, 2016; ZHANG *et al.*, 2016; ANTONESCU *et al.*, 2017, KURDZO *et al.*, 2017; CHERNOKULSKY e SHIKHOV, 2018; CHILDS *et al.*, 2018; ELSNER *et al.*, 2019; MAZUROV, 2019; MYER *et al.*, 2021). No Brasil essas pesquisas baseiam-se na análise, caracterização e procura de diferentes padrões para contribuir na compreensão da sua origem e desenvolvimento, assim como achar a ferramenta mais viável para a previsão desses fenômenos (PINHEIRO *et al.*, 2014; OLIVEIRA, 2016; AGUIRRE, 2017; HASSAN *et al.*, 2017; GOEDE, 2017; HORNES e BALICKI, 2018, LARA *et al.*, 2019, VILAR *et al.*, 2020). Por outra parte, Candido, (2012); Bertoni, (2013); Wollmann e Lense, (2019) fazem uma atualização da base de dados de tornados no Brasil, trazendo como resultados os lugares mais vulneráveis à ocorrência desse tipo de fenômeno, que posteriormente foi nomeado como “Corredor Sul-Americano” (LENSSSE, 2018).

#### 3.1 Características gerais dos tornados

Segundo Doswell (1997), um tornado pode ser definido como uma nuvem em forma de funil que liga a base de um cumulonimbus à superfície terrestre, sendo que o ar em movimento que o mantém tem força suficiente para causar vários danos em superfície. Na escala local, o tornado é o mais intenso de todas as circulações atmosféricas, devido a sua intensidade e violência, sendo considerados um dos principais agentes responsáveis pela ocorrência de desastres naturais. Essa situação é agravada devido à complexidade existente para sua previsão, já que o tempo para a formação é muito curto. No estudo de Sadowski (1969) está documentada uma das formas usadas para detectar tornados dentro de tempestades, que seria a partir da formação de um eco em forma de gancho (“*hook echo*” do inglês) em imagens de radar. O autor relatou uma associação entre o eco de gancho e a gênese do tornado, mostrando que o tempo médio entre a sua aparição nas imagens de radar e a tornadogênese é de aproximadamente de 15 minutos. A sua dimensão espacial é

tipicamente inferior a 2 km, correspondendo a fenômenos na escala meso-γ, segundo classificação de Orlanski (1975), com um vórtice geralmente girando no sentido ciclônico, mas em raras ocasiões foram observados tornados com rotação anticiclônica. O formato de um tornado é cônico, sendo que uma das extremidades toca o solo e a outra extremidade está associada à tempestade (MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010).

Podem ser visíveis como um funil de condensação (Figura 1A), quando a pressão no interior da coluna em rotação é suficientemente baixa para que o vapor d'água condense e partículas de nuvens se formem. Por outro lado, podem ser visíveis como uma coluna em rotação de poeira ou de detritos (Figura 1B) se o ar estiver muito seco ou se a pressão não for suficientemente baixa para que um funil de condensação se forme ou se estenda até o solo. Também podem apresentar vórtices secundários (chamados de vórtices múltiplos), vórtices satélites, subvórtices ou vórtices de sucção (Figura 1C). Esses tipos de tornados são muito raros e podem chegar a ser muito intensos, gerando múltiplos vórtices claramente visíveis, que giram dentro do tornado principal (BARRY e CHORLEY 2013). No Brasil, já foram visualizados fenômenos com essas características, como são os casos do evento acontecido na cidade de Indaiatuba, estado de São Paulo, no dia 24 de maio de 2005 (HELD *et al.*, 2010; NASCIMENTO *et al.*, 2014; TOLEDO, 2017) e o tornado ocorrido em Marechal Cândido Rondon e Quatro Pontes, estado de Paraná, em novembro de 2015 (HORNES e BALICKI, 2018).



**Figura 1:** Foto de um tornado com funil de condensação (A), sem funil de condensação, mas com poeira e detritos em rotação perto da superfície (B) e com múltiplos vórtices (C).

**Fonte:** <https://tempojaopessoa.jimdofree.com/>.

Os tornados são medidos pela intensidade dos estragos que causam e não pelo seu tamanho físico. O tamanho de um tornado não é necessariamente uma indicação de seu “poder de destruição.”, uma vez que grandes tornados podem ser

fracos e tornados pequenos podem ser violentos (MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010). A principal ferramenta utilizada a nível mundial para medir a intensidade dos tornados é a escala de Fujita (1971). O autor classificou a força dos tornados em seis categorias, em função da extensão e severidade dos estragos provocados pelas rajadas de ventos, tornando-se a base para classificar cada tornado que ocorreu nos Estados Unidos de América (EUA) desde 1950 (DOSWELL *et al.*, 2009). Devido a uma série de eventos tornádicos que aconteceram no início dos anos 2000 nos EUA, foram feitas novas discussões para fazer uma reavaliação na classificação de tornados com base na Escala de Fujita (Escala F) e dessa forma surgiu uma nova escala de classificação, que passou a ser utilizada a partir de 2006, chamada *Enhanced Fujita Scale* ou Escala de Fujita Modificada (Escala EF) (POTTER, 2007). No Quadro 1 observam-se os limites de velocidades das duas escalas e a categorização dos danos provocados como consequência da intensidade dos ventos. As diferenças mais notáveis nos limiares das velocidades dos ventos são percebidas nas categorias de tornados menos/mais intensos, para as quais os ventos da Escala EF são maiores/menores aos da Escala F, respectivamente.

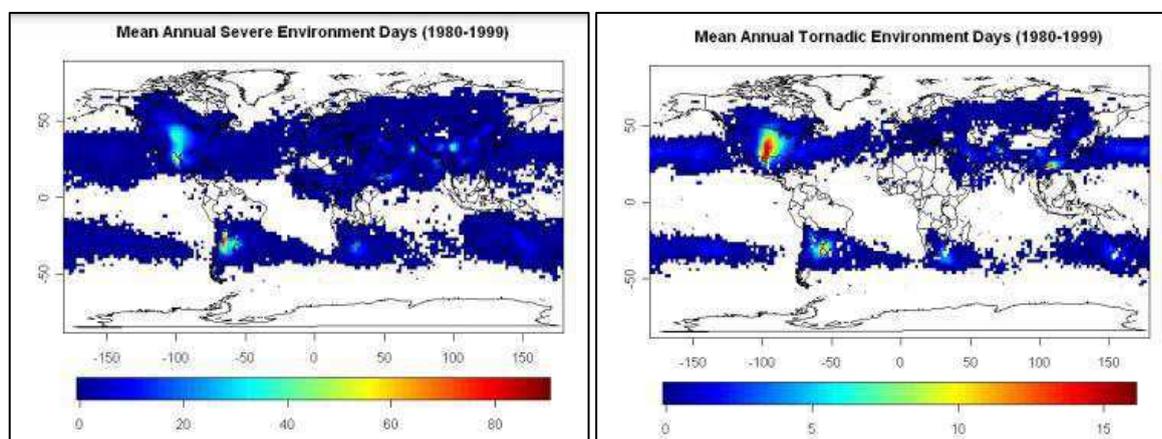
**Quadro 1:** Categorias, intervalos de velocidades dos ventos provocados da Escala de Fujita (Escala F) e Escala de Fujita Modificada (Escala EF) e classificação dos danos provocados. **Fonte:** Modificado de POTTER, 2007.

<b>Categoria</b>	<b>Escala F (Km/h)</b>	<b>Escala EF (Km/h)</b>	<b>Danos provocados</b>
<b>F0</b>	64-116	105 – 137	Leves
<b>F1</b>	117-180	138 – 177	Moderados
<b>F2</b>	181-253	178 – 217	Consideráveis
<b>F3</b>	254-332	218 – 266	Severos
<b>F4</b>	333-418	267 – 322	Devastadores
<b>F5</b>	419 o mais	323 o mais	Extremos

### 3.2 Climatologia

Brooks *et al.*, (2003) fizeram um estudo para avaliar a distribuição espacial dos dias/anos em que alguns índices convectivos indicavam a possibilidade de ocorrência de tempestades severas e tornados, a nível global, no período 1997-1999. Para isso, selecionaram alguns índices convectivos obtidos a partir de “pseudo-sondagens” de proximidade mediante dados de reanálise do *National Center for Atmospheric Research/ National Centers for Environmental Prediction* (NCAR/NCEP). Sondagens

de proximidade são radiossondagens simuladas perto de eventos severos para tentar determinar a relação entre as variáveis ambientais de grande escala e a ocorrência de tempo severo (BROOKS *et al.*, 1994). A identificação dessa relação pode ser difícil de ser obtida, devido à grande variabilidade, tanto no tempo quanto no espaço, das condições ambientais que podem sustentar uma tempestade severa. Os dias favoráveis à ocorrência de eventos tornádicos foram definidos como aqueles em que a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)  $\geq 100 \text{ Jkg}^{-1}$  e a Taxa de Variação Vertical de Temperatura (TVVT)  $\geq 6,5 \text{ Kkm}^{-1}$  na camada entre 2 e 4 km. Na Figura 2 é mostrada a distribuição espacial dos dias/anos em que essas condições ocorreram. As regiões que se destacaram foram: as grandes planícies dos Estados Unidos, o sul da América do Sul, particularmente o sul do Brasil e norte da Argentina, e uma pequena área ao sul da China, perto da Cordilheira do Himalaia. Os autores comentaram que, dada a escassez de registros de tempestades severas e de tornados nas diferentes regiões do planeta, os resultados mostraram que os dados de reanálise do modelo NCAR/NCEP são capazes de fornecer um indicativo das regiões preferenciais de ocorrência dos eventos analisados.

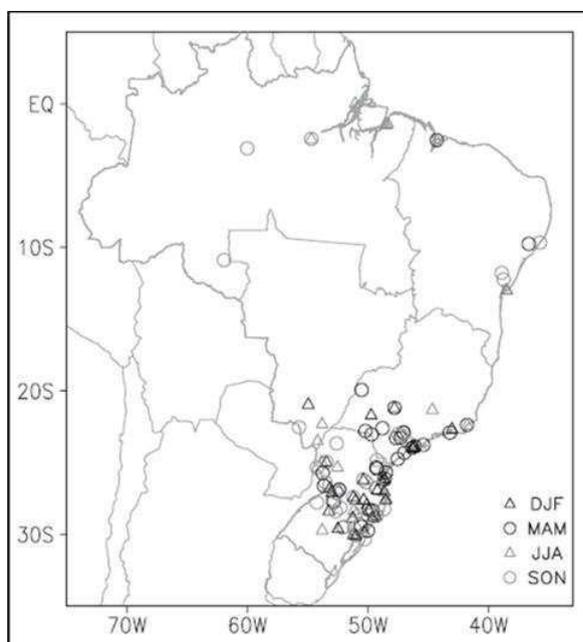


**Figura 2:** Valores médios estimados de dias por ano com condições favoráveis para tempestades severas significativas (incluindo tornados) **(A)** e tempestades tornádicas significativas **(B)**, no período de 1997 a 1999, a partir de “pseudo-sondagens” de proximidade obtidas com dados de reanálise do NCAR/NCEP.

**Fonte:** BROOKS *et al.*, 2006.

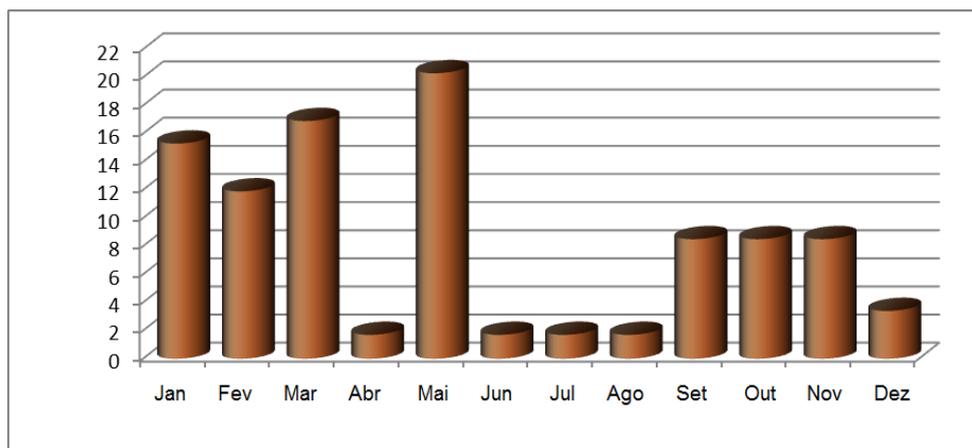
A Figura 3 mostra a variação sazonal de tornados e trombas d’água ocorridos e registrados no Brasil durante o período de 1960 a 2008, apresentada por Silva Dias (2011). Nitidamente, percebe-se a maior quantidade de registros nas regiões sul e sudeste. Apesar de não existir um banco de dados oficial do número de eventos tornádicos que ocorrem no país, a autora pondera que o aumento no registro das

ocorrências, especialmente durante os últimos anos analisados, foi decorrente do crescente número de aparelhos celulares em uso pela população, facilidades de comunicação por internet e pelas várias câmeras de vigilância instaladas em diferentes pontos das cidades. Ainda, a autora destaca que na ausência destas provas visuais, nem sempre os estragos decorrentes da passagem de um tornado são considerados evidências suficientes da sua ocorrência. Outra questão importante a ser levada em consideração está relacionada ao desconhecimento das particularidades ambientais que favorecem a formação destes fenômenos, especialmente nas regiões sul e sudeste do Brasil.



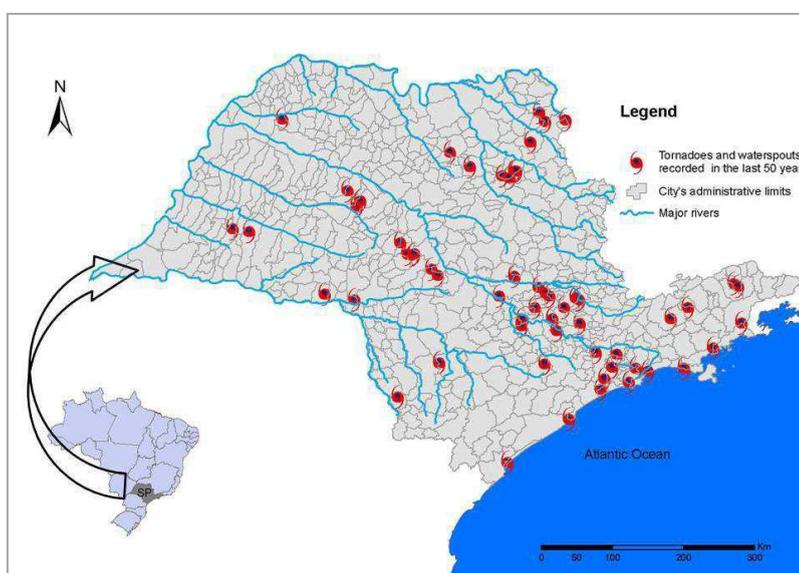
**Figura 3:** Localização dos tornados e trombas d'água no Brasil, de 1960 a 2008.  
**Fonte:** Silva Dias (2011).

CANDIDO (2012) fez um estudo da distribuição temporal e espacial dos tornados registrados no estado de São Paulo durante o período de 1950 a 2009. Foi afirmado que as ocorrências de eventos observados tendem a estar mais frequentes durante os meses mais quentes, mostrando um pico de maior concentração em maio, e uma menor probabilidade durante o inverno (Figura 4). A distribuição espacial (Figura 5) mostra alguns pontos onde as ocorrências de tornados são mais comuns. Na maioria dos casos a concentração deles encontra-se relacionada à presença de grandes corpos d'água.



**Figura 4:** Distribuição mensal dos tornados registrados no estado de São Paulo durante o período de 1950 a 2010.

**Fonte:** CANDIDO, 2012.

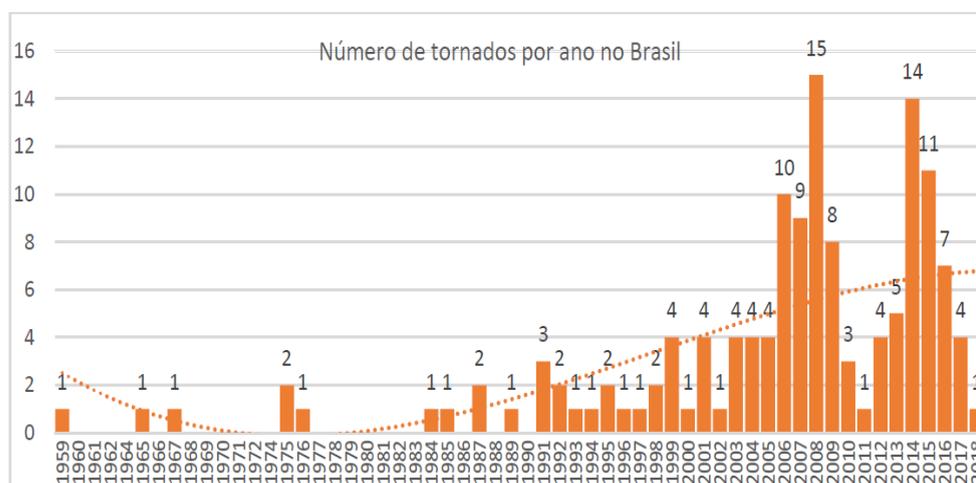


**Figura 5:** Distribuição espacial dos tornados registrados no estado de São Paulo durante o período de 1950 a 2008.

**Fonte:** CANDIDO, 2012.

Por outra parte, outros estudos como os de Silva Dias (2011) e Rodrigues (2011), mostraram que os estados com o maior número de registros no território brasileiro são localizados no sul e sudeste do país. Reforçando ainda mais esses estudos, recentemente Wollmann e Lensse (2019) fizeram um levantamento de dados dos tornados acontecidos nos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e São Paulo no período de 1959 a 2018, onde verificaram um total de 138 casos. Comentaram que os registros de tornados ainda eram escassos entre os anos de 1959 e 1990 porque era muito difícil ter uma testemunha ocular ciente de tal evento que pudesse registrá-lo com um equipamento de captura de imagem, ou ainda pela falta de população nos locais de ocorrência. Na Figura 6 observa-se uma síntese do

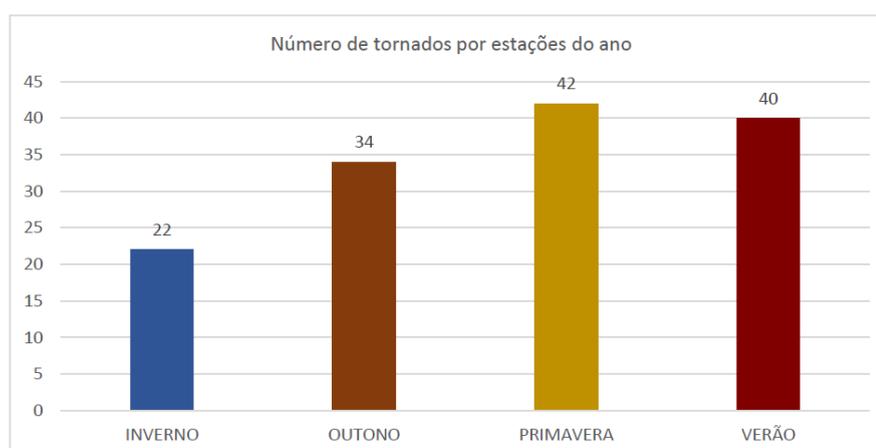
número anual de registros de tornados no período de estudo, apresentada pelos autores para esses estados.



**Figura 6:** Número anual de registros de tornados nos estados Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul e São Paulo entre 1959 e 2018.

**Fonte:** Wollmann e Lensse (2019).

Na Figura 7, extraída também de Wollmann e Lensse (2019), se mostram os registros de tornados por estação do ano nos estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná e São Paulo durante o período de 1959 a 2018, sendo que a maioria dos eventos ocorreram tanto no verão quanto na primavera. Segundo os autores, as regiões do Sul do Brasil e São Paulo mostram um aumento geral das atividades convectivas durante a primavera, verão e outono, com outubro sendo um mês particularmente ativo para os três estados.



**Figura 7:** Número total de tornados registrados por estação do ano.

**Fonte:** Wollmann e Lensse (2019).

### 3.3 Tipos de tornados

Na literatura são registrados dois tipos de tornados/trombas d'água: as que ocorrem associados a tempestades supercelulares (circulação mesociclônica) são denominados tornados supercelulares, e quando acontecem associados a uma tempestade não supercelular (circulação não mesociclônica) são chamados de tornados não supercelulares.

#### 3.3.1 Tornados supercelulares (circulação mesociclônica)

As tempestades supercelulares são responsáveis por grande parte do tempo severo observado em superfície. Segundo a definição usada pelo *National Weather Service* (NWS), entende-se por tempo severo a ocorrência de pelo menos um dos seguintes eventos: tornado, ventos fortes em superfície ( $\sim 25\text{m/s}$ ) e/ou granizo (com 2,5 cm de diâmetro) (BLUESTEIN, 2013).

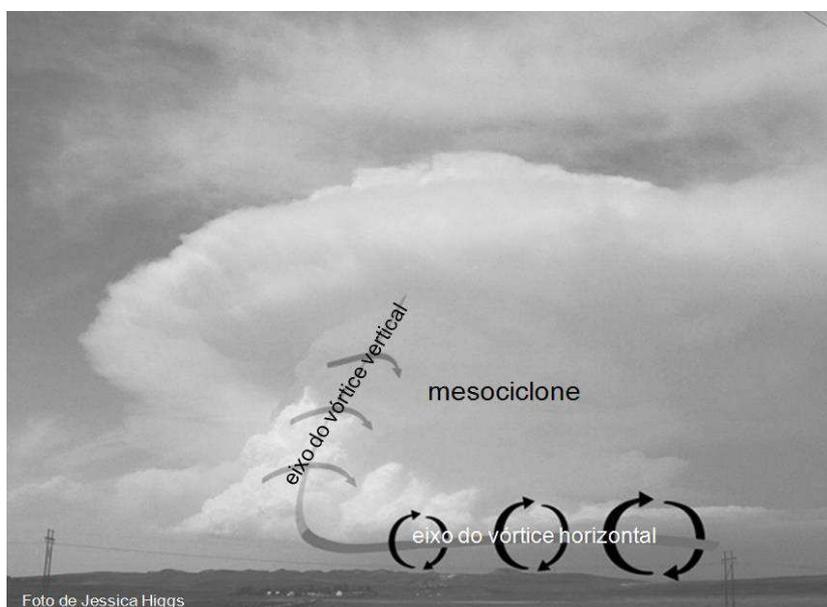
Nos Estados Unidos o maior número de casos de tornados e granizos de diâmetro considerável se originam a partir de tempestades supercelulares (MULHOLLAND *et al.*, 2018). Essas tempestades são caracterizadas por um tempo de vida mais longo quando comparadas com outras tempestades comuns, e são frequentemente observadas em ambientes com forte cisalhamento vertical do vento e suficientemente instáveis, além da presença de ar mais quente e úmido nos níveis mais baixos, associados a um mecanismo de levantamento (FUJITA, 1981; BROOKS *et al.*, 2003). Uma tempestade supercelular tem aproximadamente o mesmo tamanho que uma tempestade multicelular, mas a estrutura das nuvens, os movimentos do ar e os processos de precipitação são bem diferentes (BROWNING, 1964). Segundo vários autores (DOSWELL III e BURGESS, 1993; GRAF *et al.*, 2009), a maioria dos tornados intensos e violentos, de longa vida e grandes dimensões, é produzida por tempestades supercelulares.

Outra das características marcantes em tempestades supercelulares é a existência de um mesociclone em níveis médios. O mesociclone é um vórtice ciclônico que apresenta um diâmetro entre 2 e 10 km, vorticidade da ordem de  $10^{-2}\text{s}^{-1}$  ou maior, profundidade vertical de 3 a 8 km e está localizado tipicamente entre 4 e 6 km de altura dentro da tempestade (MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010). A origem do mesociclone está na transformação de vorticidade horizontal em componente vertical

da vorticidade relativa pelo termo de inclinação da equação da componente vertical da vorticidade relativa.  $\zeta$ , escrito abaixo:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} \propto - \left( \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial y} \right) \quad (1)$$

em que  $\zeta$  é a vorticidade vertical,  $t$  é o tempo e  $(u, v, w)$  são as componentes zonal, meridional e vertical do vento nas direções  $(x, y, z)$ , respectivamente. Dessa forma percebe-se que o termo de inclinação associa cisalhamentos verticais das componentes do vento com cisalhamentos horizontais da componente vertical do movimento. Os cisalhamentos verticais produzem rotação horizontal que se inclina verticalmente pelos cisalhamentos horizontais da velocidade vertical. A Figura 8 mostra a foto de uma tempestade supercelular e nela pode-se observar o caso de rotação horizontal perto da superfície, além das indicações do mesociclone e dos eixos dos vórtices horizontal e vertical.

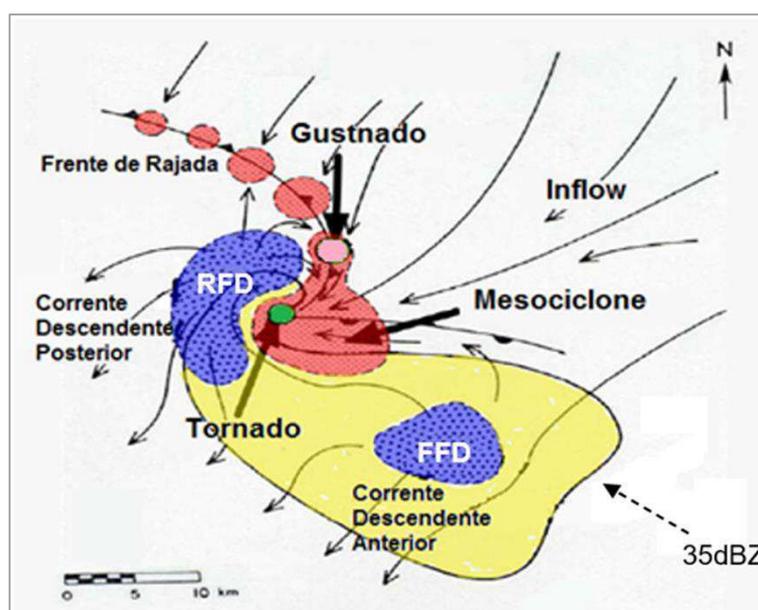


**Figura 8:** Origem do mesociclone em níveis médios, em tempestades supercelulares, pela inclinação do tubo de vórtice horizontal em tubo de vórtice vertical.

**Fonte:** Modificado de MARKOWSKI; RICHARDSON, 2009.

A Figura 9 mostra o modelo clássico de uma tempestade supercelular adaptado para o Hemisfério Sul. Nele, Bluestein (2013) apresenta uma série de características importantes para este modelo clássico de tempestade supercelular, tais como:

1. o ar do ambiente que se propaga em direção à tempestade (*inflow*) alimenta a corrente ascendente principal, que entra na nuvem em rotação, gerando o mesociclone;
2. se uma tempestade supercelular produzir um tornado, este ocorrerá junto à parede de nuvens (*wall cloud*);
3. o aparecimento da *wall cloud* indica a existência simultânea de corrente ascendente e de rotação;
4. uma tempestade supercelular clássica apresenta duas regiões principais com correntes descendentes: a corrente descendente anterior (*forward flank downdraft, FFD*), localizada na frente da tempestade, e a corrente descendente posterior (*rear flank downdraft, RFD*), localizada atrás da tempestade.



**Figura 9:** Representação esquemática de uma tempestade supercelular, adaptada para o Hemisfério Sul. As áreas sombreadas em vermelho/azul indicam as localizações das correntes ascendentes/descendentes. Tornados/*gustnados* podem ocorrer nas regiões sombreadas em verde/rosa, respectivamente. O contorno externo representa o valor de refletividade de 35 dBZ, que envolve as regiões de correntes descendentes. (FFD = *forward flank downdraft*, RFD = *rear flank downdraft*)

**Fonte:** Adaptado e modificado de MCGOVERN *et al.*, (2014).

Dois importantes mecanismos estão envolvidos na formação e manutenção da FFD e da RFD: resfriamento do ar por evaporação, sublimação e/ou liquefação da água, e à carga em precipitação (*loading precipitation*). O primeiro mecanismo é particularmente importante quando a camada limite planetária está relativamente seca, pois o resfriamento por evaporação/sublimação fica particularmente realçado. A

carga em precipitação torna-se evidente nas imagens radar, quando pode ser observada a diminuição em altura das regiões de maior valor de refletividade (alvos maiores), chamada região de eco descendente (*descending reflectivity core*). Bandas de nuvens convectivas são observadas com frequência ao longo da frente de rajada (*gust front*) no RFD, onde turbilhões (*gustnadoes*) podem se formar. Os tornados, quando ocorrem, costumam ser observados na interface entre as correntes ascendentes e as correntes descendentes posteriores (RFD) em uma tempestade supercelular (LEMON; DOSWELL, 1979).

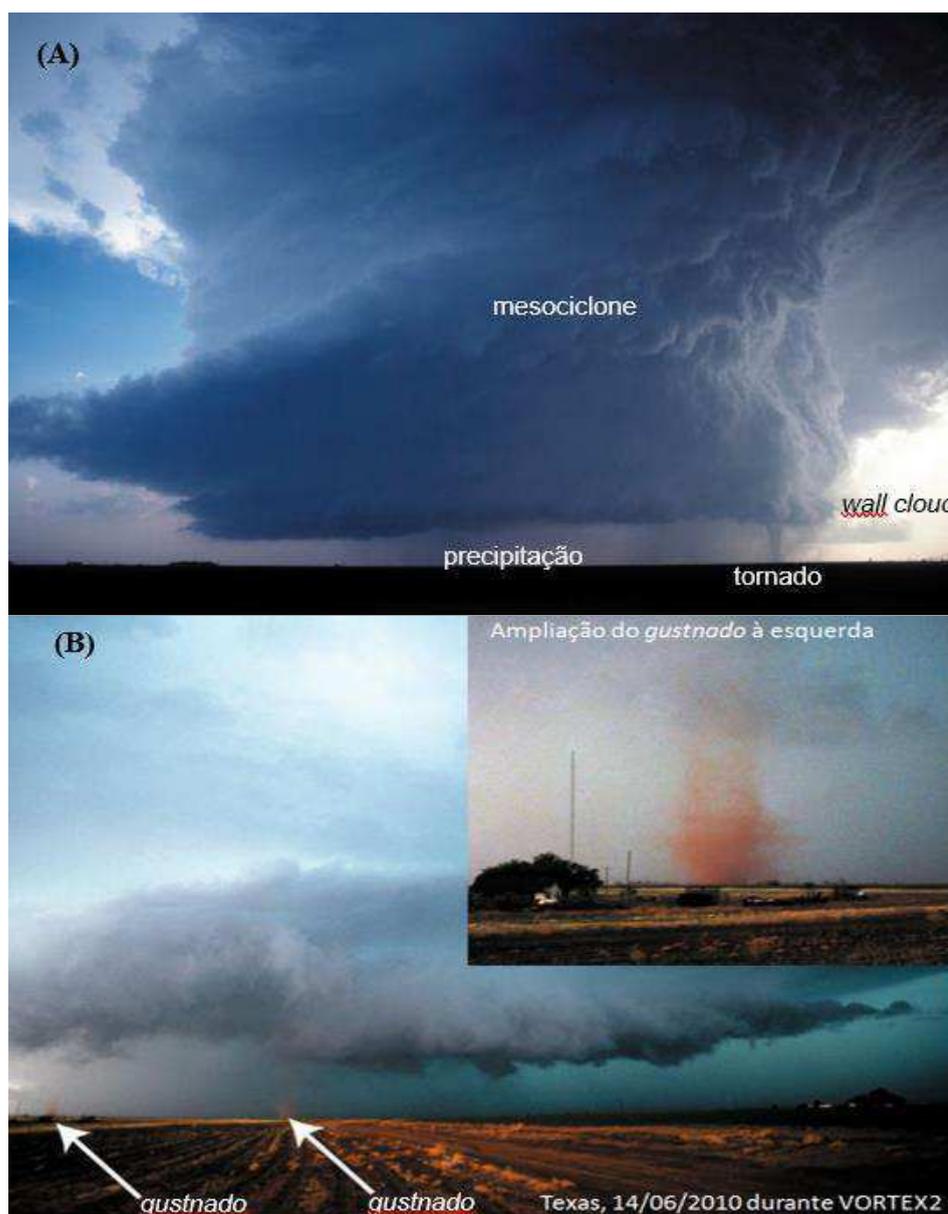
Na Figura 10 podem ser visualizadas algumas estruturas de tempestades supercelulares conforme mencionadas anteriormente, mediante a foto de uma tempestade supercelular que produziu um tornado, sendo que as regiões precipitantes, associadas às correntes descendentes, estão localizadas distantes da *wall cloud*, onde as correntes ascendentes em rotação adentram na tempestade, dando origem ao mesociclone em níveis médios.

Resultados de uma pesquisa realizada por Davies-Jones (2015) sobre tornados e tornadogênese, mostram que a gênese do tornado em uma tempestade supercelular constitui um processo bastante complexo e geralmente dura mais de uma hora para ocorrer, contando a partir do início da tempestade. Normalmente, o tornado é precedido por um movimento ciclônico perto da superfície, que tem um tamanho intermediário entre o mesociclone e a sua ocorrência. Em um ambiente com forte cisalhamento vertical do vento, a maioria dos tornados intensos se formam em associação a tempestades supercelulares. Por outro lado, a Figura 10B mostra uma outra tempestade supercelular que produziu dois *gustnadoes*, que constituem regiões com fraca rotação dos ventos e de curta duração, ao longo das frentes de rajada.

### 3.3.2 Tornados não supercelulares

Associados a nuvens *Cumulus congestus* ou *Cumulonimbus* também podem-se formar muitos tornados. Nesses casos, são denominados como tornados não supercelulares, os quais estão associados a circulações de mesoescala e de escala local na camada limite. A nuvem progenitora não contém um mesociclone, ou seja, são produzidos por tempestades que não apresentam rotação (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Segundo Wakimoto e Wilson (1989), esses tornados são mais fracos, mesmo assim podem provocar danos significativos. Portanto, podem ser

suficientemente intensos para causar danos a estruturas e provocar feridos e até mortes. É importante assinalar que muitos desses tornados nem sempre são facilmente detectáveis pelo radar, devido à sua fraca intensidade (em geral). Na Figura 11 é mostrada uma tromba d'água não supercelular. Observa-se a coluna de ar em rotação com uma das extremidades associada à nuvem e a outra à água.



**Figura 10:** (A) Tempestade supercelular com a indicação do mesociclone, *wall cloud*, tornado e precipitação; (B) *gustnados* na frente de rajada de uma tempestade supercelular. (Fotos de Howard B. Bluestein).

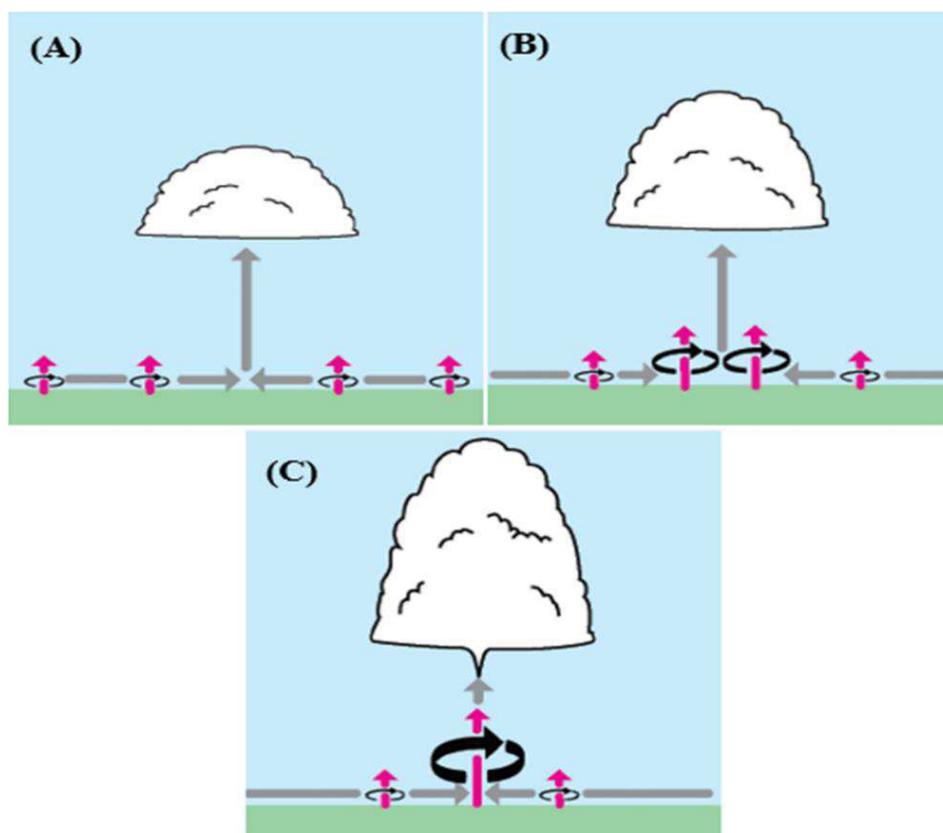
**Fonte:** Modificado de BLUESTEIN, 2013.



**Figura 11:** Foto de um tornado não supercelular observado na Estação Aérea Naval de Jacksonville, Flórida. (Foto de Arlene Laing).

**Fonte:** THE COMET Program.

Os tornados não supercelulares não requerem a presença de uma corrente descendente e geralmente surgem devido à intensificação de vórtices de pequena escala (diâmetro inferior a 4km) na superfície. Se desenvolvem geralmente ao longo dos limites de massas de ar com grandes mudanças no vento e, portanto, com grande cisalhamento do vento horizontal e vorticidade vertical. Wakimoto e Wilson (1989) afirmaram que a vorticidade se origina em níveis baixos devido a pequenos vórtices produzidos pela instabilidade do cisalhamento horizontal ao longo de um limite de convergência. Além disso, os autores apresentam um modelo conceitual do ciclo de vida de um tornado não supercelular sobre a terra, mostrado na Figura 12. Na fase inicial (Figura 12A), o cisalhamento horizontal existente começa a gerar pequenos vórtices de instabilidade em superfície; nuvens do tipo *Cumulus* se formam sobre o limite de convergência devido aos movimentos ascendentes, o qual contribui ao desenvolvimento das nuvens e os vórtices ganham maior intensidade (Figura 12B). Na fase final (Figura 12C) o vórtice alinha-se com a corrente ascendente do *Cumulonimbus*, que vai ficar bem desenvolvido, formando assim o tornado. A hipótese é que o alongamento do vórtice é responsável pela intensificação da rotação inicial.



**Figura 12.** Modelo esquemático do desenvolvimento de um tornado não supercelular nas fases (A) inicial, (B) de desenvolvimento e (C) final. As setas cinzas representam a convergência e ascensão do ar abaixo da tempestade. As setas rosas indicam a direção do eixo de rotação. Setas pretas indicam o sentido de rotação da coluna de ar.

**Fonte:** Modificado de MARKOWSKI; RICHARDSON, 2013.

### 3.4 Previsão de tempestades severas e tornados: parâmetros termodinâmicos

Originalmente os índices dinâmicos e termodinâmicos para o estudo de tempestades severas foram definidos para ser usados principalmente nos Estados Unidos, por isso os limiares utilizados se adequam mais para essa região. Da mesma forma são usados como referência em outras regiões do mundo, fazendo alguns ajustes nos seus valores limites. Os índices convectivos podem ser aplicados em estudos utilizando dados de reanálise, mas é preciso considerar alguns cuidados em relação a este tipo de dado, devido a que o cálculo deles pode subestimar ou superestimar as condições ambientais nas quais é estudado (LARA *et al.*, 2019).

A previsão dos tornados e das tempestades severas de forma geral pode ser dividida em duas partes. A primeira consiste na identificação do potencial dos tornados no ambiente, e a segunda no reconhecimento e monitoramento das tormentas tornádicas, uma vez que elas são formadas (JOHNS e DOSWELL, 1992). Por outro lado, Doswell, (1993); Bunkers *et al.* (2006) concordam que o diagnóstico do potencial

severo no ambiente baseia-se na descoberta de padrões de escala sinótica na avaliação dos índices termodinâmicos e no conhecimento climatológico do seu comportamento. A ocorrência de tempestades severas está associada a abundante umidade na baixa troposfera, mudanças significantes no perfil vertical de temperatura na média troposfera e forte cisalhamento vertical do vento (JOHNS e DOSWELL, 1992; DOSWELL *et al.*, 1996; JOHNSON e MAPES, 2001). Uma informação fundamental para a previsão de um tornado é entender a configuração dos ventos, porque a partir dela é possível conhecer o cisalhamento vertical, a vorticidade, os fluxos e a helicidade do ambiente (WEISMAN e ROTUNNO, 2000), sendo esse último o elemento mais importante para indicar o potencial de uma tempestade na hora de gerar ou não um tornado, e por conseguinte, para apontar ambientes sinóticos favoráveis a tempestades rotativas (RASMUSSEN, 2003; THOMPSON *et al.*, 2012). A helicidade é um indicador para a formação de mesociclones e tornados, sendo que os valores calculados entre 0-1 km tendem a ser mais adequados para identificação de ambientes tornádicos e não tornádicos em comparação com a helicidade de 0-3 km (RASMUSSEN, 2003).

Doswell e Burges (1993) também consideraram o cisalhamento vertical do vento como um dos fatores determinantes na estrutura de tempestades, sendo que sua organização determina em grande parte o seu potencial giratório, daí a importância que tem no desenvolvimento de tornados. Esse comportamento pode ser calculado em camadas mais rasas, mais profundas, em níveis baixos, médios ou altos. Seu papel fundamental é o de identificar regiões onde a convecção é favorável e onde é inibida. Forte cisalhamento vertical do vento nos primeiros 6 km junto a superfície (geralmente acima de 20 a 25 m/s) é uma característica necessária para o desenvolvimento de tempestades convectivas de longa duração, porém também podem acontecer tormentas rotatórias de curta duração e até tornados com fraco cisalhamento do vento (WEISMAN e ROTUNNO, 2000).

Por outro lado, Thompson *et al.*, (2003) apontaram que o cisalhamento vertical do vento na camada mais próxima à superfície é fundamental na distinção de tempestades tornádicas e não tornádicas, quando o parâmetro está associado à geração de vórtices que serão inclinados pelas correntes ascendentes já próximos da superfície. Outro fator importante é a intrusão de ar seco nos níveis médios da atmosfera, que provoca a evaporação das gotículas de d'água e gotas de chuva, produzindo um subsequente resfriamento no ar (DAVIES e JONES, 2015). Depois de

resfriar-se ocorre um aumento do seu peso, aumentando também a intensidade das correntes e por conseguinte, a presença dessa camada contribui para a aceleração das correntes descendentes.

Análise de parâmetros termodinâmicos representa uma das etapas importantes no estudo do potencial e da ocorrência de tempestades severas, já que permite avaliar a intensidade da instabilidade atmosférica, bem como estimar a probabilidade de que ocorra convecção (DOSWELL e SCHULTZ, 2006). O índice de instabilidade é um valor numérico que permite avaliar quão instável se encontra a atmosfera (ESCOBAR e ANDRADE 2010) e em conjunto transmitem uma ideia de previsão de eventos convectivos severos (HALLAK e PEREIRA FILHO, 2012) já que, tanto a possibilidade quanto a probabilidade, são conceitos estatísticos associados à previsão de eventos.

Na literatura existem vários índices que são usados para a previsão de tempestades severas e tornados, dentre os que podemos citar: a CAPE (Energia Potencial Convectiva Disponível), a CIN (Energia de Inibição), o LI (Índice de Levantamento), o SI (Índice de Showalter), o índice K, o TT (Total de Totais) e o índice SWEAT (*Severe Weather Threat Index*), além de outros. Segundo Brooks *et al.*, (2003); Allen e Tippet (2015) o índice CAPE é de grande utilidade para a identificação dos entornos que favorecem a ocorrência de tempestades severas. Esse índice é um dos mais usados para a previsão de ambientes convectivos, seja severo ou não (NASCIMENTO 2005), porém, recomenda-se não ser analisado isoladamente quando utilizado para identificação de condições termodinâmicas favoráveis à convecção severa. Uma boa opção, sendo muito usada nas análises das pesquisas é o CAPE e o cisalhamento vertical do vento. Considerando o cisalhamento vertical do vento na camada entre 0 e 6 km e o CAPE, é possível obter um indicativo de ocorrência de tempestades severas ou não em qualquer lugar do planeta, desde que haja condições de desenvolvimento de convecção profunda (BROOKS *et al.*, 2003). Ambientes com altos valores de CAPE e forte cisalhamento vertical é um grande indicativo de tornados mais intensos (THOMPSON *et al.*, 2003; THOMPSON *et al.*, 2004; COHEN 2010), entretanto, é muito importante levar em consideração os ambientes com baixos valores de CAPE e elevados valores de cisalhamento vertical do vento, que também são capazes de gerar tempestades tornádicas (SHERBURN e PARKER, 2014; BARRETT *et al.*, 2020; MARIN *et al.*, 2021). Este último autor recentemente demonstrou na sua pesquisa dois casos de tornados que ocorreram no centro-sul do

Chile em maio de 2019 onde o CAPE parece ser menos importante que o cisalhamento para tempestades tornádicas na região.

No Brasil existem várias pesquisas sobre a importância e a utilidade destes parâmetros nas diferentes técnicas de previsão do tempo. Inclusive, estão documentadas várias pesquisas nos últimos anos, onde os autores tentam ajustar e avaliar sua capacidade e eficiência na hora de indicar os ambientes favoráveis para a geração de eventos severos nas diferentes regiões do Brasil. Alguns que podem ser citados são: (SILVA DIAS, 2000; NASCIMENTO, 2004; NASCIMENTO, 2005; ESCOBAR e ANDRADE, 2010; HALLAK e PEREIRA FILHO, 2012; SHILD *et al.*, 2014; PINHEIRO *et al.*, 2014; FERREIRA *et al.*, 2016, MACHADO *et al.*, 2017, HASSAN *et al.*, 2017; LARA *et al.*, 2019; VILAR *et al.*, 2020; LOPES, 2020; MANDANDA, 2021). A seguir tem-se uma breve descrição de alguns desses trabalhos:

Nascimento (2005) mostrou uma descrição detalhada dos parâmetros termodinâmicos mais usados na identificação de ambientes favoráveis a tempestades convectivas severas, com o objetivo principal de contribuir com a melhoria da previsão do tempo no Brasil. Alguns dos índices analisados foram o CAPE, CIN, Helicidade, Índice de Energia de helicidade (IEH), índice K, TT, SI, LI, entre outros. O autor afirmou que foi possível perceber que a ocorrência de tempestades severas no Brasil não era tão rara como parecia, e que esses índices, mesmo sendo desenvolvidos originalmente para ser usados nas latitudes medias do hemisfério norte, são muito úteis para prever os sistemas convectivos no Brasil, particularmente nas regiões Sul e Sudeste do país.

Hallak e Pereira Filho (2012) fizeram uma avaliação do potencial prognóstico de alguns índices de instabilidade como o SI, LI, o índice K, o TT, o CAPETv, o CINETv, o SWEAT, Bulk Richardson Shear, Helicidade Relativa a tempestade (HRT) e IEH para eventos convectivos futuros num prazo de até 6 horas. Foram calculados a partir dos dados obtidos das radiossondagens do Aeródromo de Campo de Marte, SP, feitas num período de chuvas abundantes na Região Metropolitana de São Paulo no período de 28 de janeiro a 4 de fevereiro de 2004. Os autores concluíram que as series temporais de CAPETv e LI mostraram significativa concordância de fase, tendo uma alta correlação linear entre ambas.  $CINETv \approx 0 \text{ J kg}^{-1}$  em associação com baixo cisalhamento vertical e com SI, LI e CAPETv, parecem ser fatores comuns em dias de verão com chuvas abundantes e pequena influência da dinâmica de grande escala na área de estudo.

Pinheiro *et al.*, (2014) apresentaram uma ferramenta objetiva para ajudar e auxiliar na previsão do tempo severo em ambientes operacionais. A ferramenta produz cartas de visualização geradas mediante o software Grads e respondem a vários critérios específicos de convecção severa, agregando diversas informações relevantes para previsão de ambientes convectivos. Eles fizeram a combinação de alguns dos parâmetros convectivos conhecidos na literatura, como os índices de instabilidade K, TT e SWEAT, além do conteúdo de umidade na camada baixa e média da atmosfera. As cartas apontam regiões propícias para a ocorrência de pancadas de chuva por calor e umidade, trovoadas, tempestades e granizos. Os autores demonstraram que a ferramenta proposta pode ser uma alternativa eficiente para a previsão do tempo na América do Sul, permitindo em alguns casos suprir limitações dos modelos numéricos, principalmente no que se refere à precipitação.

Lara *et al.*, (2019) analisaram as condições atmosféricas para os episódios de tornados ocorridos nos municípios de Canela, Tapejara e São Miguel das Missões, no estado do Rio Grande do Sul, buscando compreender qual foi o ambiente favorável para o desenvolvimento de tempestades tornádicas. Os autores usaram imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellites-13* (GOES-13) e geraram campos atmosféricos e diagramas Skew-T/Log-P a partir dos dados de reanálise *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2* (MERRA 2) para avaliar a estrutura tridimensional da atmosfera e a eficiência dos índices convectivos na identificação do fenômeno. Os índices calculados e analisados foram o CAPE, CIN, HRT, o índice K e o índice TT. Os resultados mostraram que dentre os índices convectivos analisados, o K foi o que melhor indicou a possibilidade de ocorrência de tempestades nos três casos, e identificaram que todos os casos estiveram relacionados a um sistema pré-frontal, a atuação do Jato de Baixos Níveis (JBN), com magnitude de vento superior a  $16 \text{ m s}^{-1}$  no nível de 850 hPa, e a corrente de jato em 250 hPa sobre as localidades atingidas.

### **3.5 Condições atmosféricas de grande escala**

Muitos estudos documentados na literatura (GAFFIN e PARKER, 2006; LOMBARDO e COLLE, 2011; BOUSTEAD *et al.*, 2013; NASTOS e MATSANGOURAS, 2014; WRONA e AVOTNIECE, 2015; TOCHIMOTO e NIINO, 2016, TOCHIMOTO e NIINO, 2017) mostram que o setor quente de sistemas frontais

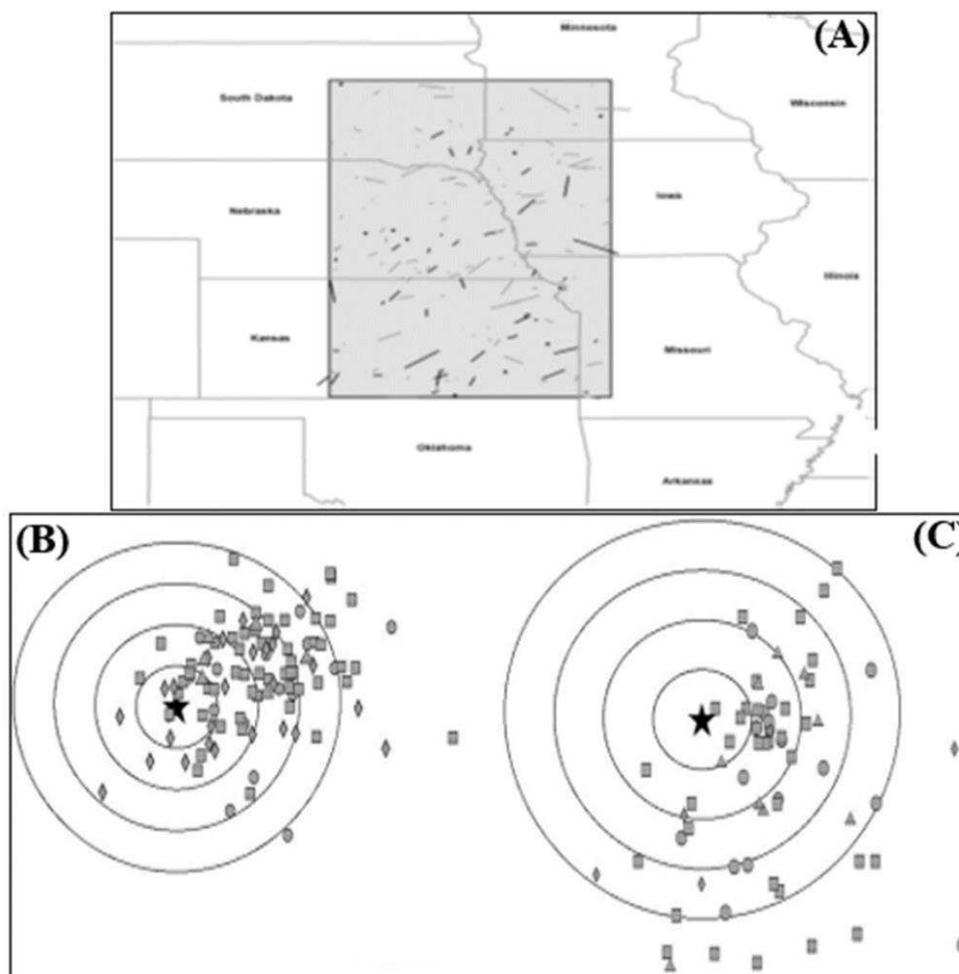
é uma região favorável para a formação de tornados. Os autores encontraram várias características semelhantes do ambiente onde os tornados se desenvolveram, tais como: um cavado de altos níveis a oeste do local do tornado, que contribui para o aprofundamento da baixa pressão em superfície; instabilidade suficiente e presença de umidade em baixos níveis na região pré-frontal; o Jato de Altos Níveis (JAN) e aumento do cisalhamento vertical do vento. Porém, se sabe que essas condições de grande escala não são suficientes para favorecer a ocorrência de tornados, porque vários estudos já demonstraram que as condições de mesoescala têm grande influência no desenvolvimento de fenômenos de convecção profunda. Neste sentido, Doswell *et al.*, (1996) enumeraram três fatores necessários para o disparo de processos de convecção profunda: umidade em baixos níveis, instabilidade condicional e mecanismo de ascensão da parcela, sendo que a helicidade do ambiente e o perfil vertical do vento também são fatores importantes. Sistemas frontais estão associados a condições de instabilidade significativas, pelo que Nastos e Matsangouras (2014), no seu estudo de tornados na Grécia, encontraram que a maioria dos tornados (45%) foram registrados no outono, dos quais 48% se formaram na região pré-frontal de sistemas frontais e 27% ocorreram depois da sua passagem. Markowski *et al.*, (1998); Rasmussen *et al.*, (2000) a partir de experimentos de campo, mostraram que muitos tornados significativos, classificados como categoria 2 na escala Fujita (F2) e na escala de Fujita Melhorada (EF2) ou superior; ocorrem perto de um limite de superfície, discernível com as capacidades de observação atuais, ou no setor quente livre de um sistema de baixa pressão extratropical.

Boustead *et al.*, (2013) desenvolveram um estudo onde compararam as condições ambientais associadas com a ocorrência de tornados significativos perto de limites de superfície, discerníveis com supercélulas de limite não tornádicas, e de tornados significativos de setor quente com supercélulas não tornádicas, para uma parte das Grandes Planícies Central e do Norte dos Estados Unidos. Além disso, compilaram os registros de tornados significativos no período de 1979 a 2011, usando a publicação do Centro Nacional de Dados Climáticos (NCDC). Como pode ser observado na Figura 13A, a classificação concluída resultou em 105 dias de eventos de tornados significativos no limite e 57 dias no setor quente. Os autores também fizeram uma análise subjetiva mediante desenhos a mão da temperatura, do ponto de orvalho e da pressão para cada horário e classificaram os limites de superfície como: *“a separação de duas massas de ar diferentes com uma descontinuidade de*

*temperatura ou umidade, incluindo frentes frias, onde o ar mais frio estava ultrapassando uma massa de ar mais quente, frentes quentes recuando com ar mais quente ultrapassando uma massa de ar mais fria, limites estacionários com pouco ou nenhum movimento discernível das diferentes massas de ar, linhas secas e limites de escoamento”.*

Eles consideraram que se não tinham limites de superfície discerníveis presentes no ponto de tornadogênese, o evento era classificado como um caso de setor quente, e se o ponto de tornadogênese estava localizado a 10 km no lado quente ou até 30 km no lado frio da fronteira analisada, o evento era classificado como um evento de fronteira. Nos resultados foi observado que quando os tornados são plotados em relação à área de baixa pressão superficial, é visível uma variação sazonal para os tornados significativos nos casos de fronteira e setor quente (Figura 13B). A maioria dos eventos de fronteira de maio e junho foram localizados ao longo e ao norte da latitude da pressão mais baixa, entretanto os eventos que ocorreram ao sul da latitude de menor pressão superficial foram eventos entre julho e agosto. Todos os tornados de setembro a novembro ocorreram ao nordeste da área de menor pressão.

De forma geral, os tornados significativos do setor quente ocorreram do sul ao leste da área de menor pressão (Figura 13C). A maioria dos eventos do setor quente de janeiro a abril ocorreu ao longo e ao sul da latitude da área de menor pressão. Os eventos do setor quente entre maio e junho tenderam a ocorrer em duas áreas diferentes, uma logo à frente e nordeste da área de menor pressão de superfície, e outro aglomerado a mais de 400 km ao sul, possivelmente delineando dois padrões distintos favoráveis para tornados significativos do setor quente da primavera em esta parte das Grandes Planícies. No setor quente de julho e agosto foram relatados poucos tornados significativos, mas, em geral, ocorreram ao sul da área de menor pressão.



**Figura 13:** (A) Traços significativos de tornados de 1979 a 2011 incluídos no estudo. Na cor cinza claro estão as 105 trilhas dos tornados de limite e na cor preto as 57 trilhas do setor quente. Linhas cinza grossas são limites de estado. (B) Gráficos de tornados relativos à superfície baixa para limites e (C) tornados significativos do setor quente. A estrela sólida representa o mínimo relativo ao sistema na pressão ao nível do mar. Os círculos representam os eventos de janeiro a abril, os quadrados de maio a junho, os diamantes de julho a agosto e os triângulos de setembro a dezembro. Os anéis de alcance são mostrados a cada 150 km.

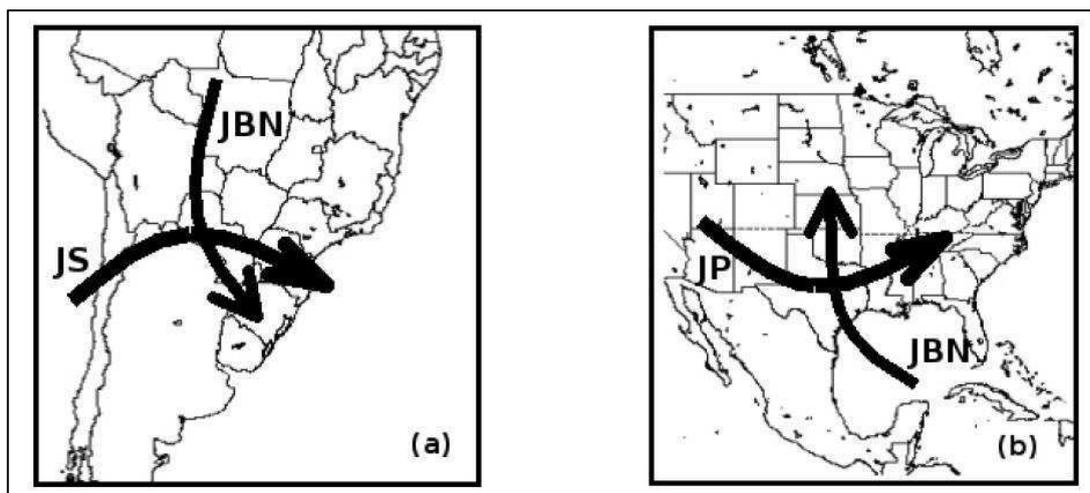
**Fonte:** Boustead *et al.*, 2013

Segundo Marengo *et al.*, (2004), uma das circulações atmosféricas mais significativas de escala sinótica que contribui para a formação de tempestades severas é o escoamento de quadrante norte em baixos níveis durante o período quente do ano. Esse escoamento é o responsável por uma importante advecção quente e úmida desde a região Amazônica para o setor subtropical da América do Sul e às vezes é observado com um JBN, contribuindo em conjunto a um notável aporte de calor e umidade em baixos níveis, favorecendo o disparo da convecção profunda que em algumas situações pode chegar a ser severa. Esse mecanismo também promove uma configuração no perfil vertical do vento contribuindo à formação das tempestades mais fortes (NASCIMENTO, 2005).

Por outro lado, ocasionalmente é observado um acoplamento entre os escoamentos do JBN e do JAN, representando um mecanismo dinâmico relevante para o desenvolvimento de tempestades severas, e provocando forte instabilidade convectiva em superfície (UCCELLINI e JOHNSON, 1979; SATYAMURTY *et al.*, 1998). Toledo (2017) e Toledo *et al.*, (2020) confirmaram esta possível teoria como um dos fatores significativos que provocaram o desenvolvimento das tempestades severas que geram os tornados analisados nas suas pesquisas.

Outro dos fatores atmosféricos que contribui para o disparo da convecção profunda é a presença de um escoamento de JBN transportando ar quente e úmido dos trópicos para latitudes mais altas. Segundo Nascimento (2004) e Nascimento e Foss (2010), esta configuração pode ser observada tanto na América do Norte (AN) quanto na América do Sul (AS), mostrando uma estrutura dinâmica parecida nos dois continentes. Nas grandes planícies americanas o JBN transporta o ar úmido proveniente do Golfo do México, impulsionado pelo Anticiclone Subtropical semipermanente do Atlântico Norte (ASAN), as montanhas Rochosas fornecem um intenso cisalhamento do vento e movimento vertical. Além disso, o encontro do escoamento dos ventos do JBN com o escoamento da corrente do Jato de latitudes médias JAN, quando acoplados, geram uma instabilidade convectiva em superfície, favorecendo a formação de tornados.

Na América do Sul também tem um padrão semelhante, principalmente entre a primavera e o outono, o JBN de norte quando estabelecido ao leste dos Andes, transporta o ar quente e úmido da bacia Amazônica para as latitudes mais elevadas de AS, aumentando a existência de umidade na camada limite planetária e favorecendo a instabilidade atmosférica (JOHNSON e MAPES, 2001). Na Figura 14 pode-se observar uma representação esquemática desta situação sinótica (para o Hemisfério Sul (A) e para o Hemisfério Norte (B)), idealizada por Nascimento (2004). Recentemente Marim *et al.*, (2021) fizeram um estudo buscando entender os mecanismos que apoiaram a organização e a intensidade das tempestades que geraram dois tornados no centro-sul do Chile em maio de 2019, e demonstraram que o bloqueio do fluxo pela topografia dos Andes gerou condições de cisalhamento de vento de mesoescala que favoreceram a ocorrência de tornados.



**Figura 14:** Esquematisação da estrutura dinâmica comumente observada na América do Sul (a) e na América do Norte (b), em condições favoráveis para a convecção severa. JBN (Jato de Baixos Níveis), JS (Jato Subtropical) e JP (Jato Polar).

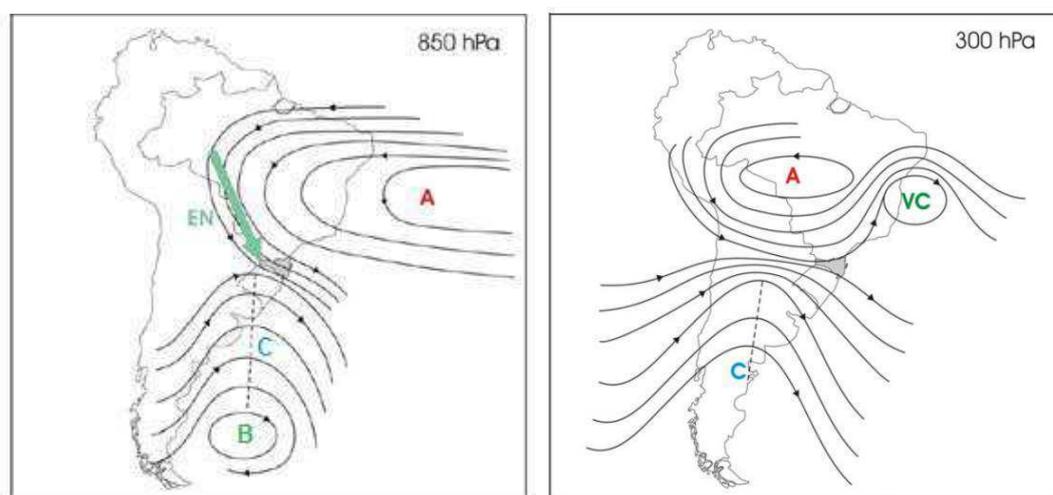
**Fonte:** Nascimento 2005.

No Brasil, Marcelino (2003) fez um dos trabalhos pioneiros sobre tornados e trombas d'água. A autora analisou 9 tornados e 4 trombas d'água ocorridos no estado de Santa Catarina, entre os anos de 1976 e 2000. Utilizou imagens de satélite e reanálises do modelo NCAR/NCEP, com resolução espacial de 2,5° em latitude e longitude, disponíveis a cada 6 horas e analisou, para determinados níveis de pressão, os campos do vento, velocidade vertical, umidade específica, divergência horizontal, componente vertical da vorticidade relativa e temperatura potencial. Com base nestes dados, foram encontrados quatro padrões sinóticos nos quais os eventos tornádicos analisados ocorreram:

- Sistemas frontais (5 eventos);
- Complexos Convectivos de Mesoescala (4 eventos);
- defluência do escoamento zonal em altos níveis (3 eventos);
- ciclone extratropical profundo (1 evento).

A Figura 15 mostra o esquema das circulações atmosféricas de grande escala encontradas nos eventos tornádicos associados aos sistemas frontais, apresentado por Marcelino (2003) a partir das suas análises para baixos (850 hPa) e altos níveis (300 hPa). No nível de 850 hPa (à esquerda da Figura 15), a autora observou a ação conjunta dos escoamentos associados aos ventos alísios e a um sistema de alta pressão (A), intensificando um escoamento de noroeste (EN) em direção à região Sul do Brasil. Os eventos tornádicos estiveram associados a um sistema frontal com centro de baixa pressão (B) localizado no Oceano Atlântico, perto do extremo sul da

América do Sul. Em muitos desses episódios, o eixo do cavado (C) estendeu-se até Santa Catarina. A circulação de baixos níveis encontrada favoreceu a formação de convergência de fluxo de umidade sobre o estado catarinense. O EN foi fundamental para o aumento de calor e umidade na região, sendo esses elementos essenciais para a formação de atividade convectiva. No nível de 300 hPa (Figura 15 à direita), na maioria dos eventos, a Alta da Bolívia esteve associada a um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), localizado no nordeste brasileiro. Ficou nítida uma difluência do escoamento perto do estado de Santa Catarina e um cavado bem pronunciado sobre a Argentina, com o eixo dele posicionado sobre o estado do Rio Grande do Sul em alguns dos casos, segundo comentou a autora.



**Figura 15:** Esquema da circulação atmosférica predominante no verão austral em, (figura da esquerda) baixos níveis e (figura da direita) altos níveis na maioria dos tornados/trombas d'água associados a sistemas frontais. (A = alta pressão, B = baixa pressão, C = cavado, VC = vórtice ciclônico, EN = escoamento de noroeste).

**Fonte:** Modificado de MARCELINO, 2003.

### 3.6 Características gerais do Modelo WRF

O modelo *Weather Research and Forecasting*, mais conhecido como WRF (SKAMAROCK *et al.*, 2008) é um modelo numérico de mesoescala de última geração desenvolvido para a pesquisa e previsão do tempo. Oferece uma ampla gama de aplicações meteorológicas, permitindo aos pesquisadores realizar simulações que refletem tanto situações reais quanto condições atmosféricas idealizadas em diferentes escalas. Este modelo, desde finais da década de 1990, começou a ser desenvolvido com apoio de vários centros de pesquisa tais como o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e o *National Center for Environmental Prediction/*

*National Oceanic and Atmospheric Administration* (NCEP/NOAA), sendo que no final do ano 2000 foi disponibilizado para o público e desde então, dada a sua flexibilidade e melhorias constantes, é atualmente um dos modelos mais utilizados em diversos centros meteorológicos e de pesquisa ao redor do mundo.

### **3.6.1 Parametrizações nos modelos de mesoescala. WRF**

Na atmosfera existem centenas de processos físicos que ocorrem em escalas espaciais menores que as resoluções dos modelos e por isso não podem ser simulados explicitamente. Embora os modelos numéricos não possam resolver esses processos, devem ser levados em consideração, devido a que em muitos dos casos conseguem influenciar nos campos de temperatura, umidade, vento etc., na escala do modelo e dessa forma pode-se alterar a circulação atmosférica. Nesses casos, os processos são calculados por meio de parametrizações (representação de processos que ocorrem em escala menor que a resolução do modelo, por variáveis que podem ser descritas por ele).

Para parametrizar cada processo que não pode ser previsto diretamente pelas equações do modelo é necessário um esquema de parametrização baseado em uma representação física ou estatística. Geralmente, o esquema deve usar um conjunto de suposições para derivar informações sobre os processos das variáveis nas equações de previsão. Os processos mais importantes que devem ser parametrizados são: dispersão de aerossóis, microfísica, nuvens cumulus, radiação, turbulência, vegetação, camada limite planetária, dentre outros. Cada um dos processos anteriormente comentados apresenta um ou mais esquemas de parametrização, pelo que o usuário precisa selecionar qual deles será aplicado nas suas simulações (SKAMAROCK *et al*, 2008). As principais características dessas parametrizações são:

- ✓ Microfísica de nuvens: Inclui a resolução explícita do vapor de água, nuvens e processos de precipitação. Não influencia diretamente no cálculo de integrações temporais porque é acionada ao final de cada passo de tempo como um processo de ajustamento;

- ✓ Nuvens Cumulus (convectiva): É a encarregada de representar os efeitos convectivos de nuvens baixas, operando somente em colunas individuais onde a parametrização é disparada e produz perfis verticais de umidade e temperatura. Seus esquemas são usados para representar fluxos verticais, devido a que as correntes

ascendentes, descendentes e compensadores fora das nuvens não são resolvidas pela grade do modelo;

- ✓ Camada Limite Planetária (CLP): É responsável por determinar os perfis de fluxos dentro da camada de mistura (instável) e a camada estável, fornecendo tendências de temperatura, umidade (onde inclui a nuvem) e quantidade de momento horizontal em toda a coluna atmosférica. Também representa os fluxos verticais em pequena escala, devido aos transportes turbulentos em toda a CLP e não somente na camada limite superficial;

- ✓ Radiação: Fornece calor atmosférico devido ao fluxo divergente radiativo e ao balanço de calor na superfície devido às ondas longas e curtas que chegam até ela. A radiação de onda longa inclui radiação infravermelha ou térmica, absorvida e emitida por gases e superfícies, enquanto a radiação de ondas curtas inclui comprimentos de onda visíveis e circundantes que compõem o espectro solar. A maioria destes esquemas de radiação são expressos de forma unidimensional, onde cada coluna atmosférica é tratada independentemente e os fluxos correspondem aos de um plano horizontal infinito e uniforme, o que é uma boa aproximação, se a espessura das camadas no modelo é consideravelmente menor que o comprimento horizontal da grade;

- ✓ Camada Limite Superficial: Calcula as velocidades de atrito e os coeficientes de troca para o cálculo dos fluxos de calor e umidade da superfície do modelo, de superfície e da turbulência superficial no esquema da camada limite planetária;

- ✓ Superfície do Solo: Fornece fluxos de calor e umidade sobre pontos na terra e gelo marinho a partir de informações do esquema de camada superficial, o forçamento radiativo do esquema de radiação e a precipitação do esquema de microfísica, em conjunto com informações internas sobre as variáveis do estado da terra e as propriedades da superfície.

### **3.6.2 Trabalhos com o modelo WRF e as suas parametrizações**

Efstathiou *et al.*, (2013) estudaram a sensibilidade do WRF na previsão de um evento de chuva muito forte acontecido na península Chalkidiki, no norte de Grécia, usando as parametrizações de microfísica e da camada limite planetária. Elaboraram seis experimentos onde testaram três esquemas de microfísica (Purdue Lin, WSM6 e ETA) e dois de Camada Limite Planetária (MYJ e YSU). As simulações foram feitas

usando 3 grades aninhadas de 27, 9 e 3 km de resolução. Neste estudo foram usados dados das observações pluviométricas de 7 estações meteorológicas, distribuídas na península de Chalkidiki para avaliar os resultados do modelo no domínio de maior resolução (3km). Os resultados mostraram que as configurações usando o esquema YSU de Camada Limite Planetária e o ETA de microfísica fornecem melhores comportamentos na simulação da precipitação mais intensa, mostrando de uma melhor forma as elevadas taxas de precipitação. Por outro lado, a combinação do esquema YSU com o WRF Single Moment-6 e o Purdue Lin produziram áreas mais localizadas de precipitação intensa.

Kübra e Akataş (2015) simularam o desenvolvimento de um tornado de curta duração que ocorreu em Tuzla, Istanbul, usando o modelo WRF. Os resultados das simulações foram comparados com mapas sinóticos e imagens de radar e satélite. O modelo foi executado com diferentes parâmetros para analisar a velocidade e direção do vento de nível superior, além da precipitação. Usaram dois domínios aninhados, o maior com uma resolução de 10 km e o menor de 3,3 km. Foram feitas duas simulações com uma parametrização comum de física de superfície (a teoria da similaridade de Monin-Obukhov), variando só a microfísica da convecção cúmulos: na primeira, usaram os esquemas Kain-Fritsch e para a segunda, o Grell-Devenyi Ensemble. Para o restante das parametrizações foram tomados os esquemas padrões para as duas integrações. Os resultados mostraram que o modelo conseguiu prever corretamente a localização e o movimento do sistema de baixa pressão, mas a intensidade da precipitação foi superestimada. Também apontaram a existência de condições que apoiaram o desenvolvimento do tornado, tais como: diminuição da pressão e temperatura, ventos fortes e existência de uma fonte de umidade vinda do Mar Negro.

Chawla *et al.*, (2018) utilizaram o modelo WRF para investigar o impacto de diferentes processos na simulação de eventos de chuvas extremas, mediante um evento representativo que ocorreu sobre a Bacia do Ganges, na Índia. Simularam o evento usando quatro esquemas de microfísicas diferentes, dois de cumulus, dois de camadas limite planetárias e dois opções de superfície, além de diferentes resoluções de grade dentro do modelo. Eles validaram os resultados da precipitação simulada com os dados observacionais de 18 pluviômetros oficiais localizados dentro da bacia e os dados da *Tropical Rainfall Measuring Mission Multi-Satellite Precipitation Analysis* (TMPA). Os resultados mostraram que a escolha do esquema de microfísica influencia

o padrão espacial das chuvas, enquanto a escolha das parametrizações cumulus e Camada Limite Planetária influenciam na magnitude das chuvas nas simulações do modelo. Além disso, os autores afirmaram que os esquemas de parametrização Goddard (MP), Betts–Miller–Janjic (CU) e Mellor–Yamada–Janjic (CLP) foi a melhor combinação na simulação do evento de chuva extremamente forte.

Schwitalla *et al.*, (2020) investigaram a capacidade do modelo WRF para simular a convecção e precipitação, variando as parametrizações de microfísica de nuvens e a Camada Limite Planetária sobre a Península Arábica. Usaram como caso de estudo um evento típico de precipitação que aconteceu durante o verão sobre a parte oriental dos Emirados Árabes Unidos (EAU). Os resultados mostraram que as simulações com o esquema Mellor–Yamada–Janjic, de CLP e Thompson, de microfísica, produzem a maior CAPE e CIN, associada a uma mistura mais forte dentro do PBL, levando à formação de nuvens de água líquida mais densas; a precipitação também foi melhor identificada por estes dois esquemas. Por outro lado, concluíram que o esquema microfísico WSM6 não foi uma opção adequada, pois quase não há nuvens de água líquida; principalmente nuvens de gelo, simuladas.

Marín *et al.* (2021) realizaram uma série de simulações (9 em total) na avaliação da sensibilidade do WRF em alta resolução, com o intuito de entender os mecanismos responsáveis pela organização e a intensidade das tempestades que geraram dois tornados no centro-sul de Chile durante os dias 30 e 31 de maio de 2019. Nas simulações do modelo foram usados 3 domínios (9, 6 e 3 km), com 55 níveis ao longo da vertical. Como condições iniciais e de fronteira usaram o modelo de reanálises FNL e o conjunto de parametrizações foi Thompson (MF), o Noah-MP (ST) de quatro camadas, a Rapid Radiative Transfer Model (LW/SW) e Mellor-Yamada Nakanishi Niino (CLP), entretanto a cumulus Betts-Miller-Janjic foi considerada apenas para o domínio maior de 9 km.

As simulações foram divididas em três blocos: primeiramente fizeram uma simulação de controle, depois 3 simulações, reduzindo sucessivamente a topografia da altura original, buscando analisar o impacto da topografia nas circulações de mesoescala locais para cada tornado. Depois, outras 3 foram mudando (aumentando e diminuindo) a *Sea Surface Temperature* (SST), analisando a sensibilidade dos ambientes de tornados de mesoescala às SST no sudeste do Oceano Pacífico. Finalmente realizaram mais duas para examinar possíveis impactos combinados de redução de topografia e mudanças na SST. Dentre seus resultados, obtiveram que na

medida que foi reduzida a topografia, um forte JBN do Norte ao longo da encosta dos Andes enfraqueceu e ampliou na extensão vertical e horizontal. Também os valores do Bulk Shear (0-6 km) e da HRT (0-3 km) sobre as regiões onde os tornados ocorreram diminuíram com a redução sucessiva da topografia, sendo que as temperaturas de brilho simuladas foram mais quentes e as faixas de helicidade de corrente ascendente foram menores e mais curtas, sugerindo que no dia que aconteceu o tornado, o bloqueio do fluxo pela topografia dos Andes gerou condições de cisalhamento de vento de mesoescala que favoreceram sua ocorrência.

Meyer *et al.*, (2021) usaram o modelo WRF para simular as condições meteorológicas que antecederam o evento severo que produziu o primeiro tornado observado no Nepal, no dia 31 de março de 2019 com o objetivo de conhecer quais foram as condições meteorológicas de mesoescala que levaram à ocorrência do evento severo e saber se elas eram favoráveis para desenvolver uma supercélula tornádica. Os autores analisaram os dados do reanálise *Global Data Assimilation System* (GDAS), radiossondagens e dados das estações de superfície de cidades próximas do local onde aconteceu o tornado, sendo o modelo configurado com 3 domínios (12, 4 e 1 km de resolução). Como condições iniciais foram usados os dados GDAS e as parametrizações físicas foram WRF *Single-Moment 6-Class* (MF), o *Mellor-Yamada Nakanishi Niino level 2.5* (CLP), o RRTMG (LW/SW), o *Unified Noah Land Surface Model* (ST), o *Eta Similarity Scheme* (CS) e o *Kain Fritsch* (Cumulus), que foi usado apenas no domínio maior. A dinâmica da pesquisa foi: investigar o ambiente de escala sinótica antes da tempestade mediante a análise de variáveis representativas para a grande escala, e os índices termodinâmicos (CAPE, CIN e HRT) obtidos dos dados reanálise GDAS. Depois disso, foi possível analisar as condições de mesoescala, examinando as mesmas variáveis, índices termodinâmicos e perfis termodinâmicos obtidos das simulações do WRF. Nos resultados observou-se que tanto os dados GDAS como as simulações numéricas, revelaram instabilidade moderadamente forte em toda a região. Por outro lado, a simulação de menor resolução (1km) produziu convecção forte e rotativa quase no mesmo local e ao mesmo tempo que a tempestade tornádica observada. Embora domínios de alta resolução de 1 km, como o usado para o domínio mais interno deste estudo, não sejam realistas para fins operacionais, foi sugerido que o domínio de 4 km operacionalmente é mais viável e capaz de simular os ingredientes necessários para antecipar ambientes convectivos severos.

### 3.7 O tornado de Taquarituba: descrição do evento

No início da tarde do dia 22 de setembro de 2013 a cidade de Taquarituba foi atingida por um tornado que atravessou a cidade desde o sul-sudoeste para o norte-nordeste. Segundo os testemunhos dos moradores o tornado aconteceu às 17:30UTC (14:30 Hora Local - HL) e durou entre 5 e 10 minutos aproximadamente, mas apesar desse pouquíssimo tempo, o fenômeno deixou duas vítimas fatais e 66 feridos.

Segundo informações mostradas no site da Climatempo (<https://www.climatempo.com.br/noticias>) no dia 22 de setembro de 2013: *“Nuvens de tempestades cresceram no Paraná e avançaram para São Paulo causando chuva intensa, ventania e granizo em cidades paulistas. Um dos núcleos de tempestade provocou um tornado em Taquarituba, no sul de São Paulo. O fenômeno foi filmado por moradores, bem como a destruição causada pelo tornado. O choque térmico entre o ar muito quente que estava sobre São Paulo e Paraná com o ar frio de uma frente fria foi um dos motivos para a formação da nuvem que gerou o tornado”*.

De acordo com notícias veiculadas no jornal Folha de São Paulo (<https://m.folha.uol.com.br/>), no dia 23 de setembro de 2013: *“O tornado que atingiu a cidade de Taquarituba, destruiu quase completamente o centro da cidade e outros dois bairros Jardim Dona Carmélia e Parque Industrial. De acordo com o Corpo de Bombeiros de Avaré, o fenômeno ocorreu por volta das 14h30 e durou cerca de cinco minutos, o suficiente para deixar a cidade sem luz e sem linhas telefônicas. “...” O prefeito decretou estado de calamidade pública e está pedindo recursos para os governos federal e estadual. Segundo ele, o prejuízo está na casa dos milhões de reais. No Parque Industrial, 38 empresas foram atingidas e a maior parte sofreu danos sérios.”*

O jornal Gazeta do Povo de Curitiba (<https://www.gazetadopovo.com.br/>) publicou no dia 24 de setembro de 2013 entrevista feita entrevista a meteorologista Neide Oliveira onde ela comentou: *“... Pelas imagens, os ventos na cidade superaram facilmente os 100 km/h. Ainda será feito um estudo neste sentido, mas tranquilamente foi um evento de magnitude entre F0 e F1...”*

A Uol Notícias Cotidiano (<https://noticias.uol.com.br/cotidiano/ultimas-noticias/>) no dia 23 de setembro de 2013 publicou que após da passagem do tornado o prefeito da cidade de Taquarituba decretou o estado de calamidade pública. Duas pessoas morreram e 66 ficaram feridas. Metade da cidade ficou sem energia nem comunicação

telefónica. Na Figura 16 são mostradas fotos dos estragos provocados pelo tornado; a força dos ventos tombou um ônibus (Figura 16A) que transportava trabalhadores rurais e o motorista morreu. A cobertura do ginásio municipal local (Figura 16B) desabou e causou a morte de um jovem de 21 anos, entretanto o terminal rodoviário da cidade ficou totalmente destruído. Os silos de armazenagem de grãos também foram danificados (Figura 16C) e os ventos fortes derrubaram a cobertura de um posto de combustíveis (Figura 16D), arrancaram árvores e causaram vários acidentes de trânsito. Também na zona industrial, houve vazamento de combustível.



**Figura 16:** Danos causados pelo tornado na cidade de Taquarituba/SP, em 22/09/2013.

**Fonte:** g1.globo.com

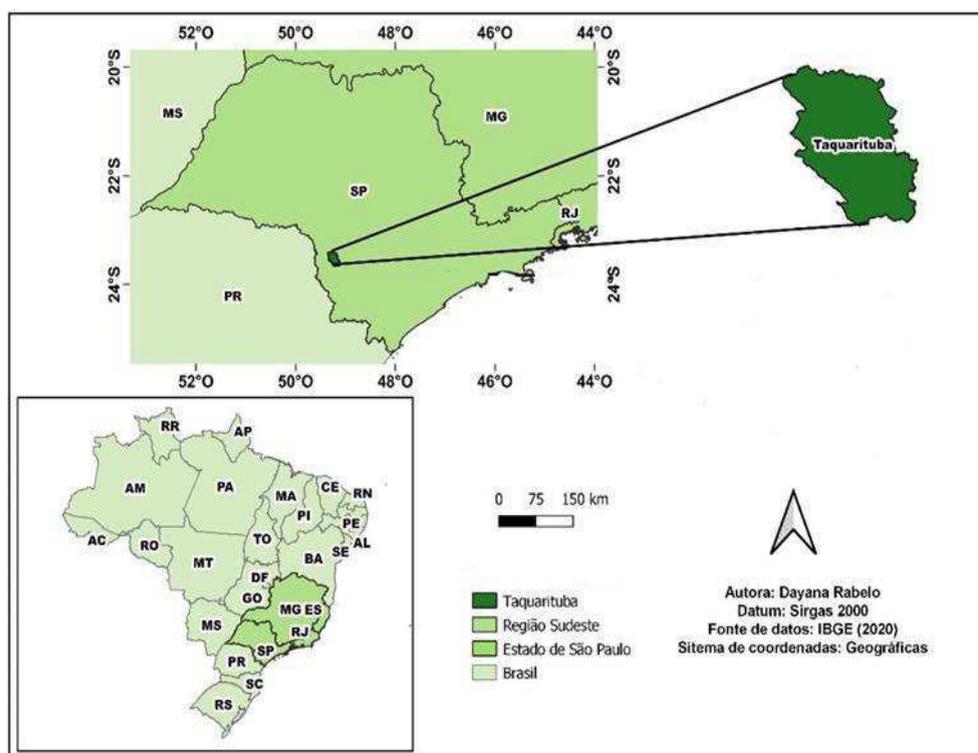
Segundo Schild *et al.*, (2014), a tempestade severa que gerou o tornado na cidade de Taquarituba começou a se desenvolver no norte do Paraná por volta das 16:00 UTC (13:00 HL) e foi rastreado pela *Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting* (TITAN) a partir das 16:37 UTC. Na Figura 17 observam-se várias células de tempestade bem definidas, com limiar de refletividade maior ou igual que 40 dBZ, que se originaram ao oeste do Rio Jacarezinho entre as 16:07 UTC e as 17:22 UTC (indicadas dentro da elipse vermelha), formando gradualmente a célula que originou o tornado de Taquarituba. Algumas dessas células se formaram e depois se dividiram, continuando seu ciclo de vida até as 19:30 UTC. A maioria das células moviam-se com velocidades entre os 60 e 100 km/h, em direções do leste (oeste para leste no sul e de noroeste para sudeste), com refletividades máximas entre 50-60 dBZ.



## 4 DADOS E METODOLOGIA

### 4.1 Região de estudo

A cidade de Taquarituba está localizada no centro-sul do estado de São Paulo, aos 23°31'59" de latitude Sul e 49°14'40" de longitude Oeste, e pertence à região sudeste do Brasil (Figura 18). A altitude média é de 652 metros acima do nível do mar e possui uma topografia levemente ondulada, sendo que as partes mais elevadas estão localizadas no limite do município, com os pontos mais altos sendo os Picos do Acácio e o Morro do Chapéu. Sua população estimada é de 23.218 habitantes e abrange uma extensão territorial de 448,4 km<sup>2</sup>. O clima que predomina é o tropical, com verão quente e sem estação seca (Cfa), ou seja, que apresenta uma estação seca com mais de 60 mm de chuva, segundo informações da Prefeitura Municipal de Taquarituba.



**Figura 18:** Mapa da localização geográfica da cidade de Taquarituba/ São Paulo.  
**Fonte:** Elaborado pela autora.

## 4.2 Dados

### 4.2.1 Satélite

Foram usadas imagens realçadas no canal infravermelho do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES-13), onde a temperatura do topo da nebulosidade é representada numa escala de cores, no período das 00 UTC do dia 22 de setembro de 2013 até as 00 UTC de 23 de setembro de 2013, disponíveis de 30 em 30 minutos, obtidas da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) e do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), disponíveis em ([www.cptec.inpe.br](http://www.cptec.inpe.br)).

### 4.2.2 Radar

Imagens do radar meteorológico de Bauru/SP fornecidas pelo Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet) no modo CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*), para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013, disponíveis a cada 7.5 minutos, foram utilizadas na identificação e análise da evolução da tempestade severa. O radar opera de forma integrada com o radar de Presidente Prudente/SP, ambos da banda S com efeito Doppler, os quais fazem o monitoramento de chuvas em grande parte do estado de São Paulo, parte do Paraná, Mato Grosso do Sul e o Triângulo Mineiro. Entretanto, neste trabalho a análise foi realizada apenas com os dados do radar de Bauru, que está situado geograficamente mais próximo da cidade de Taquarituba (136 km aproximadamente). Este radar tem um feixe de 2º e no modo de vigilância monitora o espaço dentro do raio de 450 km, com uma resolução temporal de 15 minutos. No modo quantitativo de precipitação, utiliza-se o alcance de 240 km, com resolução espacial de 1 km<sup>2</sup> e a informação é a cada 7,5 minutos (ANTÔNIO e ANDRADE, 2007). Na Figura 19 podem-se observar as áreas de cobertura dos radares de Bauru e Presidente Prudente. A partir do radar foi possível observar a localização, movimento, organização e desenvolvimento da chuva convectiva, assim como a intensidade e severidade das tempestades.



**Figura 19:** Área de cobertura dos radares de Bauru (BRU) e Presidente Prudente (PPR). Os círculos vermelhos indicam a área de cobertura de até 240km e os círculos pretos a área de cobertura de até 450 km.

**Fonte:** Histórico do IpMet (<https://www.ipmet.unesp.br/2historico.php>).

#### 4.2.3. Dados de Reanálise

- a. Os dados de reanálise do modelo *Global Forecasting System* (GFS) são usados como condições iniciais e de fronteira nas simulações do WRF em grande parte das pesquisadas durante os últimos anos, se obtendo excelentes resultados na maioria dos casos. Por isso, foram escolhidos para serem usados como condições iniciais na nossa pesquisa. Os dados do GFS estão disponíveis em arquivos de formato binário GRIB 1 e GRIB 2, com resolução horizontal de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  em latitude e em longitude, 26 níveis ao longo da vertical, atualizados a cada 6 horas (00, 06, 12, 18 UTC) e podem ser acessos sem dificuldade através do site (<http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php>). Devido a que o evento severo analisado nesta pesquisa aconteceu o dia 22 de setembro de 2013, foram usados para nossas simulações os arquivos das 12 e 18 UTC do dia 21 setembro de 2013, das 00, 06, 12 e 18 UTC do dia 22 de setembro de 2013 e das 00 UTC do dia 23 de setembro de 2013, no formato GRIB 2.
- b. Também foram usados dados de reanálise do modelo *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications* (MERRA-2), versão 2 (GELARO *et al.*, 2017), desenvolvido pela *Goddard Space Flight Center da National Aeronautics and Space Administration* (GSFC/NASA). Esses dados estão disponíveis em formato netCDF-4, tem uma resolução horizontal de  $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ , 42 níveis ao longo da vertical e uma resolução temporal de 3 horas.

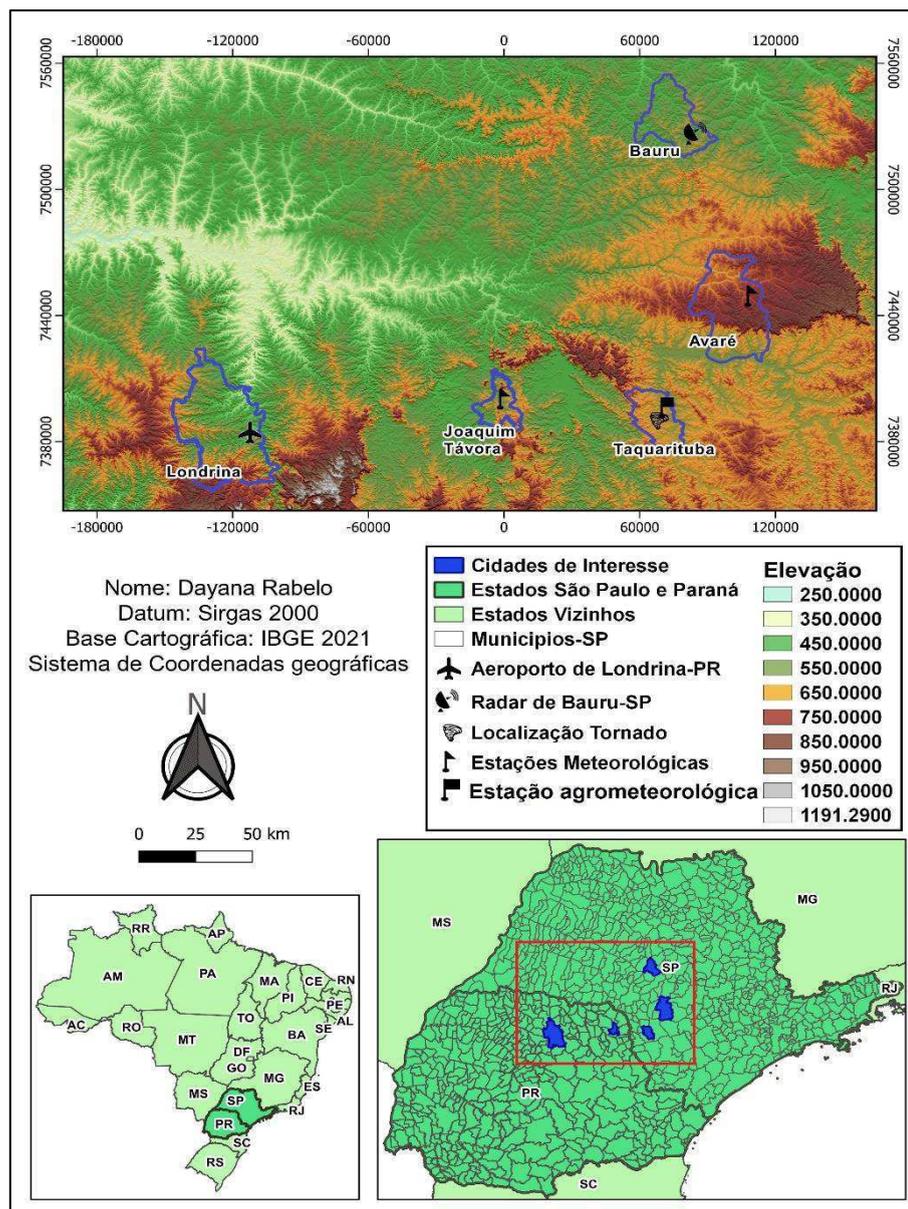
Essa última característica foi o motivo principal de escolher estes dados de reanálise, já que possibilita obter as variáveis com maior resolução temporal, sendo importante para a análise sinótica das 24 horas do dia em que aconteceu o evento severo (das 00 UTC do dia 22 de setembro de 2013 às 00 UTC do dia 23 de setembro de 2013). As variáveis usadas foram: temperatura do ar (T), altura geopotencial (Z), componentes zonal (u) e meridional (v) do vento nos níveis padrões da atmosfera (1000, 850, 500 e 200 hPa), velocidade vertical (w) e a umidade relativa (rh). Os dados podem ser obtidos no site [https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/data\\_access/](https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/data_access/).

#### **4.2.4 Dados de estações meteorológicas**

Também foram utilizados, nas análises apresentadas para o estudo, dados instantâneos de temperatura do ar, velocidade do vento a 2 metros e umidade relativa da estação agrometeorológica automática de Taquarituba, para o mesmo período que as estações anteriores. A estação está localizada aproximadamente a 5 km do local onde aconteceu o tornado e os registros estão disponibilizados no banco de dados da rede meteorológica do Centro Integrado de Informações Agrometeorológicas - CIIAGRO.

Dados horários de temperatura do ar, velocidade do vento a 10 metros de altitude, umidade relativa e pressão instantâneos foram também coletados nas estações meteorológicas automáticas de Avaré e Joaquim Távora no período das 24 horas do dia 22 de setembro de 2013, localizadas aproximadamente a 60 e 70 km da cidade de Taquarituba e disponibilizados no site do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), obtidos através do link <https://bdmep.inmet.gov.br/>.

Um mapa topográfico (Figura 20) foi elaborado com o objetivo de visualizar o relevo da região de estudo, além da localização dos municípios de Avaré, Joaquim Távora, Bauru e Londrina. O mapa abrange parte da região norte-noroeste do estado de Paraná e do sul-sudoeste do estado de São Paulo (área indicada por um retângulo vermelho). Também são indicados a localização geográfica das estações meteorológicas de Taquarituba, Avaré e Joaquim Távora e dos radares de Bauru e do aeroporto de Londrina. A estação de Taquarituba tem uma altitude de 640 m, Avaré de 776 m, Joaquim Távora de 513 m, o radar de Bauru de 632 m e o aeroporto de Londrina 569 m.



**Figura 20:** Mapa do relevo da região e localização geográfica da estação agrometeorológica de Taquarituba e das estações meteorológicas de Avaré, Joaquim Távora (as 3 estações são automáticas), do aeroporto de Londrina e do radar de Bauru usados na análise nesta pesquisa. O quadrado vermelho indica a área que compreende o mapa topográfico.

**Fonte:** Elaborado pela autora.

#### 4.2.5 Diagramas termodinâmicos

Perfis verticais da temperatura, temperatura do ponto de orvalho e índices termodinâmicos apresentados na forma de diagramas termodinâmicos SkewT/LogP do aeroporto de Londrina, nos horários 00 e 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013 e 00 UTC do 23 de setembro de 2013, foram utilizados na análise da estrutura termodinâmica da atmosfera. Os dados estão disponíveis no do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de Wyoming, EUA, disponível no link

<https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. Este aeroporto se encontra localizado aproximadamente a 193 km do local onde aconteceu o tornado.

#### **4.2.6 Imagens e vídeos impressionantes**

Nas análises do ambiente de formação do tornado e para a elaboração da figura esquemática da trajetória aproximada descrita pelo tornado na cidade de Taquarituba-SP, também foram usados vídeos e imagens registradas pela Defesa Civil e disponibilizados no site: <https://g1.globo.com/busca/?q=tornado+taquarituba> e <https://www.climatempo.com.br/noticias>.

### **4.3 Metodologia**

#### **4.3.1 Análise do Ambiente em Escala Sinótica**

Para entender e investigar as condições atmosféricas de grande escala que favoreceram o desenvolvimento da tempestade severa com tornado, avaliar padrões e assinaturas sinóticas específicas no dia do evento, na cidade de Taquarituba SP, foram elaborados mapas dos campos meteorológicos de pressão no nível médio do mar, altura do geopotencial nos níveis de 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa, magnitude do vento em 850 hPa e 200 hPa, convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, nos horários 12 e 15 UTC. Também foram analisadas as imagens de satélite do GOES-13 (detalhes no item 3.2.1) e do produto refletividade CAPPI do radar meteorológico de Bauru (detalhes no item 3.2.2).

#### **4.3.2 Jato de Baixos Níveis (JBN)**

A identificação do JBN é essencial em estudos de tempestades severas, porque transportam umidade (ao nível do jato), aumentam a convergência de baixos níveis na sua região dianteira e são responsáveis pela sustentação de convecção no sul da América do Sul (NASCIMENTO, 2005). Além destas características, Vera *et al.*, (2006) apontaram que o JBN tem uma grande importância na advecção de calor e umidade, provocando condições propícias para a convecção inicial e desenvolvimento de sistemas convectivos. Devido a importância e ao protagonismo que tem este

padrão sinótico na geração de tempestades severas, foi investigada a possível influência do JBN na área de estudo no dia do evento (22 de setembro de 2013).

A confirmação da existência do JBN foi feita mediante o critério de Bonner. Segundo Bonner (1968) os JBN podem ser detectados a partir de observações usando três critérios de seleção, baseados na variação das velocidades de vento no nível de vento máximo. Neste trabalho, foi usado o critério número 1, adaptado para a América do Sul, analogamente feito por Zipser *et al.*, (2004), o qual afirma que, em pelo menos um dos oito horários sinóticos, devem ser observadas as seguintes condições:

- 1)  $|\vec{v}|_{\text{max}} \geq 12 \text{ m/s}$  imediatamente a leste dos Andes;
- 2) componente meridional deve ser de norte e muito maior que a componente zonal;

$$|V_{850} - V_{700}| \geq 6 \text{ m/s}$$

#### 4.3.3. Ângulo entre escoamentos nos níveis de 200hPa e 850 hPa

Segundo Uccellini e Johnson (1979) e Satyamurty *et al.*, (1998), o acoplamento entre os escoamentos do JBN e do JAN representa um mecanismo dinâmico muito importante no desenvolvimento de tempestades severas, podendo gerar uma forte instabilidade convectiva em superfície. Resultados semelhantes foram encontrados por Toledo (2017), onde se verificou que no episódio de um tornado F3 que atingiu a cidade de Indaiatuba no dia 24 de maio de 2005, o acoplamento dos jatos foi um dos fatores determinantes para evolução da tempestade severa que originou o tornado nesse dia, contribuindo como gerador do aumento da instabilidade convectiva em superfície. Schild *et al.*, (2014), Goede (2017), Lara *et al.*, (2019) e Toledo *et al.* (2020) também confirmaram a presença dessa configuração de grande escala nas suas pesquisas.

Neste contexto, em função da grande importância do acoplamento entre o JAN e o JBN, foi calculado o ângulo entre os vetores ventos horizontais dos níveis 200 hPa e 850 hPa, para cada ponto de grade, denominado como “ângulos entre os jatos”. Para isto, calculou-se a direção do vento horizontal em cada nível, a partir das componentes horizontais (u, v). A diferença entre as direções dos ventos de 850 hPa e de 200hPa foi retida desde que os ventos de 850 hPa sejam do quarto quadrante (direções de norte a de oeste) e os ventos de 200hPa fossem do terceiro quadrante

(direções de oeste a de sul). Depois de obtido o valor destes ângulos foi possível fazer a análise e visualização da variação temporal e da distribuição espacial deles.

#### **4.3.4. Modelagem atmosférica com o Weather Research Forecast (WRF)**

Conforme mencionado anteriormente, o WRF é um modelo que foi desenvolvido para estudos de fenômenos de micro e mesoescala, sendo também muito usado na previsão do tempo. Uma das vantagens que apresenta é que com ele pode ser detalhada a área de interesse com maior resolução espacial utilizando o aninhamento, sem que todo o domínio tenha que ser processado com um espaçamento de grade muito pequeno (CARVALHO, 2012). Pelas várias características e vantagens que oferece a seus usuários (ver detalhes no capítulo 2), foi escolhido o WRF nesta pesquisa. Devido a necessidade de fazer um estudo mais exato e obter os dados para a análise do evento com uma resolução espacial e temporal maior, que quando comparados com os dados provenientes dos modelos de reanálise serão mais consistentes para fazer uma análise a menor escala, e dessa forma aumentar a precisão da mesma, foram feitas simulações mediante o modelo numérico de previsão de tempo na sua versão 4.0 (SKAMAROCK *et al.*, 2019).

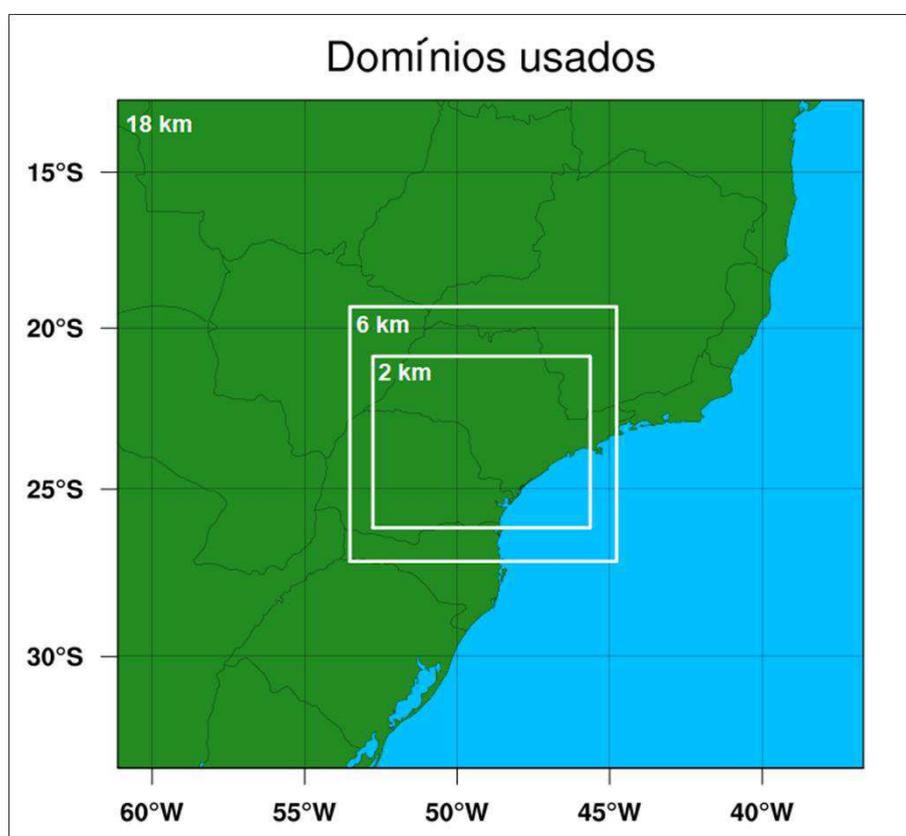
De igual forma foi analisada a sensibilidade do modelo na obtenção de parâmetros termodinâmicos e variáveis atmosféricas indicadoras de tempo severo. Foram feitos 4 experimentos usando combinações com 2 esquemas de microfísica de nuvens e 2 de camada limite planetária. Dessa forma foi possível investigar a eficiência e destreza do WRF na simulação do ambiente atmosférico que gerou e desenvolveu a tempestade severa e o tornado na cidade de Taquarituba, bem como conhecer qual das 4 combinações usadas permitiu representar melhor nosso estudo de caso. A descrição dos aspectos físicos e operacionais do modelo é apresentado no “*ARW User’s Guide*” e está disponível no site

[https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user\\_guide\\_V4/WRFUsersGuide.pdf](https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V4/WRFUsersGuide.pdf).

##### **4.3.4.1. Configurações do modelo, parametrizações e experimentos**

Como condições iniciais e de fronteira foram utilizados os dados do modelo *Global Forecasting System* (GFS), disponíveis no formato GRIB 2, atualizados a cada 6 horas e com resolução horizontal de 0,5° em latitude e em longitude. As simulações

foram feitas com 35 níveis verticais, distribuídos de maneira não linear com a altura para ter uma maior resolução nos baixos níveis e, porém, ter um menor espaçamento entre os pontos de grade neles. O tempo total de integração das simulações foi de 36 horas, com o período de simulação inicializado as 12UTC do dia anterior a ocorrência do tornado até as 00 UTC do dia depois da ocorrência, ou seja, das 12 UTC do 21 de setembro de 2013 às 00 UTC do 23 de setembro de 2013. As simulações foram geradas usando três grades aninhadas (Figura 21), onde os domínios têm uma resolução horizontal de 18, 6 e 2 km respectivamente, centralizados aproximadamente sobre a região de estudo, a cidade de Taquarituba/SP.



**Figura 21:** Domínios usados nas simulações do WRF.

Foram elaborados vários experimentos, utilizando diferentes combinações das parametrizações de microfísica e da camada limite planetária, com o intuito de encontrar qual das combinações melhor reproduziu o ambiente atmosférico que desencadeou o evento severo (tornado) do dia 22 de setembro de 2013 na cidade de Taquarituba. A sensibilidade do modelo WRF na representação de alguns parâmetros termodinâmicos e variáveis atmosféricas indicadores de convecção profunda, também foi avaliada conforme descrição apresentada no próximo item.

Os experimentos numéricos foram realizados de forma que permitissem testar a sensibilidade do WRF para dois esquemas de microfísica (MF) e igual número de esquemas da parametrização da Camada Limite Planetária (CLP), mantendo invariável os esquemas de parametrizações cumulus, camada superficial, superfície terrestre, radiação de onda longa e radiação de onda curta para os 4 experimentos. Na Tabela 1 pode-se observar as opções escolhidas dos esquemas das parametrizações de MF e CLP usadas em cada experimento e na Tabela 2 estão os esquemas das parametrizações que se mantiveram fixas.

**Quadro 2:** Experimentos feitos para testar a sensibilidade de 2 esquemas de microfísica e 2 de camada limite planetária usadas nas simulações do modelo WRF.

Experimentos	Parametrizações	
	Microfísica de nuvens	Cama limite Planetária
EXP1	WRFSM3	Yonsei University (YSU)
EXP2	Morrison 2-Moment	Yonsei University (YSU)
EXP3	WRFSM3	Mellor–Yamada–Janjic (MYJ)
EXP4	Morrison 2-Moment	Mellor–Yamada–Janjic (MYJ)

**Quadro 3:** Parametrizações e esquemas fixos usados nas simulações do modelo WRF para cada experimento.

Parametrizações	Nome no WRF	Esquema usado
Cumulus	cu_physics	Kain-Fritsch
Camada superficial	sf_sfclay_physics	MM5 Similarity Scheme
Superfície terrestre	sf_surface_physics	Unified Noah Land Surface Model
Radiação de onda longa	ra_lw_physics	RRTM
Radiação de onda curta	ra_sw_physics	Dudhia

A parametrização de microfísica, Single Moment 3 (WRFSM3) de HONG *et al.*, (2004), é um esquema de momento simples que implementa o efeito de sedimentação de gelo, sendo que a água e o gelo de nuvem são analisados numa mesma categoria e se distinguem pela temperatura. Considera três categorias de hidrometeoros, vapor d'água, gelo de nuvem, chuva e neve. Entretanto, o esquema Morrison foi o de momento duplo, que determina a razão de mistura, tanto em quantidade como em massa. Esta parametrização proporciona um melhor detalhamento dos processos físicos que ocorrem nas nuvens e sua abordagem engloba cinco espécies de hidrometeoros: gotículas de nuvens, nuvens de gelo, chuva, neve e graupel/granizo.

Por isso é considerada uma melhor opção para simulações de maior resolução com fenômenos de alto grau de severidade.

Nas parametrizações de CLP o esquema Yonsei University Scheme (YSU) de HONG *et al.*, (2006) é categorizado como um esquema de fechamento de primeira ordem, já que requer de equações prognósticas adicionais para expressar os efeitos da turbulência nas variáveis médias. Baseia-se no perfil K para a determinação da difusividade dentro da camada limite, em função do cisalhamento do vento e do número de Richardson. Por outro lado, o esquema Mellor-Yamada-Janjic Scheme (MYJ) é um esquema de fechamento local que determina o coeficiente de difusão turbulenta a partir de prognósticos da energia cinética turbulenta (TKE) com uma ordem de fechamento de 1,5. Segundo XIE *et al.*, (2012), ele fornece os fluxos turbulentos de cada ponto a partir dos valores médios das variáveis atmosféricas.

#### **4.3.5 Seleção, descrição e cálculo dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos**

Os índices termodinâmicos são comumente usados na previsão operacional, fornecendo uma avaliação rápida dos possíveis tipos de tempestades convectivas que o ambiente de flutuabilidade e cisalhamento vertical do vento podem suportar. Lara *et al.*, (2019), afirmaram que os índices convectivos podem ser aplicados em estudos utilizando dados de reanálise, porém é preciso ter em consideração alguns cuidados em relação a este tipo de dado, porque o cálculo dos índices convectivos pode subestimar ou superestimar as condições do ambiente que está sendo estudado. Por outro lado, quando calculados a partir de modelos numéricos e/ou rotinas de análise objetiva, onde diversos perfis regularmente espaçados são disponíveis, a variação espacial destes parâmetros pode ser analisada diretamente, permitindo ao meteorologista identificar regiões mais favoráveis ou desfavoráveis ao desenvolvimento dos sistemas convectivos (NASCIMENTO, 2005).

Na seção seguinte é apresentada uma descrição resumida dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos usados nesta pesquisa. Foram selecionados dentre os vários índices usados na literatura, devido ao seu comportamento demonstrado para a previsão tempestades severas e como indicadores de probabilidade de convecção profunda.

#### 4.3.5.1 Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)

A CAPE mede a quantidade de energia potencial do local disponível para convecção. Portanto, permite avaliar o grau de instabilidade em uma camada da atmosfera e está relacionada com a intensidade das correntes ascendentes em tempestades. É um índice integrado verticalmente que representa a energia de flutuabilidade positiva acumulada na camada de convecção livre, calculado matematicamente pela equação 1 (DOSWELL; RASMUSSEN, 1994):

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NET} \left( \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (1)$$

sendo  $g$  a aceleração da gravidade,  $T_{vp}$  e  $T_{va}$  são as temperaturas virtuais da parcela e do ambiente, respectivamente, NET é o nível de equilíbrio térmico (nível em que a temperatura da parcela se torna igual à do ambiente) e NCE o nível de convecção espontânea (nível em que a temperatura da parcela se torna superior à do ambiente).

No Quadro 4 são apresentados valores de referência da CAPE relativamente à intensidade da instabilidade, lembrando que foram desenvolvidos para ser usados principalmente nos Estados Unidos.

**Quadro 4:** Valores de referência da CAPE. Fonte: (DOSWELL e RASMUSSEN, 1994).

Valores de CAPE (J kg <sup>-1</sup> )	Característica da Instabilidade
<1000	Fraca
1000≤CAPE<2500	Moderada
2500≤CAPE<4000	Forte
CAPE≥4000	Extrema

#### 4.3.5.2 Inibição Conectiva (CIN)

A CIN representa a área “negativa” em uma sondagem, que deve ser superada para que uma tempestade comece a se formar. Em outras palavras, a CIN indica a quantidade de energia que irá impedir uma parcela de ar ascender, desde o nível da superfície até o nível de convecção livre. Sua definição matemática é semelhante à

da CAPE, mas com níveis de integração entre a superfície e o nível de convecção espontâneo, como se mostra na equação 2 (HOUZE, 2014):

$$CIN = -g \int_{\text{sup}}^{NCE} \left( \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (2)$$

em que  $g$  é a aceleração da gravidade,  $T_{vp}$  e  $T_{va}$  são as temperaturas virtuais da parcela e do ambiente, respectivamente, e NCE é o nível de convecção espontânea (nível em que a temperatura da parcela se torna superior à do ambiente). A CIN é medida em números negativos e quanto menores forem os seus valores, maiores serão as chances das tempestades se desenvolver.

#### 4.3.5.3 Índice K

O índice K é uma medida do potencial para tempestades baseado na taxa de variação vertical da temperatura e no conteúdo e extensão vertical da umidade na camada entre 850 hPa e 700 hPa. Para K ser significativo, deve existir calor e umidade em abundância em baixos níveis. Uma camada seca em 700 hPa reduz o valor de K (SILVA DIAS, 2000). O índice foi definido por George (1960) mediante a equação 3:

$$K = T_{850} + Td_{850} - T_{500} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (3)$$

em que  $T$  é a temperatura do ar e  $Td$  é a temperatura de ponto de orvalho nos níveis indicados em subscrito. Os valores críticos do índice K são mostrados no Quadro 5.

**Quadro 5:** Valores críticos do índice K. Fonte: (GEORGE, 1960).

Valores do índice K (°C)	Probabilidades de tempestades (%)
$K < 20$	0 a 20
$21 \leq K \leq 25$	20 a 40
$26 \leq K \leq 30$	40 a 60
$31 \leq K \leq 35$	60 a 80
$36 \leq K \leq 40$	80 a 90
$K > 40$	>90

#### 4.3.5.4 Índice *Total-Totals* (TT)

O TT determina-se pela combinação do *Lapse Rate* (LR) de níveis médios, a umidade do ar no nível de 850 hPa e a temperatura do ar no nível de 500 hPa. Este índice considera calor e umidade em 850 hPa e frio em 500 hPa, e não restringe a umidade em 700 hPa. Se houver uma camada seca em 700 hPa isso não afeta o valor de TT (SILVA DIAS, 2000). Foi desenvolvido por Miller (1972), sendo definido como se mostra na equação 4:

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} \quad (4)$$

na qual T e Td são a temperatura e temperatura do ponto de orvalho, respectivamente, nos níveis indicados em subscrito. No Quadro 6 são mostrados os limiares do índice TT.

**Quadro 6:** Valores críticos do índice TT. Fonte: (Miller, 1972).

Valores do índice TT (°C)	Ocorrência de tempestades severas
< 44	sem tempestades severas
44 a 50	situações favoráveis a tempestades
50 a 55	moderada probabilidade de tempestades severas
> 55	alta probabilidade de tempestades severas

#### 4.3.5.5 Helicidade Relativa à Tempestade (HRT)

A HRT é uma medida do potencial para rotação da corrente ascendente em supercélulas. Este índice é bastante efetivo na previsão de geração da rotação na corrente ascendente, sendo calculada utilizando a equação 5 (DAVIES-JONES, 1984):

$$HRT_{0-h} = - \int_0^h \hat{k} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \quad (5)$$

em que  $\hat{k}$  é o vetor unitário ao longo do eixo z,  $\vec{V}$  é a velocidade do vento ambiente,

$\bar{c}$  é a velocidade de deslocamento da tempestade e  $\frac{\partial \vec{V}}{\partial z}$  é o cisalhamento vertical do vento ambiente, 0 é o nível de superfície e h é o nível do topo da camada de influxo e geralmente é calculada para as camadas entre a superfície e 1km ou 3km, com valores positivos para o Hemisfério Norte e negativos para o Hemisfério Sul (NASCIMENTO, 2005). No HS, valores de  $HRT_{0-3km}$  menores que  $-150m^2s^{-2}$  sugerem ambientes favoráveis para a ocorrência de tempestades severas (STENSRUD *et al.*, 1997). Vários autores (RASMUSSEN e BLANCHARD, 1998; RASMUSSEN, 2003); THOMPSON *et al.*, 2012) mostraram a destreza deste índice, ressaltando ambientes sinóticos favoráveis a tempestades rotativas em estudos feitos para a América do Norte.

#### 4.3.5.6 Índice Energia Helicidade (IEH)

O IEH pela sua definição resulta do produto entre dois outros índices convectivos, sendo uma combinação do índice CAPE com o a HRT. Foi desenvolvido para identificar o potencial para a ocorrência de tornados e definido pela equação 6 (HART e KOROTKY, 1991; RASMUSSEN e BLANCHARD, 1998; THOMPSON *et al.*, 2003):

$$IEH = \frac{CAPE \times HRT_{0-1km}}{1,6 \times 10^5} \quad (6)$$

na qual  $HRT_{0-1km}$  é a helicidade relativa à tempestade, calculada na camada entre 0 e 1km. Dessa forma, valores do IEH elevados resultam de valores igualmente elevados de CAPE e de  $HRT_{0-1km}$ . Para o Hemisfério Norte (HN), valores maiores que 1 indicam potencial para a formação de supercélulas, entretanto valores maiores que 2 indicam grande probabilidade de formação de tempestades severas (RASMUSSEN e BLANCHARD, 1998; NASCIMENTO, 2005). Estes valores de referência do IEH adaptados ao HS são negativos.

#### 4.3.5.7 Índice SWEAT

O índice SWEAT mescla informações termodinâmicas e cinemáticas. Foi desenvolvido por Miller (1972) e modificado para uso no HS por Nascimento (2005), para a previsão específica do potencial de tempestades severas, e está definido matematicamente conforme a equação 7:

$$SWEAT = 20(TT - 49) + 12Td_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 125(\text{sen}|difdirV| + 0,2) \quad (7)$$

em que TT é o índice Total-Totals,  $Td_{850}$  a temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa,  $V_{850}$  e  $V_{500}$  são as magnitudes das velocidades do vento em 850 hPa e 500 hPa, respectivamente,  $difdirV = (dirV_{500} - dirV_{850})$ , onde  $dirV_{500}$  é a direção do vento em 500 hPa e  $dirV_{850}$  é a direção do vento em 850 hPa. Os valores críticos do índice SWEAT são mostrados no Quadro 7.

**Quadro 7:** Valores críticos do SWEAT. Fonte: (Miller, 1972).

Valores do SWEAT (adimensional)	Ocorrência de tempestade severa
SWEAT < 300	Sem tempestades severas
300 < SWEAT < 400	Probabilidade de tempestades severas
SWEAT > 400	Probabilidade de eventos tornádicos

Nascimento (2005) destacou que existem algumas questões que precisam ser levadas em consideração no cálculo do índice SWEAT:

- a) se  $TT < 49$  e  $Td_{850} < 0$ , estes termos deverão ser igualados a zero;
- b) para o HS, o último termo da equação deverá ser desprezado se (pelo menos) uma das condições abaixo não for satisfeita:
  - condição 1: direção do vento em 850 hPa deve estar entre 290° e 360° ou entre 0° e 50°;
  - condição 2: direção do vento em 500 hPa deve estar entre 230° e 330°;
  - condição 3:  $difdirV$  deve ser negativa e, se a direção do vento em 850 hPa estiver entre 0° e 50°, deve-se somar 360° à direção do vento em 850 hPa antes de calcular  $difdirV$ ;
  - condição 4: tanto  $V_{850}$  quanto  $V_{500}$  devem ser de, pelo menos, 15 nós (7,72m/s).

#### 4.3.5.8 Cisalhamento Vertical do Vento (CIS)

O CIS foi calculado na camada entre 10m e 500 hPa, seguindo a equação 8:

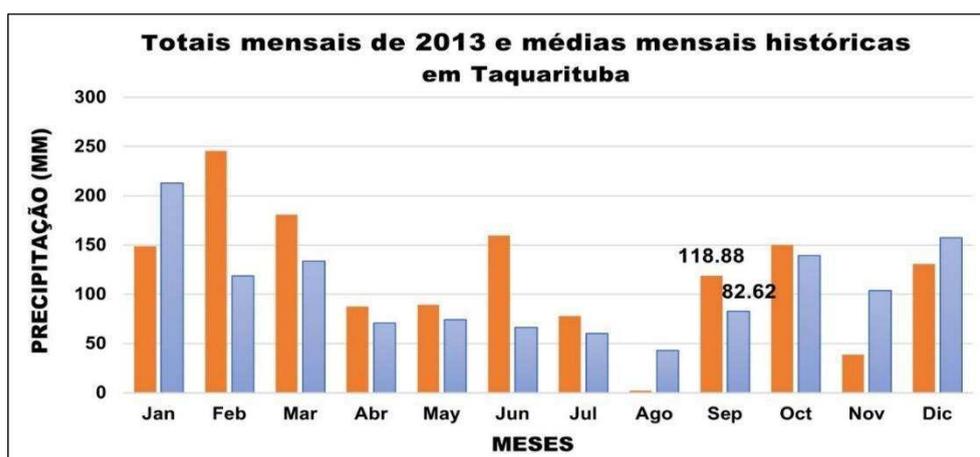
$$CIS_{10m-500hPa} = V_{500hPa} - V_{10m} \quad (8)$$

sendo  $V_{500hPa}$  e  $V_{10m}$  os módulos dos ventos horizontais no nível de 500hPa e 10m de altura, respectivamente. Na literatura, os valores de referência para cisalhamento vertical do vento em baixos níveis são fornecidos para a camada compreendida entre 0 e 6 km de altura. Segundo Colquhoun e Riley (1996) o cisalhamento do vento na camada 0 a 6 km, com valores acima de 15 m/s são comumente associados a situações favoráveis à ocorrência de tempestades rotativas, na América do Norte. Valores entre 12 m/s e 20 m/s são geralmente os mais observados nestas situações (MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010). Estes foram os valores utilizados como referentes para fins de avaliação do  $CIS_{10m-500hPa}$  para nossa pesquisa.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 5.1 Climatologia das precipitações em Taquarituba.

Na cidade de Taquarituba, o ano de 2013 mostrou um regime de precipitação bem chuvoso (Figura 22), com acumulados significativos que superaram os 80 mm mensais praticamente o ano todo; apenas os meses de julho, agosto e novembro tiveram acumulados abaixo desse valor. Quando comparados os acumulados mensais com a média histórica dos últimos 16 anos, podemos observar que em oito (8) dos doze (12) meses os acumulados foram superiores, sendo assim também durante o mês de setembro, com 36.26 mm acima do valor médio observado na cidade. Dessa forma, podemos concluir que se tratou de um ano atípico, com valores acima do normal na maioria dos meses.



**Figura 22:** Comparação entre a média mensal das precipitações (mm) de 2013 (**cor vermelho**) com a média mensal histórica das precipitações nos últimos 16 anos (**cor azul**) na estação agrometeorológica de Taquarituba

### 5.2 Trajetória aproximada do tornado

O tornado do dia 22 de setembro de 2013 na cidade de Taquarituba não deixou indícios visuais da sua trajetória, apenas deixou evidenciado seu passo com os estragos provocados nas áreas por onde se deslocou. A Figura 23 mostra uma representação aproximada do trajeto e da área atingida, coletadas nas notícias da internet, mediante a ferramenta do Google Earth. Para elaborar a figura primeiramente foram coletadas as informações dos diferentes locais que apareceram, sendo mencionados nas notícias da internet. Foram confirmados e identificados os locais (centro da cidade, os bairros Jardim Dona Carmélia e Parque Industrial, o posto de

gasolina Shell e o Terminal Rodoviário) a partir dos vídeos que mostram os danos provocados pelo tornado, no site do gshow e no youtube. Posteriormente, mediante a ferramenta Google Earth, foram localizados cada um deles no mapa (círculos azuis) e traçadas as linhas amarelas para fazer uma ligação destes locais com registros de danos significativos, e dessa forma conseguir ter uma noção visual aproximada no espaço da área que foi atingida pelo tornado. Fazendo um cálculo aproximado das distancias reais que existem entre os 5 pontos identificados, foi possível dizer que o tornado atingiu uma área de aproximadamente 3 km<sup>2</sup>. Desta forma, se obteve a figura 19, que ilustra uma trajetória simplificada, para ter uma ideia da área que o tornado influenciou.



**Figura 23:** Ilustração esquemática da trajetória aproximada descrita pelo tornado na cidade de Taquarituba-SP em 22 de setembro de 2013. As linhas amarelas ligam locais (e respectivos horários) (círculos azuis) com registro de dano significativo.

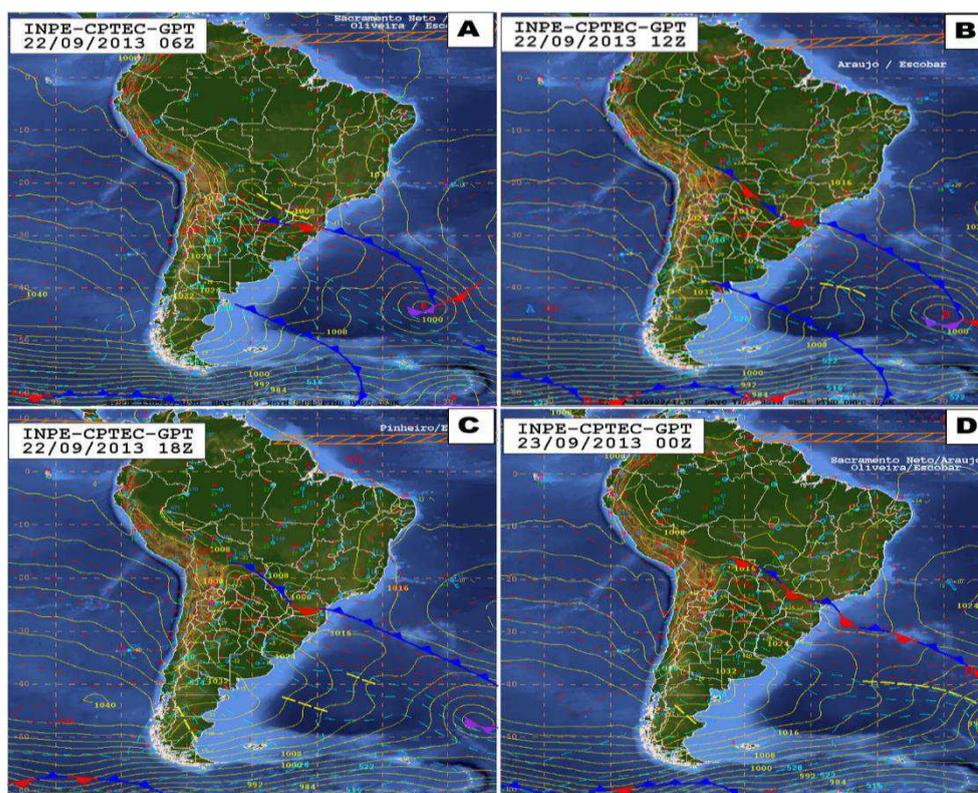
**Fonte:** Elaborado pela autora.

### 5.3 Análise do ambiente a escala sinótica

Primeiramente foi feita a análise do ambiente de grande escala, para dessa forma entender como os processos em maior escala influenciaram no desenvolvimento do potencial severo que gerou o tornado no dia 22 de setembro de 2013 na cidade de Taquarituba. Para atingir esse objetivo foram analisadas as cartas sinóticas de superfície do CPTEC/INPE, as imagens de satélite do GOES-13 realçadas no canal infravermelho e construídos os campos das variáveis

meteorológicas do modelo de reanálise MERRA2. Imagens do radar de Bauru foram utilizadas para uma melhor compreensão da formação, organização e evolução das células convectivas no período antes, durante e depois da formação do tornado.

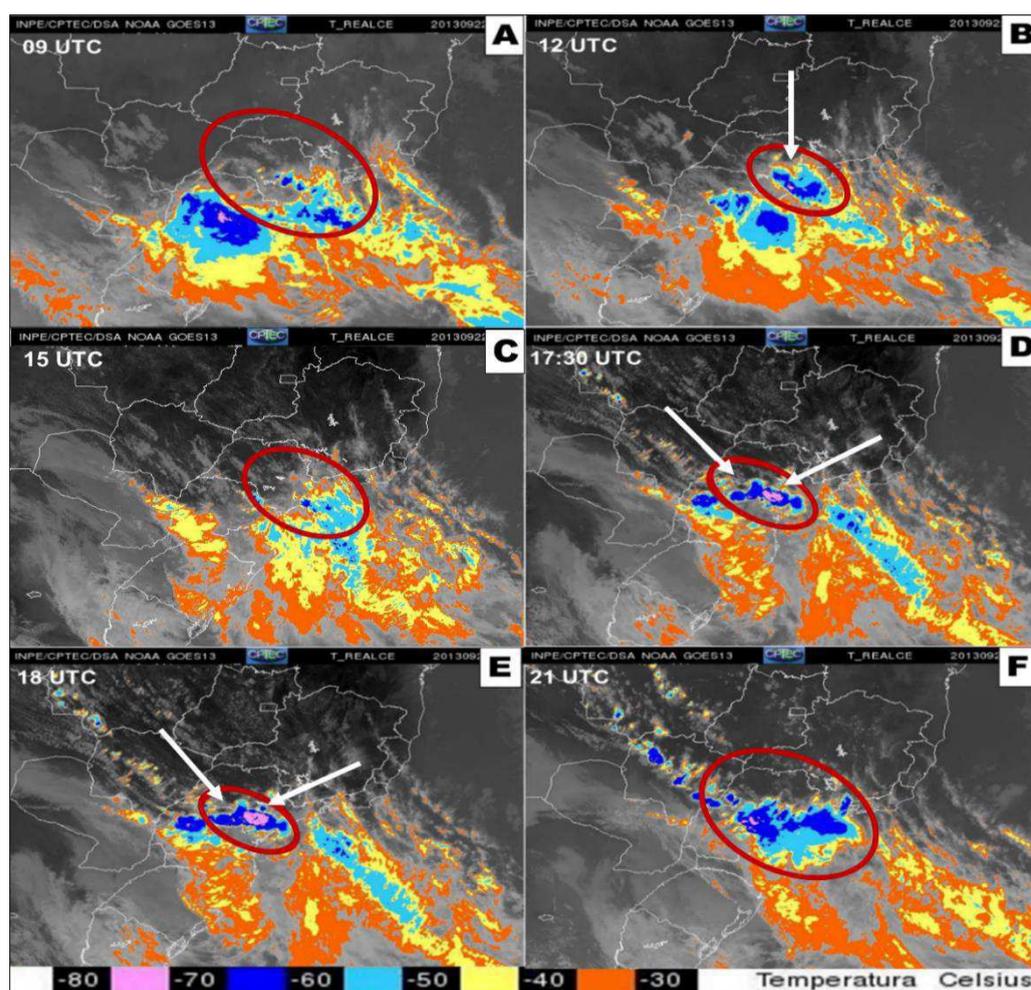
No dia 22 de setembro a situação sinótica predominante em superfície sobre as regiões sul e sudeste do Brasil foi modulada pela passagem de uma frente fria. Na Figura 24A pode-se observar que desde as primeiras horas da manhã (06 UTC) se encontrava localizada sobre o norte de Rio Grande do Sul e Santa Catarina, estendendo-se sobre o Oceano Atlântico Sul, com um centro de baixa pressão de 1000 hPa em oclusão posicionado aos 43°S/33°W. No horário seguinte, às 12UTC (Figura 24B) a frente fria teve um deslocamento, se localizando sobre o estado de Santa Catarina e mantendo ainda nesse horário o centro de baixa pressão de 1000 hPa. Às 18UTC a frente fria se deslocou até o estado de Paraná, chegando até o sul do estado de São Paulo às 00UTC do dia 23 de setembro (Figuras 24C e 24D). A passagem desta frente fria provocou muita instabilidade sobre a região sul e sudeste do Brasil, neste dia 22 de setembro, favorecendo os processos convectivos e a ocorrência de tempestades.



**Figura 24:** Carta sinótica de superfície das 06 UTC (A), 12 UTC (B) e 18 UTC (C) do dia 22 de setembro de 2013, e das 00UTC (D) do dia 23 de setembro de 2013.

**Fonte:** CPTEC/INPE.

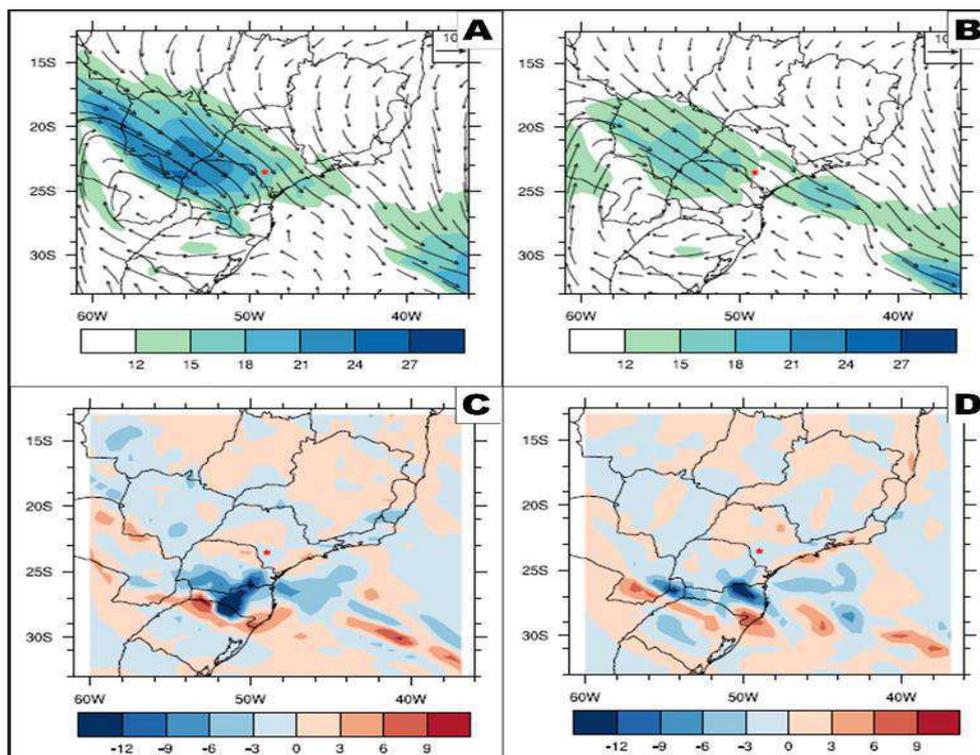
As imagens de satélite (Figura 25) mostram as bandas de nebulosidade, confirmando a presença da frente fria observada nas cartas de superfície, que desde as primeiras horas do dia 22 atingiu os estados do sul brasileiro, São Paulo e as costas do Oceano Atlântico Sul, com uma região pré-frontal muito ativa, fator que estava contribuindo para gerar muita instabilidade sobre toda a área. Na sequência de imagens (Figuras 25A-F) observa-se a evolução das bandas de nebulosidade e a formação de uma linha de instabilidade na região sul do estado de São Paulo, associada ao avanço da massa de ar frio, com temperaturas no topo das nuvens entre  $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$  e  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Figuras 25 A-B) e atingindo valores abaixo de  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$  no horário aproximado do tornado (Figura 25C), o que indica intensa atividade convectiva e núcleos de convecção profunda. Os círculos na cor vermelha foram usados para destacar os núcleos mais intensos. A organização em linhas também é visível nas imagens.



**Figura 25:** Imagens infravermelhas de temperatura realçada do satélite GOES-13 às 09 UTC (A), 12 UTC (B) 15 UTC (C), 17:30 UTC (D), 18 UTC (E) e 21 UTC (F) do dia 22 de setembro de 2013.

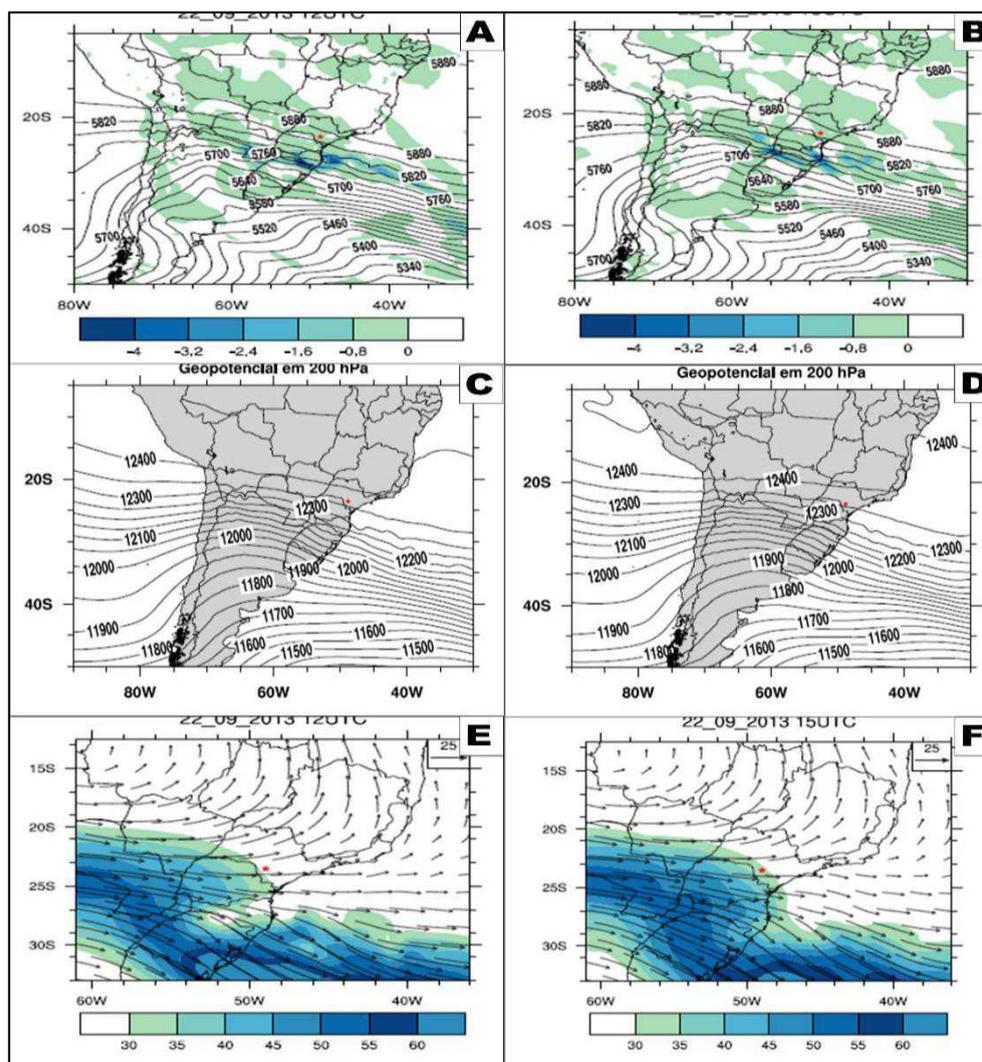
No nível de 850 hPa, às 12UTC (Figura 26A), observa-se a presença de uma circulação ciclônica fechada sobre o sul do Brasil e Paraguai, contribuindo na existência de um escoamento com sentido NW-SE estendido sobre parte do Centro-Oeste, São Paulo e Paraná, com ventos acima dos 12 m/s, e um núcleo de ventos mais fortes localizado ao oeste-sudoeste do estado de São Paulo. Essa situação, típica da presença de um Jato de Baixos Níveis, foi coerente com os núcleos convectivos que estavam sendo mostrado nas imagens de satélite (Figura 25), devido ao transporte de umidade proveniente do centro do continente através do fluxo existente em baixos níveis. Entretanto, já às 15 UTC (Figura 26B) observa-se uma redução na intensidade dos ventos com sentido NW-SE, porém, ainda manteve valores acima dos 12 m/s. Dessa forma, podemos considerar a situação existente como um JBN, seguindo o critério 1 de Bonner (1969) e modificado por Zipser *et al.*, (2004), o qual resultou fundamental na formação da tempestade, já que o transporte de ar úmido e quente próprio da região Amazônica, escoado pela Cordilheira dos Andes e intensificado pelo Jato, para parte da região sul e o estado de São Paulo, foram as causas da instabilidade e a geração de movimentos ascendentes, propiciando um ambiente favorável à formação de tempestades.

O transporte de umidade, provocado pelo escoamento do JBN, favoreceu a convergência do fluxo de umidade na baixa troposfera e apesar que as regiões com maiores valores estavam localizadas no sul do país, sobre o estado de São Paulo existiam áreas com valores negativos, incluindo a cidade de Taquarituba. Esse padrão de comportamento confirma a convergência de umidade que favoreceu a formação de áreas de instabilidade sobre a cidade (Figuras 26 C-D).



**Figura 26:** Direção e magnitude do vento em 850 hPa (m/s) às: 12 UTC (A), 15 UTC (B); convergência de umidade ( $10^{-7} \text{ s}^{-1}$ ) às: 12 UTC (C), 15 UTC (D), do dia 22 de setembro de 2013. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

No nível de 500 hPa às 12 UTC (Figura 27A) observa-se um cavado sobre o centro da Argentina e corrente abaixo dele encontram-se as áreas de maior atividade convectiva, sendo que sobre o estado de SP existiam movimentos ascendentes (valores de  $\omega$  negativos de até  $-0,8 \text{ Pa s}^{-1}$ ) que contribuíram para o levantamento do ar mais quente sobre Taquarituba, situação que teve pouca variação no intervalo entre as primeiras horas da manhã até a tarde, como observado nas Figuras 27A e 27B. Esse padrão sinótico também é observado em altos níveis (200 hPa), confirmando que era um sistema bem profundo, estendido sobre toda a troposfera (Figuras 27C-D). Por outro lado, nas Figuras 27E e 27F pode-se observar a presença do escoamento do vento em 200 hPa sobre a região sul do Brasil e parte do estado de São Paulo, mostrando ventos entre 30 e 35 m/s sobre a cidade de Taquarituba, enquanto o núcleo mais forte (acima de 40 m/s) estava localizado principalmente sobre Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Dessa forma também foi confirmada a incidência do JAN, que é considerado como um forte indicativo de alta instabilidade sobre a área durante todo o período.



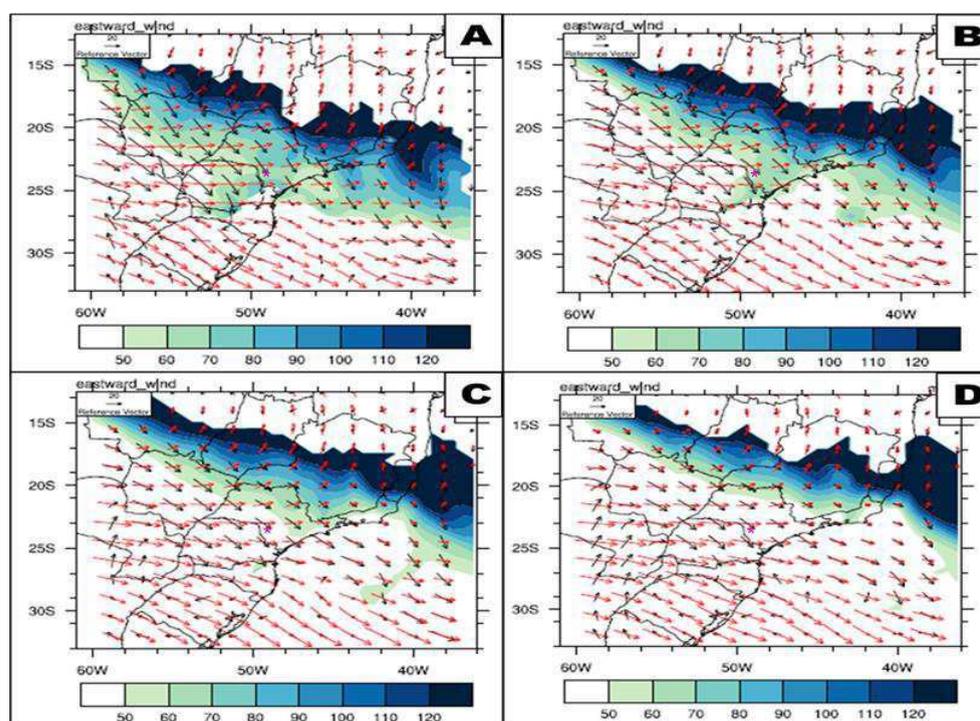
**Figura 27:** Altura geopotencial (m<sub>g</sub>p) e velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa às: 12 UTC (A), 15 UTC (B); altura geopotencial (m<sub>g</sub>p) 200hPa às: 12 UTC (C), 15 UTC (D); direção e magnitude do vento em 200 hPa (m/s) às: 12 UTC (E), 15UTC (F) do dia 22 de setembro de 2013. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquaritiba/SP.

### Ângulo entre escoamentos nos níveis de 200hPa e 850 hPa

Depois de confirmada a presença dos Jatos de Baixos e de Altos Níveis, foi calculado o ângulo entre os dois escoamentos, com o objetivo de detectar a existência do acoplamento entre eles. Entende-se por acoplamento entre jatos quando o JAN se sobrepõe ao JBN.

Nas Figuras 28 A-D pode-se observar a distribuição espacial do ângulo entre os ventos em 200 hPa e 850 hPa (colorido), além dos vetores da direção do vento em 850 hPa (setas pretas) e em 200 hPa (setas vermelhas). Nestas figuras é possível ver que de maneira geral, os valores deste ângulo estiveram entre 40 e 130 graus em toda a área mostrada. De uma forma mais específica, pode-se observar que desde as

primeiras horas da manhã do dia em que aconteceu o tornado (Figuras 28 A-B), sobre a cidade de Taquarituba e cidades mais próximas, os valores eram entre 50 e 70 graus, sendo que nos horários das 15 UTC e 18 UTC, que são os mais próximos da ocorrência da tempestade severa (Figuras 28C-D), sobre a área foco deste estudo observaram-se valores inferiores a 50 graus. Mesmo não sendo um valor tão elevado, ainda assim, o resultado caracteriza a existência de acoplamento entre os jatos durante esse dia. Por isso, pode-se dizer que ocorreu sim o acoplamento entre o escoamento do JBN e do JAN, demonstrando que este mecanismo dinâmico favoreceu a geração de forte instabilidade em superfície e o consequente desenvolvimento da tempestade e do tornado associado (UCCELLINI e JOHNSON, 1979; SATYAMURTY *et al.*, 1998).



**Figura 28:** Distribuição espacial dos valores do ângulo entre os jatos de 850 hPa e 200 hPa (Graus) às: 09 UTC (A), 12 UTC (B), 15 UTC (C) e 18 UTC (D) para o dia 22 de setembro de 2013 na cidade de Taquarituba. Valor do ângulo entre os jatos (colorido), direção do vento em 850 hPa (setas pretas) e direção do vento em 200 hPa (setas vermelhas).

A Figura 29 mostra os gráficos do comportamento das variáveis temperatura, velocidade do vento e pressão em superfície durante as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013 da estação agrometeorológica de Taquarituba localizada a 4.5 km ao nordeste do centro da cidade e do local onde aconteceu o tornado. Também foram usados os dados das estações meteorológicas de Avaré e Joaquim Távora que estão a uns 60 km ao nordeste e 70 km ao oeste de distância, respectivamente. Mesmo não

estando tão próximas da cidade de Taquarituba, contribuíram na nossa análise do ambiente atmosférico existente sobre as regiões mais próximas do local onde aconteceu o fenômeno.

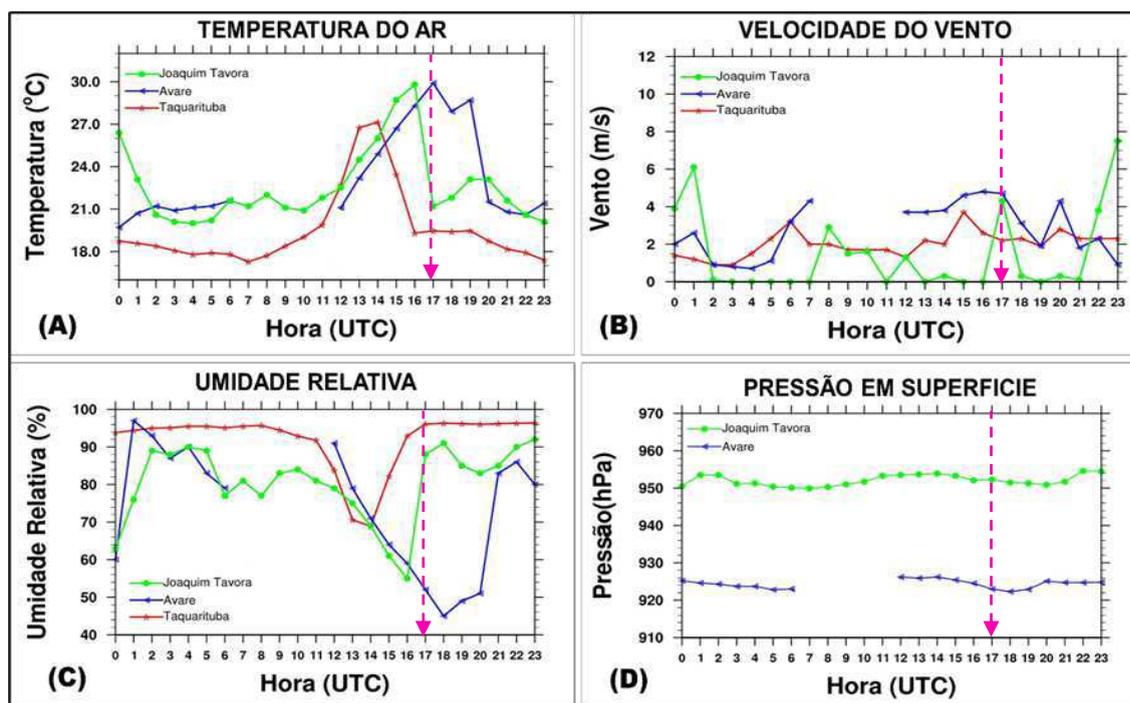
No caso da temperatura (Figura 29A) nas três estações observou-se um aquecimento significativo horas antes de acontecer o evento, com valores de até 30°C, mostrando uma relação direta com o transporte de ar quente procedente das latitudes baixas para as latitudes médias pelo JBN (confirmado nas Figuras 26 A-B). A estação de Taquarituba, que é a mais próxima (aproximadamente 4,5 km), registrou 27°C considerando o valor mais baixo quando comparado com as estações de Avaré e Joaquim Távora, que chegaram até os 30°C. Essa variável teve um comportamento dentro do padrão esperado, respondendo as condições meteorológicas existentes sobre a região sudeste.

O vento na estação de Taquarituba (Figura 29B) teve um comportamento peculiar, pois mesmo estando bem próximo do local onde aconteceu o tornado, não registrou valores elevados como se esperava. Com 3 horas e 30 minutos antes da formação do tornado, a intensidade do vento atingiu apenas os 3,2 m/s, sem mostrar mudanças significativas ao longo das 24h analisadas. Isto se justifica porque a dimensão espacial dos tornados é tipicamente inferior a 2 km, correspondendo a fenômenos que acontecem na escala meso- $\gamma$  conforme a classificação de Orlanski, (1975), e a estação se encontra a mais de 4 km de distância. Essas características explicam, em parte, a pouca alteração na velocidade do vento observada na estação. Por outro lado, o comportamento do vento nas estações de Avaré e Joaquim Távora mostra um aumento na sua velocidade 2 horas e 30 minutos (15UTC) antes de acontecer o tornado, atingindo 4,8 m/s como valor mais elevado às 16UTC. Por outro lado, os dados da estação de Joaquim Távora mostram que o aumento da velocidade do vento aconteceu apenas 30 minutos (17UTC) antes do evento, atingindo 4,3 m/s nesse horário.

A variável umidade relativa na estação de Taquarituba mostrou a existência de um elevado conteúdo de umidade em superfície (acima de 80%) durante grande parte do dia, sendo consequente com a situação (padrão) meteorológica, produto à presença do JBN, que estava favorecendo o transporte de umidade para os níveis mais baixos da atmosfera. Observa-se na Figura 29C valores bem elevados no período da manhã, com um marcado descenso no final e logo em seguida um aumento considerável no início da tarde, sendo que no horário mais próximo que aconteceu o

tornado (17UTC) existia uma taxa de 96%. Por outro lado, notou-se na estação de Avaré que existia um elevado conteúdo de umidade (acima de 90%) às 12UTC, o qual a partir desse horário mostrou uma gradual diminuição, apresentando um baixo conteúdo de umidade às 17UTC (horário mais próximo do tornado) e na estação de Joaquim Távora a variável comportou-se de forma similar a Taquarituba, com taxas elevadas de umidade relativa durante a manhã, descenso no início da tarde e logo um aumento próximo do horário do tornado.

No caso da pressão não foi possível analisar a estação da Taquarituba porque não tinha os dados desta variável. No gráfico da Figura 29D pode-se observar nas outras duas estações uma queda significativa da pressão em superfície a partir das 15 UTC, com um aumento depois da passagem do tornado, condição típica durante a ocorrência de um fenômeno desse tipo. Após analisadas essas 3 variáveis meteorológicas pode-se afirmar que o comportamento delas foi bastante coerente com a condição existente em questão.



**Figura 29:** Evolução temporal das variáveis temperatura (A), velocidade do vento a 2m (B), umidade relativa (C) e pressão (D) em superfície da estação agrometeorológica de Taquarituba e das estações meteorológicas de Avaré e Joaquim Távora localizadas a 640m, 776m e 513m de altitude respectivamente, para o dia 22 de setembro de 2013. A seta na cor rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado.

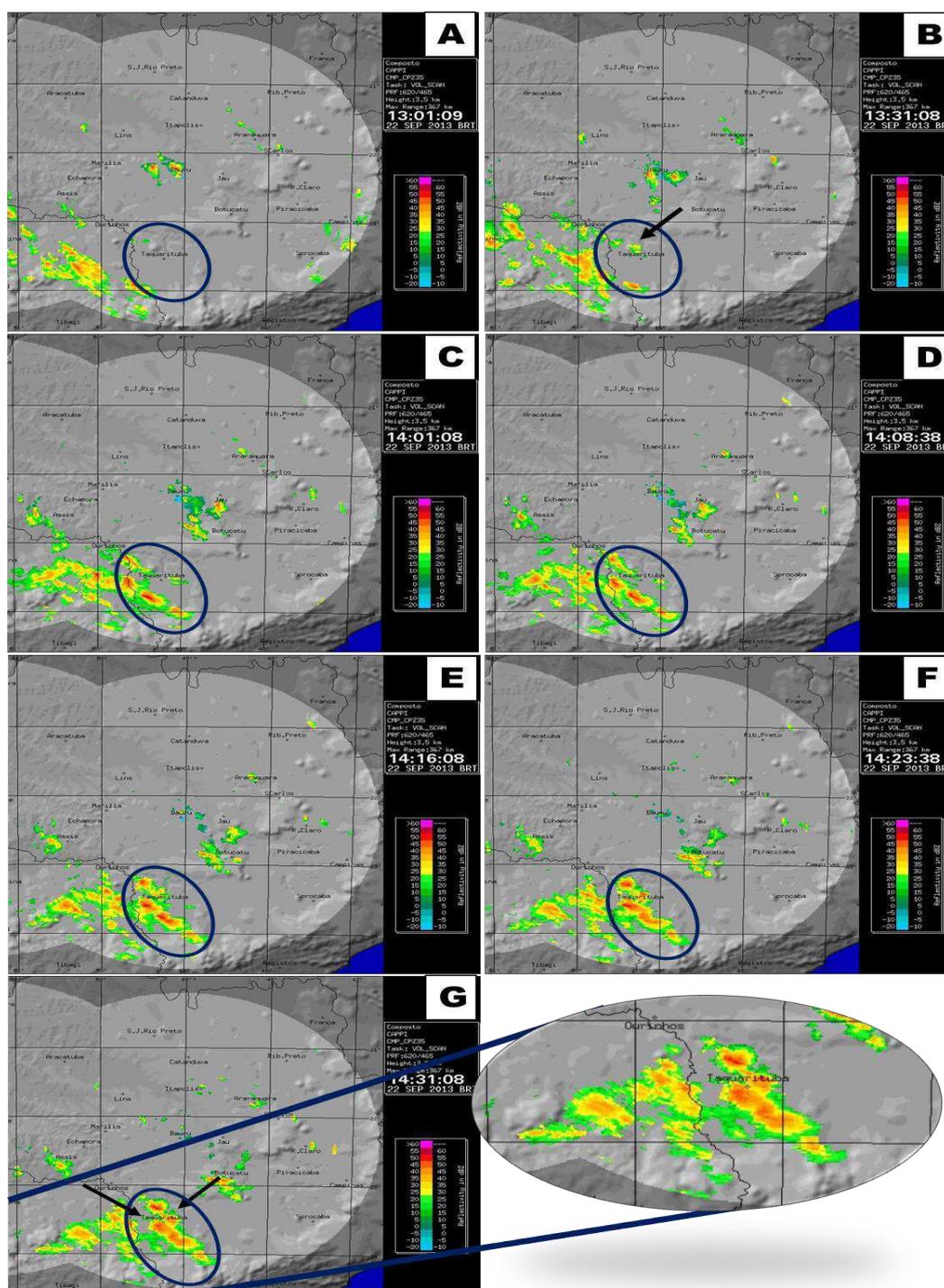
Na Figura 30 é apresentada a sequência de imagens do radar meteorológico de Bauru (CAPPI 3,5 km), localizado a aproximadamente uns 136 km da cidade de

Taquarituba, para o dia 22 de setembro de 2013, no período das 13:01 até as 14:31 HL (hora local). Na Figura 31 são apresentadas as imagens dos horários das 14:38 até as 15:01 HL para o mesmo dia. Mediante a sequência de imagens é possível observar a origem, desenvolvimento, localização e intensidade das células convectivas que levaram a ocorrência da tempestade severa. A escala de cores localizada à direita das imagens indica a intensidade das células convectivas (iniciando na cor azul claro e terminando na cor lilás), ordenando os valores de forma crescente para a intensidade das células de precipitação. Se observa que às 13:01 HL (Figura 30A) não existia nenhuma atividade convectiva sobre Taquarituba (área sinalizada com o círculo na cor azul). As células com indicação de chuvas mais intensas estavam localizadas sobre o norte do estado de Paraná. A partir das 13:31 HL (Figura 30B) começaram a se formar pequenos núcleos convectivos (conforme indicado na imagem pela seta na cor preta) sobre o Norte-Noroeste da cidade, possuindo características de tempestades ordinárias e logo após (a partir das 14:01 HL, Figura 30C), estes núcleos se fundem junto a algumas das células convectivas que estavam sobre o norte de estado de Paraná e que se deslocaram até a região, se organizando e se intensificando, dando lugar a uma linha de instabilidade bem ativa sobre a área de formação do tornado.

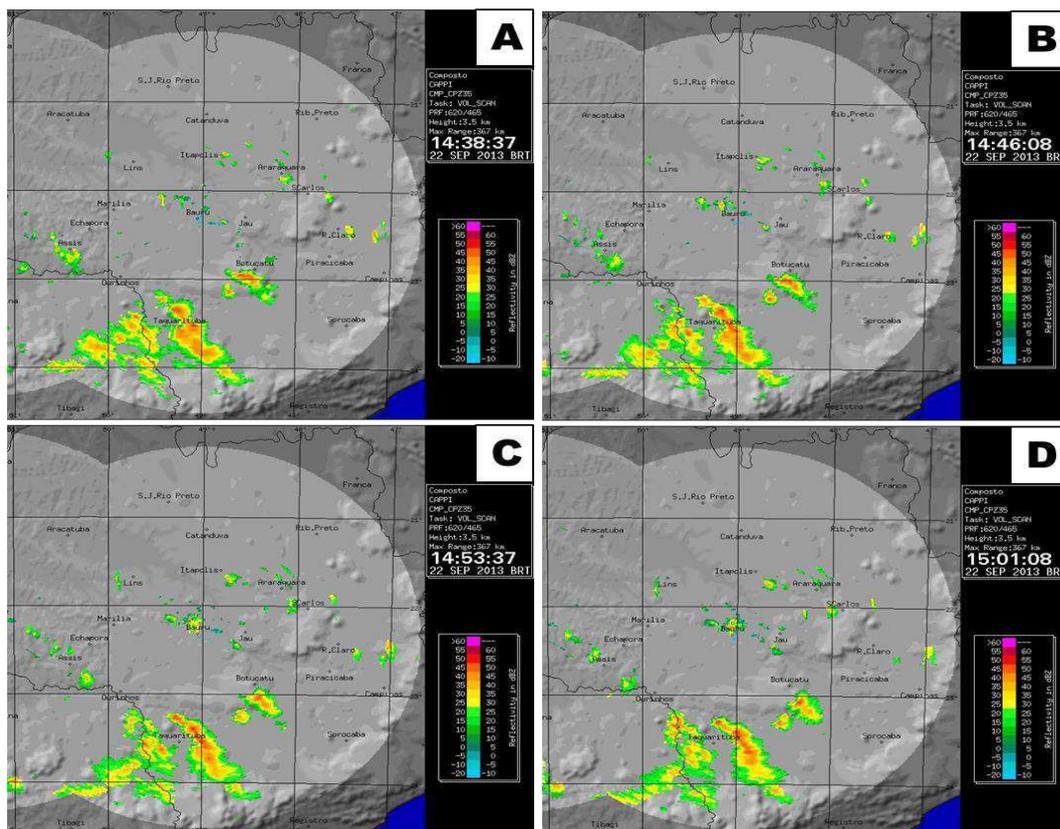
Às 14:23 HL (Figura 30F) se observavam núcleos com valores de refletividade acima dos 45 dBZ (a partir da cor laranja escuro), indicando a existência de correntes ascendentes intensas e presença de granizo, além de confirmar a presença de tempo severo sobre Taquarituba. Verifica-se também às 14:31 HL, na Figura 30G (horário em que foi informado a ocorrência do tornado) um padrão de refletividade em forma de gancho (ou eco em forma de gancho), indicando a existência de rotação próximo de superfície (mostrado com as duas setas pretas e de uma forma mais ampliada na direita da Figura 30G), o qual é um padrão típico que indica a formação de supercélula tornádica (FUJITA, 1981).

O eco em forma de gancho (*hook echo*, do inglês) observado em imagens de radar, é uma das estruturas mais importantes associadas a tornados, considerado como um forte indicativo da ocorrência do evento na região onde aparecer. Os ecos em forma de gancho, segundo Forbes (1981), seriam extensões descendentes da parte traseira de uma região de refletividade elevada, na qual o anzol representa uma faixa de precipitação acompanhada de corrente descendente e fluxo de saída, cercado uma região de “eco fraco”, onde ocorre um influxo e correntes ascendentes.

Em alguns casos, a formação do gancho pode estar associada com a descida de uma cortina de chuva no downdraft (flanco traseiro) da tormenta. Depois desse horário, as células convectivas começaram a se dissipar, como observado nas Figuras 31A até 31D.



**Figura 30:** Imagens do radar doppler de Bauru, para o dia 22 de setembro de 2013 às: (A) 13:01 HL; (B) 13:31 HL; (C) 14:01 HL; (D) 14:08 HL; (E) 14:16 HL e (F) 14:23 HL e (G) 14:31 HL. O grau de severidade das células convectivas é indicado pela escala de cores da direita.



**Figura 31:** Imagens do radar doppler de Bauru, para o dia 22 de setembro de 2013 às: (A) 14:38 HL; (B) 14:46 HL; (C) 14:53 HL; (D) 15:01 HL. O grau de severidade das células convectivas é indicado pela escala de cores da direita.

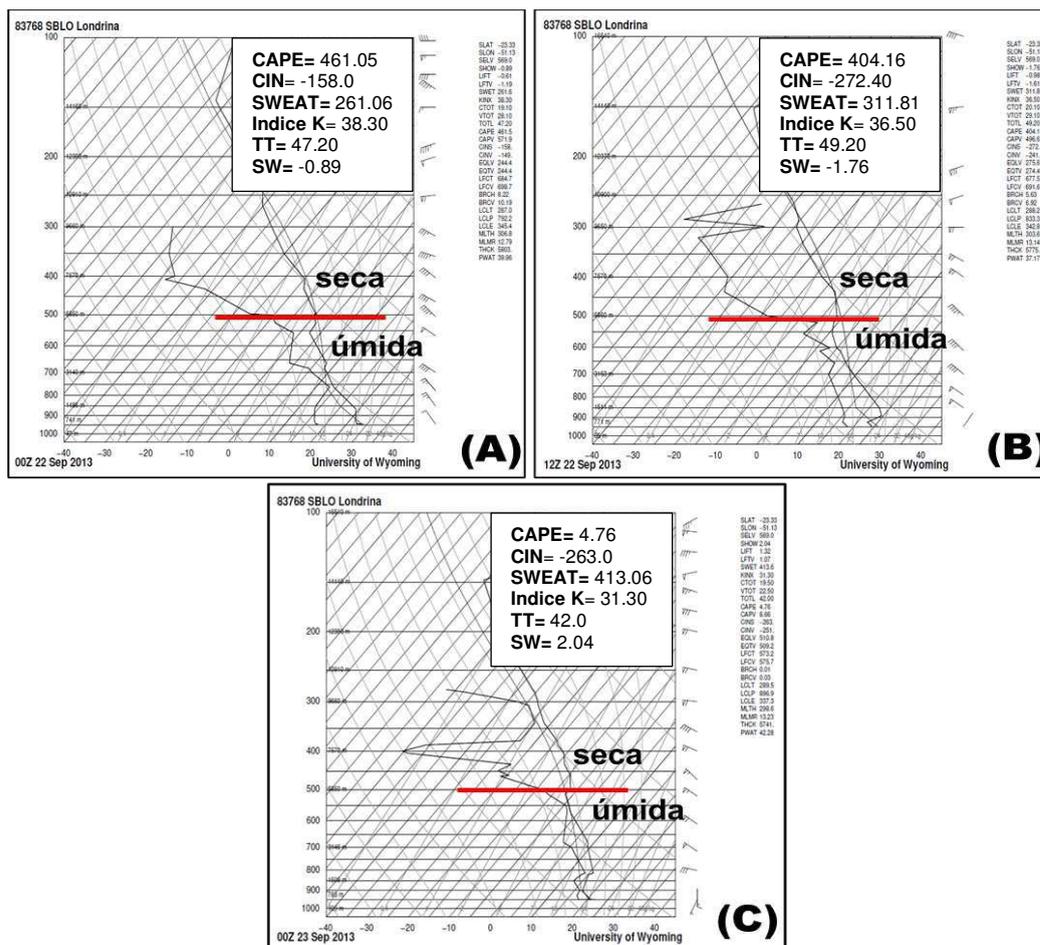
#### 5.4 Análise do ambiente termodinâmico

As sondagens de ar superior fornecem informações muito valiosas sobre o ambiente termodinâmico, a estrutura vertical da atmosfera e o cisalhamento vertical do vento que define a tempestade. Infelizmente, a rede de medições por radiossondagens ainda é muito limitada no estado de São Paulo, sendo que não existe uma estação meteorológica de ar superior na cidade de Taquarituba, as mais próximas são Londrina/PR a 193km no oeste da cidade e Curitiba/PR a 223 km para o Sul. Dessa forma, foi feita a análise do ambiente termodinâmico a partir da radiossondagem do aeroporto de Londrina (Figura 32), obtida no site da Universidade de Wyoming através do link <https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>. No caso da radiossondagem de Curitiba não foi possível sua utilização, já que estavam indisponíveis no dia em que o evento aconteceu.

Foi possível observar que durante os 3 horários analisados (antes, mais próximo e depois da tempestade severa) o perfil vertical da atmosfera foi caracterizado por uma camada de ar úmido desde 925 hPa até 550 hPa, indicada pela proximidade

das curvas de T e Td, seguida por uma camada muito mais seca nos níveis médios da atmosfera, indicada pelo afastamento das curvas mencionadas anteriormente logo acima dos 500hPa, indicando uma atmosfera com potencial para gerar atividade convectiva intensa. Na Figura 32B, horário mais próximo da tempestade (12UTC), existia um cisalhamento do vento com intensidade variando entre 5 nós (2,6 m/s), no nível de 900 hPa e 50 nós (25,7 m/s), no nível de 850 hPa, o que caracteriza a presença do JBN detectado na análise sinótica. Com relação aos índices de instabilidade, observa-se as 12 UTC valores de SW=-1.76, K=36.50, TT=49,20, SWEAT=311,81 e CIN=-272,40, que indicam condições instáveis e potencialmente favoráveis aos processos convectivos e geração de tempestades. Entretanto, o valor do CAPE=404,16 J/Kg é considerado baixo quando comparado com os limiares que indicam atividade convectiva moderada ( $1000 \leq \text{CAPE} \leq 2500$ ), de Miller, (1972). No entanto, apesar de aparente incoerência, deve-se considerar que o CAPE tem relação direta com o teor de vapor na atmosfera. Quando ocorre precipitação tem-se a condensação do vapor (mudança para fase líquida) e conseqüentemente a redução no valor do CAPE. A influência de mecanismos dinâmicos também justifica convecção profunda e baixos valores de CAPE. Em um estudo semelhante, com desenvolvimento de tornado, Singer e Pucik, (2020) observaram valores de CAPE abaixo de 500 J/Kg e alto potencial para o desenvolvimento de convecção úmida profunda. Neste caso, a alta umidade esteve associada com baixa pressão e convergência nos baixos níveis.

Na figura 32C que mostra o horário das 00 UTC do dia 23 de setembro (7 horas depois da tempestade severa) foi possível perceber uma diminuição nos valores da maioria dos índices termodinâmicos, como por exemplo o SW=2,04, K=31.30, TT=42,0, CIN=-263 e CAPE= 4,76 J/Kg, sendo que apenas mostrou um valor maior o SWEAT=413,06. Diante do exposto é possível concluir a importância dos índices convectivos como ferramenta de análise e avaliação do potencial de ocorrência de tempestades severas, embora os horários e locais das sondagens não estavam muito próximos do evento.



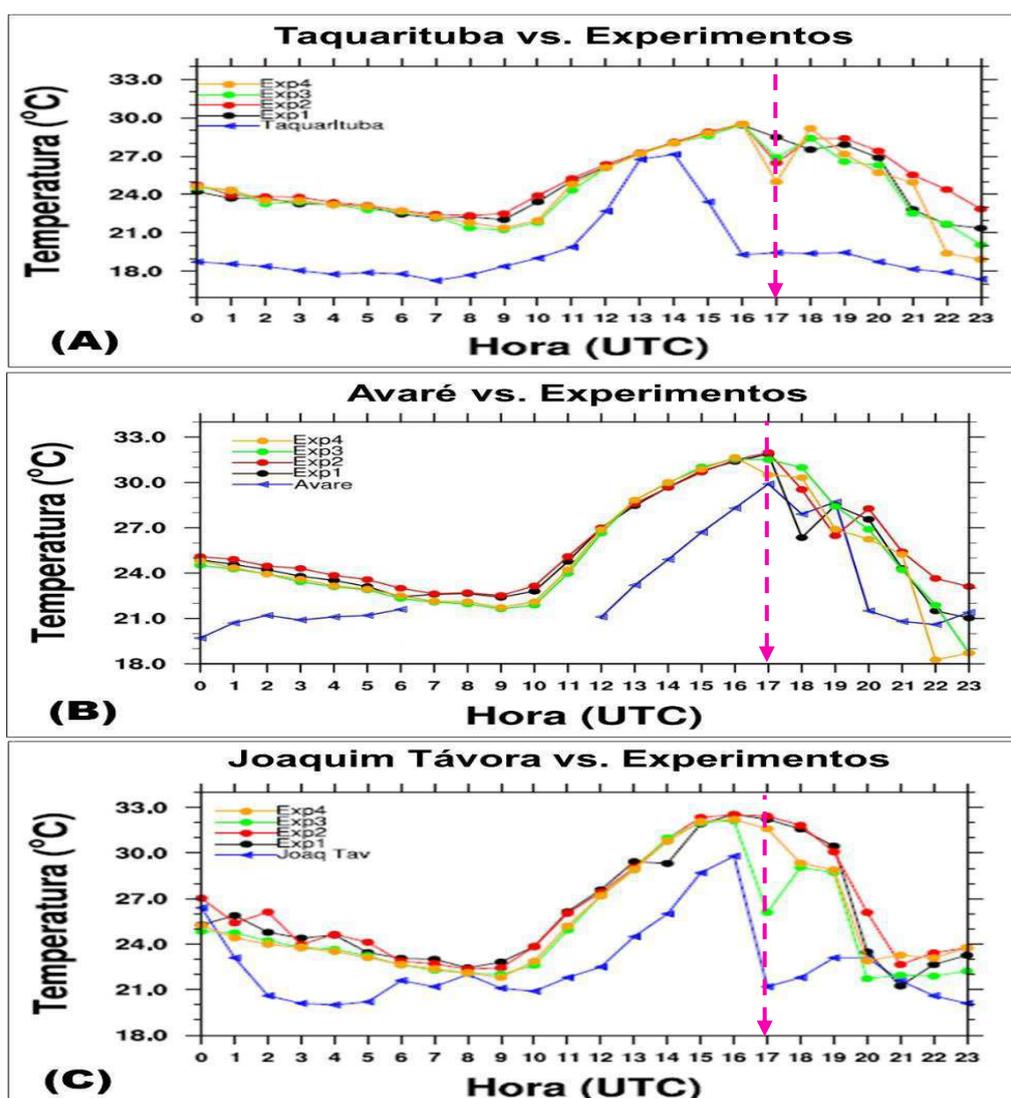
**Figura 32:** Radiossondagem do aeroporto de Londrina às 00 e 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013 (A e B) e às 00 UTC do 23 de setembro de 2013 (C).

## 5.5 Simulações das variáveis temperatura, vento, umidade relativa e pressão em superfície com o WRF

As Figuras 33, 34, 35 e 36 mostram uma comparação entre a evolução temporal das variáveis temperatura, umidade relativa, velocidade do vento e pressão observadas nas estações de Taquarituba, Avaré e Joaquim Távora e as simuladas pelo WRF para as diferentes combinações dos esquemas de parametrizações da microfísica e camada limite, conforme descritas nos experimentos 1, 2, 3 e 4 (Quadro 2), no domínio com resolução horizontal de 6 km. Não foi possível fazer a análise comparativa da pressão atmosférica na estação de Taquarituba, devido à não existência de registros para esse dia. As variáveis simuladas foram obtidas no ponto de grade mais próximo de cada uma das estações.

Nas Figuras 33A, 33B e 33C pode-se observar que o modelo superestimou os valores da temperatura, porém, de forma geral, reproduziu o aquecimento pré-tempestade existente em superfície horas antes da formação do tornado, seguindo o

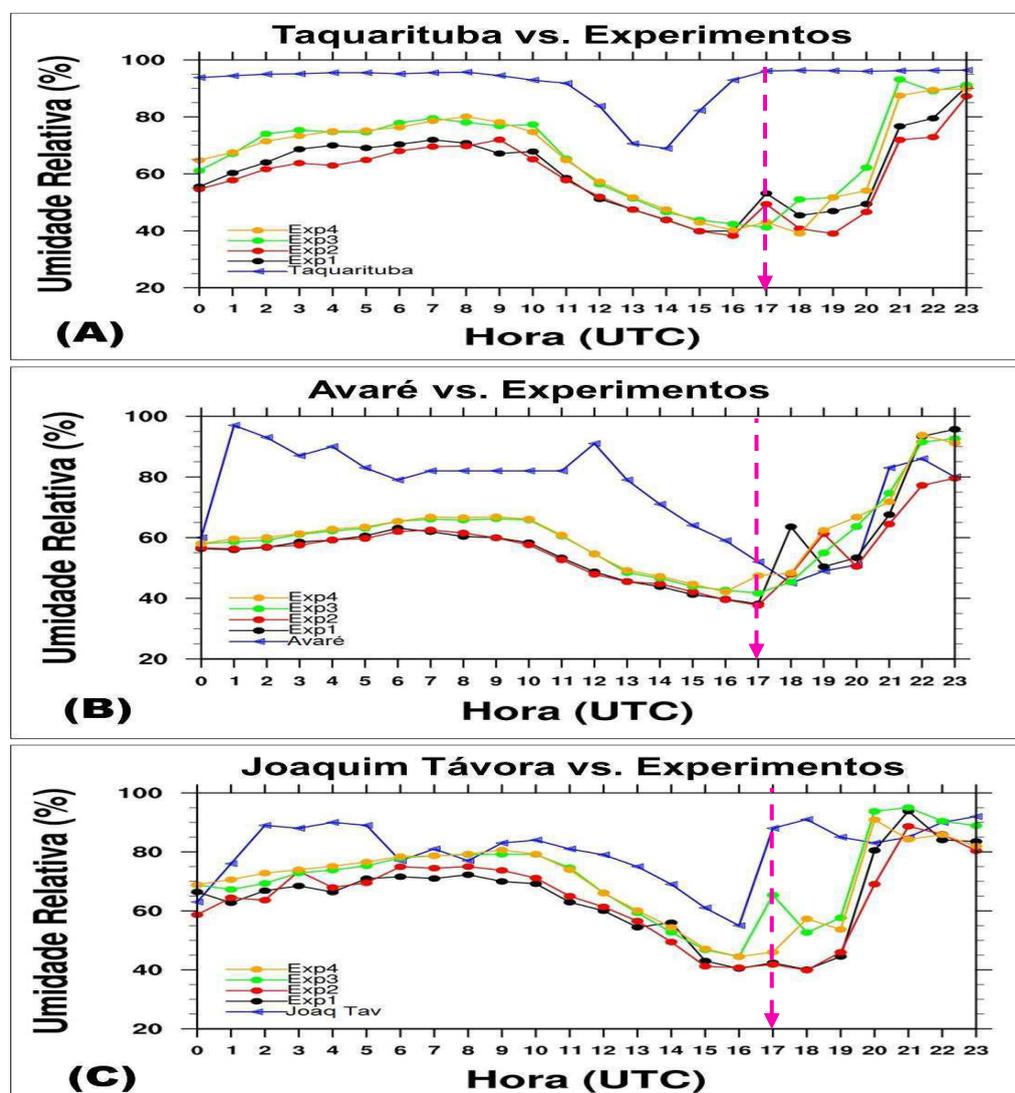
padrão da curva de dados observados, tanto nas cidades de Taquarituba, Avaré como de Joaquim Távora, com uma melhor representação no experimento 3 em todos os casos. Observa-se também uma menor superestimativa para a localidade de Joaquim Távora, com valores simulados mais próximos dos realmente registrados na estação meteorológica.



**Figura 33:** Evolução temporal das temperaturas observadas na estação agrometeorológica de Taquarituba e nas estações meteorológicas de superfície de Avaré e Joaquim Távora com as obtidas no modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas delas, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013. A seta na cor rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado.

No caso da umidade relativa pode-se ver que em Taquarituba e Avaré (Figura 35 A e B) a curva de valores representou discretamente o comportamento da variável, porém subestimou bastante os valores em todos os horários e nos 4 experimentos. Entretanto, em Joaquim Távora o modelo conseguiu fazer muito bem a representação e como pode se observar na Figura 35C, o modelo subestimou muito pouco os

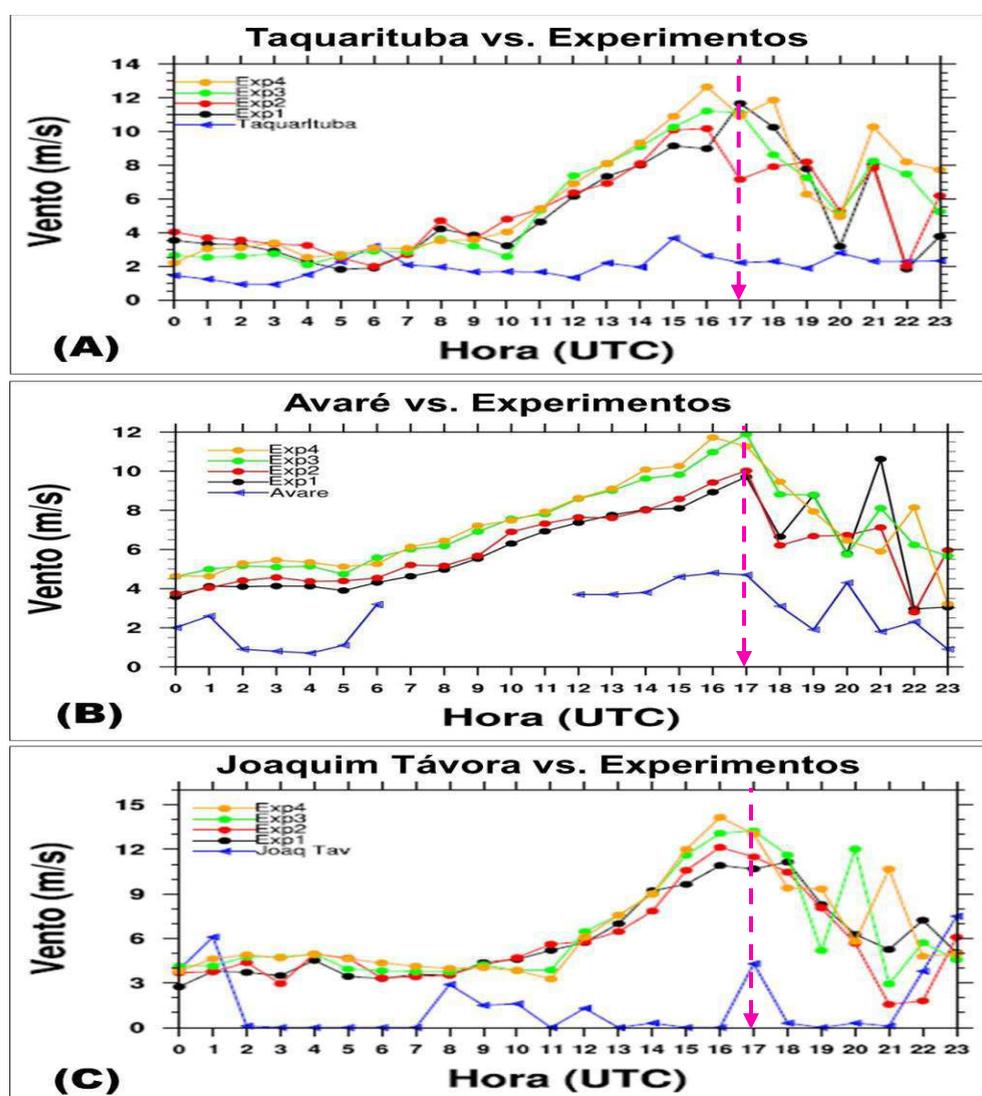
valores, sendo considerado como bastante satisfatória a simulação para essa estação, principalmente no experimento 3.



**Figura 34:** Evolução temporal da umidade relativa observada na estação agrometeorológica de Taquarituba e nas estações meteorológicas de superfície de Avaré e de Joaquim Távora com as obtidas no modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas delas, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013. A seta rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado.

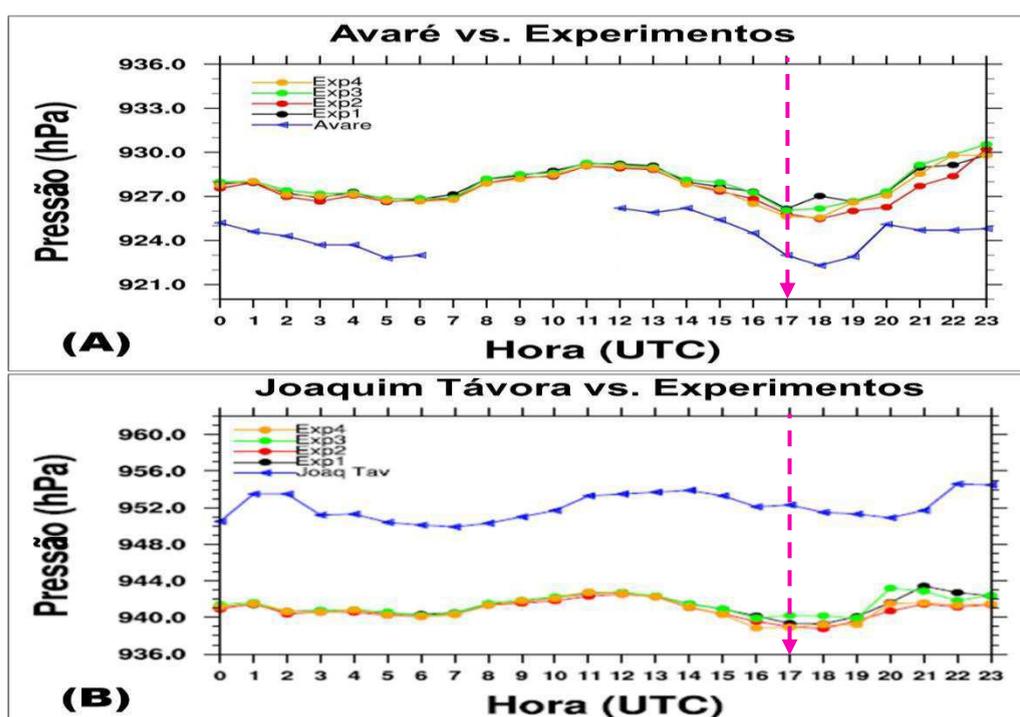
No caso do vento em superfície podem-se observar diferenças relevantes entre os valores simulados e os registrados nas três localidades. Essas diferenças foram maiores no caso de Taquarituba e Joaquim Távora (Figuras 34A e 34C), entretanto em Avaré (Figura 34B), apesar de existir também uma superestimação dos valores simulados, o comportamento da velocidade do vento foi melhor em relação às outras estações, mostrando-o de uma forma mais consistente no período das 14 às 19 UTC. Nos 4 experimentos o modelo indicou um aumento considerável na velocidade do

vento a partir das 10 UTC em relação aos valores reportados pelas estações meteorológicas, diminuindo a partir das 17 UTC, horário mais próximo do reporte do tornado. No caso de Taquarituba, o experimento 2 foi o que mais se aproximou do valor real observado, com uma diferença bem significativa respeito das outras simulações. Já em Avaré e Joaquim Távora, apesar de não ser o local mais próximo, a diferença é bem pequena, comparado com o de melhor comportamento em cada uma delas (experimento 1). Outro dado significativo foi que em Joaquim Távora a representação da curva do comportamento do vento foi bem diferente dos dados das estações de superfície, entretanto nas outras cidades, apesar da superestimação, a curva foi coerente com os valores registrados.



**Figura 35:** Evolução temporal do vento observado na estação agrometeorológica de Taquarituba e nas estações meteorológicas de superfície de Avaré e de Joaquim Távora com as obtidas no modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas delas, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013. A seta rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado.

No caso da pressão em superfície (Figura 36), os resultados mostraram que o modelo reproduziu uma queda nos valores da variável, também observada nas duas estações horas antes de acontecer o evento severo. No entanto, os valores simulados ficaram longe do real observado pelas estações de superfície. No gráfico pode-se ver que no caso de Avaré (Figura 36A) os valores estavam muito mais elevados, entretanto em Joaquim Távora (Figura 36B) eram muito mais baixos, quando comparados com os observados pelas estações meteorológicas.



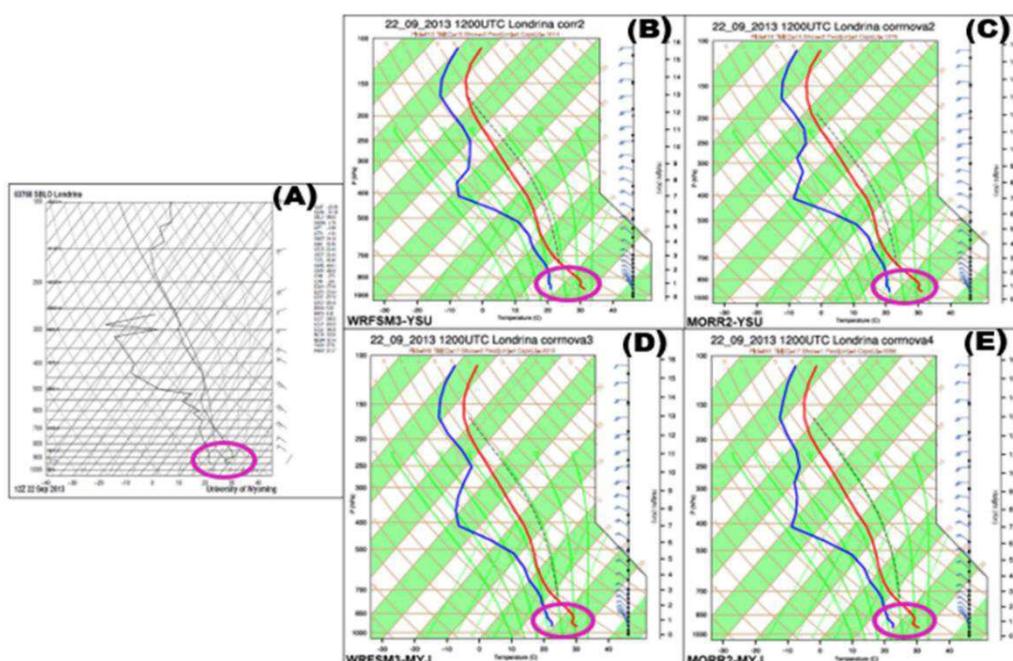
**Figura 36:** Evolução temporal da pressão em superfície observada nas estações meteorológicas de superfície de Avaré e de Joaquim Távora com as obtidas no modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas delas, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 24 horas do dia 22 de setembro de 2013. A seta rosa indica o horário mais próximo do registro de tornado.

Depois da análise dos dados das variáveis temperatura, vento e pressão respeito as simulações do WRF, de forma geral pode-se dizer que os experimentos 3 e 4 (EXP3 e EXP4) mostraram os melhores resultados, representando as 4 variáveis analisadas acima. Portanto, é possível concluir que a parametrização Mellor–Yamada–Janjic (MYJ) de camada limite planetária teve um papel importante na melhora deste resultado.

## 5.6 Simulação da sondagem termodinâmica para o aeroporto de Londrina nos 4 experimentos

Foi realizada uma comparação entre os perfis verticais de T, Td e o vento provenientes da sondagem realizada no aeroporto de Londrina, obtida no site da Universidade de Wyoming para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013 (Figura 37A) e os perfis simulados pelo WRF em cada um dos 4 experimentos (Figura 37B-E), com o intuito de validar o desempenho do modelo na representação do ambiente termodinâmico, a estrutura vertical da atmosfera e o cisalhamento vertical do vento.

Na Figura 37 pode-se observar que o modelo representou de forma coerente o perfil da temperatura ambiental e a temperatura de orvalho, já que de forma geral o comportamento dos valores simulados foi semelhante ao observado. Quando comparamos os perfis é possível perceber que o modelo representou a inversão térmica observada neste horário, porém, menos intensa, como pode ser visto na área indicada com o círculo na cor lilás. Por outro lado, o modelo também indicou a camada com mais umidade desde os níveis baixos (925hPa) até os 500 hPa, seguida de uma camada mais seca estendida até os 300 hPa aproximadamente. A maior discrepância entre os valores simulados e os registrados pela sondagem do aeroporto de Londrina foi no CAPE. Os resultados simulados mostram valores, acima de 1000J/kg, chegando até os 2286 J/kg no caso do experimento 4. Nos dados da sondagem de Londrina o valor do CAPE foi de 404 J/kg. Neste caso, o experimento 2 (Figura 37C) foi o que melhor representou o perfil vertical da atmosfera em Londrina.



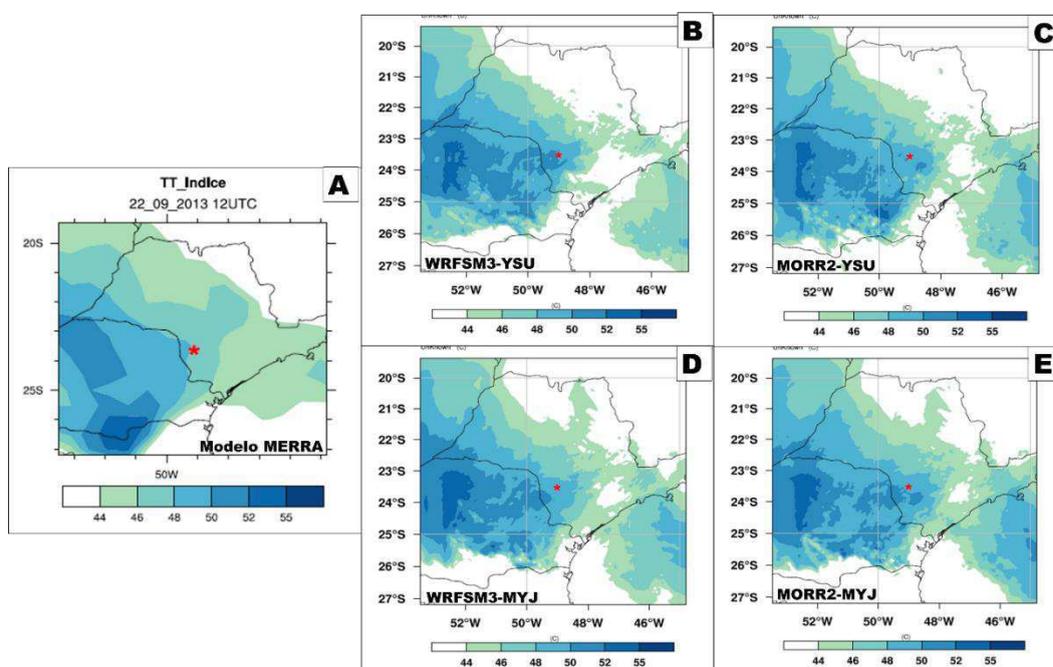
**Figura 37:** Comparação entre a radiossondagem observada do aeroporto de Londrina fornecida pela Universidade de Wyoming com as obtidas nas simulações do modelo WRF para cada experimento no ponto de grade mais próximo das coordenadas dela, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km para as 12UTC do dia 22 de setembro de 2013.

## 5.7 Comportamento dos índices termodinâmicos.

Foi realizada a análise de vários índices termodinâmicos e variáveis meteorológicas indicadoras de probabilidade de tempo severo, com o intuito de analisar o ambiente no qual a tempestade severa e o tornado se formaram e evoluíram, para dessa forma avaliar se os parâmetros e variáveis existentes na bibliografia constituíram bons indicadores do evento. Paralelamente, mediante uma discussão comparativa, foi verificado o grau de eficiência do WRF na hora de representar estes índices e variáveis. Para isso, foram construídos os campos de cada uma das simulações e comparados com os dados obtidos dos produtos do reanálise MERRA 2 (ver na metodologia). Dessa forma foi possível avaliar o desempenho do modelo para um caso específico de tempestade severa geradora de tornado. Apesar de que as saídas das simulações do WRF foram geradas a cada 30 minutos, os mapas usados na análise comparativa foram construídos de 3 em 3 horas, para dessa forma fazê-los coincidir com os dados de reanálise. A seguir serão apresentados os mapas dos índices TT, K, SWEAT, convergência de umidade em 850 hPa e cisalhamento do vento na camada de 10 m a 850 hPa para o dia 22 de setembro de 2013.

O índice TT, idealizado por Miller (1972) para identificar as áreas com potencial para desenvolvimento de tempestades, permite informações sobre a estabilidade estática e a presença de umidade no nível de 850 hPa. Valores de TT acima de 47°C indicam potencial para desenvolvimento de tempestades severas isoladas, entretanto valores acima de 50°C indica a probabilidade de desenvolvimento de tornados. Os resultados da distribuição espacial do índice TT, calculado a partir dos dados de reanálises e das simulações realizadas com WRF, podem se observar na Figura 38. Nela é mostrada a distribuição espacial do TT, resultante dos dados do reanálise para as 12 UTC (aproximadamente 5 horas e 30 minutos antes da formação do tornado) do dia 22 de setembro de 2013. Pode-se observar que em Taquarituba e cidades próximas, durante este horário foram apresentados valores entre 46 e 48 °C, indicando que desde esse momento a situação já era favorável para a ocorrência de tempestades severas, segundo os valores limiares da tabela 5 (Miller, 1972). Isso significa que o índice estava indicando que a atmosfera apresentava um conteúdo considerável de calor e umidade na baixa troposfera (850 hPa), sendo este um ingrediente fundamental para o desenvolvimento de tempestades severas. Fazendo uma análise comparativa com os valores simulados, observa-se uma notável

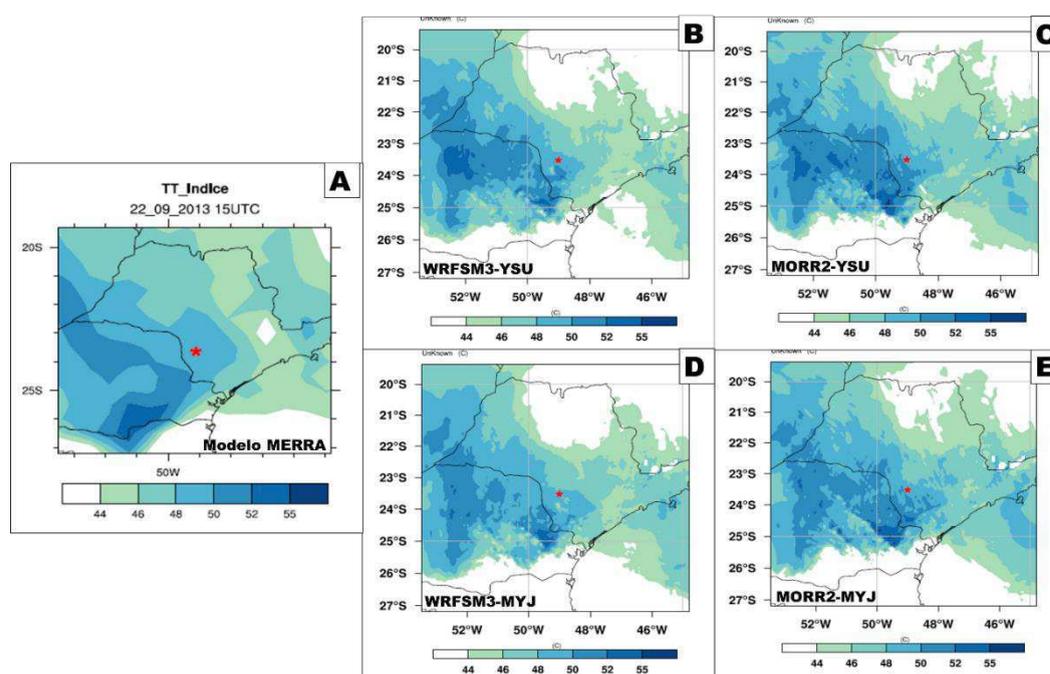
diferença entre a distribuição espacial do índice TT obtido com os dados de reanálises e os valores simulados. Devido a sua maior resolução e menor espaçamento de grade, o WRF conseguiu reproduzir de uma forma mais detalhada as variações da temperatura e umidade, e conseqüentemente o TT, no ambiente em que se desenvolveu a tempestade. As saídas do WRF mostram que independentemente das combinações entre os esquemas de parametrização (4 experimentos) o modelo foi capaz de representar de forma coerente o comportamento do índice, indicando valores mais altos (acima de 48 °C) na região próxima a Taquarituba, cuja localidade é indicada por uma estrela na cor vermelha. No entanto, observam-se valores ligeiramente mais altos (52-55°C) nos resultados do exp. 1.



**Figura 38:** Distribuição espacial do índice TT (°C) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

No dia 22 de setembro de 2013 o tornado foi registrado às 17:30 UTC. Dentre o banco de dados do MERRA2, não tem dados nesse horário e por isso foi escolhido as 15 UTC como o mais próximo que antecede a ocorrência do evento, para fazer nossa análise comparativa. Nesse horário observou-se que os valores obtidos com os dados de reanálise mostrou um aumento nos valores do índice TT, variando entre 48 e 50 °C sobre a área de estudo e localidades vizinhas (Figura 39A), indicando a existência de situações favoráveis para o desenvolvimento de tempestades, segundo os valores de referência de Miller, (1972) mostrados no quadro 4. Esses resultados

confirmam o elevado conteúdo de calor e umidade na troposfera baixa (850 hPa), e suficiente calor até a troposfera média, favorecendo ainda mais o aumento da instabilidade atmosférica e o disparo da convecção profunda. Entretanto, para os resultados do WRF com os 4 experimentos (Figura 39 B-E), o modelo mostrou pouca variação na distribuição espacial, sendo que na cidade de Taquarituba o índice manteve ainda os valores entre 48 e 50 °C mostrados as 12 UTC (Figuras 38 B-E), existindo ainda uma situação favorável para o desenvolvimento de tempestade severa. Depois de analisadas as Figuras 38 e 39 de uma forma mais detalhada, pode-se dizer que o experimento 1 (WRFSM3-YSU) foi o que melhor representou o índice TT. Na minha opinião, o campo que praticamente não apresentou variações espaciais no valor do TT quando comparados os horários das 12 e 15 UTC foi o obtido através dos dados de reanálise. Em função da sua baixa resolução, a área uniforme indicando TT com valores entre 48-50 °C é praticamente a mesma. No caso dos valores do modelo, que mostra o comportamento na escala local e em mesoescala, indica uma maior variabilidade porque consegue representar fisicamente de uma forma mais detalhada o que estava acontecendo a uma menor escala, mostrando valores do TT que indicam áreas com maior grau de instabilidade (TT 50-52 °C). Esse resultado é ainda mais nítido no EXP 1, e como pode ser visto na Tabela 6, valores de TT > 50 indicam maior probabilidade de tempestades severas.

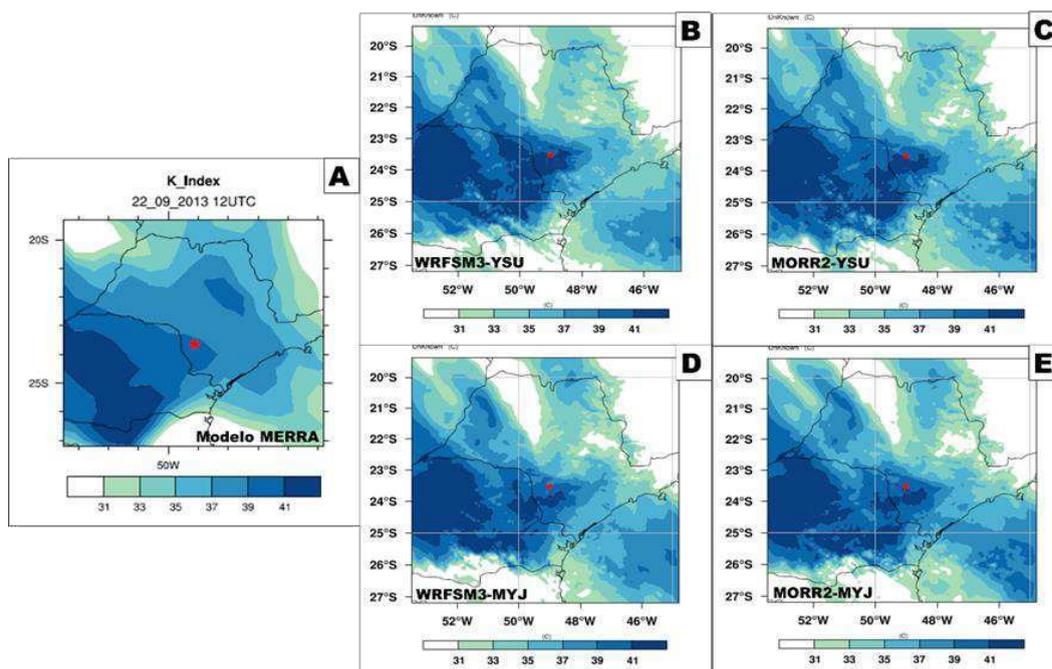


**Figura 39:** Distribuição espacial do índice TT (°C) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

O índice K é outro dos parâmetros importantes na caracterização da instabilidade atmosférica, o qual nos sugere uma medida indicativa da possibilidade de ocorrência de uma tempestade. Quando combinamos as informações obtidas com o índice K e TT, verificamos que se ambos têm valores elevados, a tendência é de ter chuvas torrenciais, entretanto se K é baixo e TT é alto (acima de 45 °C) então a tendência será de tempestades severas (SILVA DIAS, 2000). Na Figura 40A podemos observar a variação espacial do índice K calculado com dados de reanálise MERRA2. Neste caso pode-se perceber que às 12 UTC os valores de K estão acima dos 37 °C em grande parte dos estados de São Paulo e Paraná, sendo que na cidade de Taquarituba os valores estavam entre 39 °C e 41 °C, indicando que existia uma probabilidade de 80 a 90% de acontecer uma tempestade severa, segundo os valores limiares sugeridos por George, (1960). Porém, quando analisado de uma forma mais detalhada, pode-se perceber que devido ao maior espaçamento de grade do reanálise, a distribuição espacial do parâmetro é mostrada de uma forma mais homogênea, já que não contém os detalhes dos processos que ocorrem próximo à superfície, de microescala, e que influenciam diretamente na representação do parâmetro e do ambiente atmosférico. Por outro lado, nas Figuras 40 B-E observa-se que o WRF conseguiu evidenciar melhor a variação espacial de K nos 4 experimentos, quando comparadas com o MERRA2 (Figura 40A). Pode-se ver nitidamente que o modelo conseguiu indicar com mais precisão áreas com maior probabilidade de ocorrência de tempestades severas, com valores do índice K > 41 °C que são claramente observadas na região de Taquarituba, principalmente nos resultados obtidos com os EXP-1 e EXP-2. Dessa forma, podemos concluir que a combinação das parametrizações nos EXP-1 e EXP-2 representaram de uma forma mais consistentes as condições de instabilidade para tempestades conforme critérios definidos pelo índice K. Também podemos afirmar que o esquema de parametrização da camada limite planetária (YSU) incluído nesses experimentos foi decisivo no resultado observado.

Implicitamente, os resultados também indicam variações de temperatura e umidade, que são as variáveis que definem este parâmetro, mostrando os gradientes típicos que acontecem nas camadas mais próximas da superfície e que podem ser modificados por fatores mais locais, como por exemplo a topografia. Os valores que simulou o WRF neste horário para a cidade de Taquarituba estavam entre 39 °C e 41

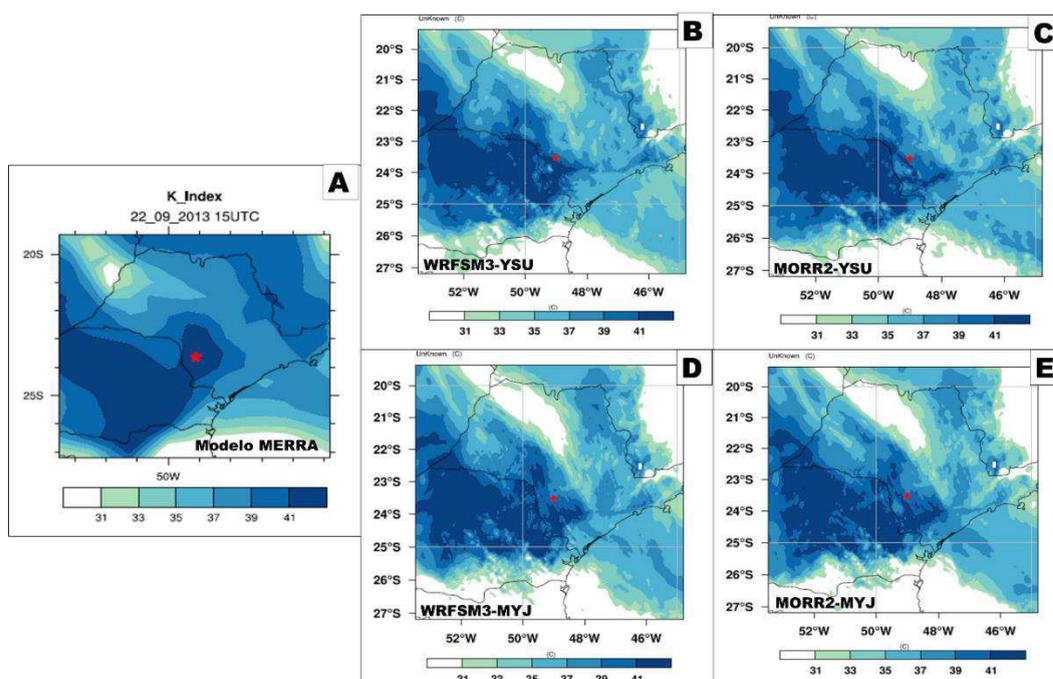
°C, indicando uma probabilidade de 80 a 90 % de acontecer tempestade severa, pelo que pode-se interpretar que o índice desde as primeiras horas da manhã estava sugerindo a existência de suficiente calor em baixos níveis e abundante umidade desde a superfície até 700 hPa.



**Figura 40:** Distribuição espacial do índice K (°C) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

Às 15 UTC (Figura 41A) os valores do índice K, superiores de 37 °C, ainda persistiam sobre os estados de São Paulo e Paraná, sendo que sobre a cidade de Taquarituba e localidades próximas ascenderam, atingindo valores superiores a 41°C para este horário, o que significa que a probabilidade de ocorrência de tempestades agora era de um 90% de acontecer (George, 1960). Segundo Henry (1987), valores acima de 40°C são considerados de alto potencial para ocorrência de tempestades. Este é um dos parâmetros termodinâmicos que é bastante eficiente para indicar potencial de tempestades severas, com vários estudos demonstrando sua importância em casos similares durante os horários que antecedem a ocorrência do evento. Pode-se citar o estudo de LARA *et al.*, 2019 sobre 3 casos de tornados acontecidos em Rio Grande do Sul, no qual os resultados mostraram que o índice K foi o que melhor indicou a possibilidade de ocorrências de tempestades em todos os casos. Durante este horário, as simulações do WRF para os 4 experimentos (Figura 41 B-E) também mostraram os mesmos valores que indicou às 12 UTC sobre a nossa área de estudo

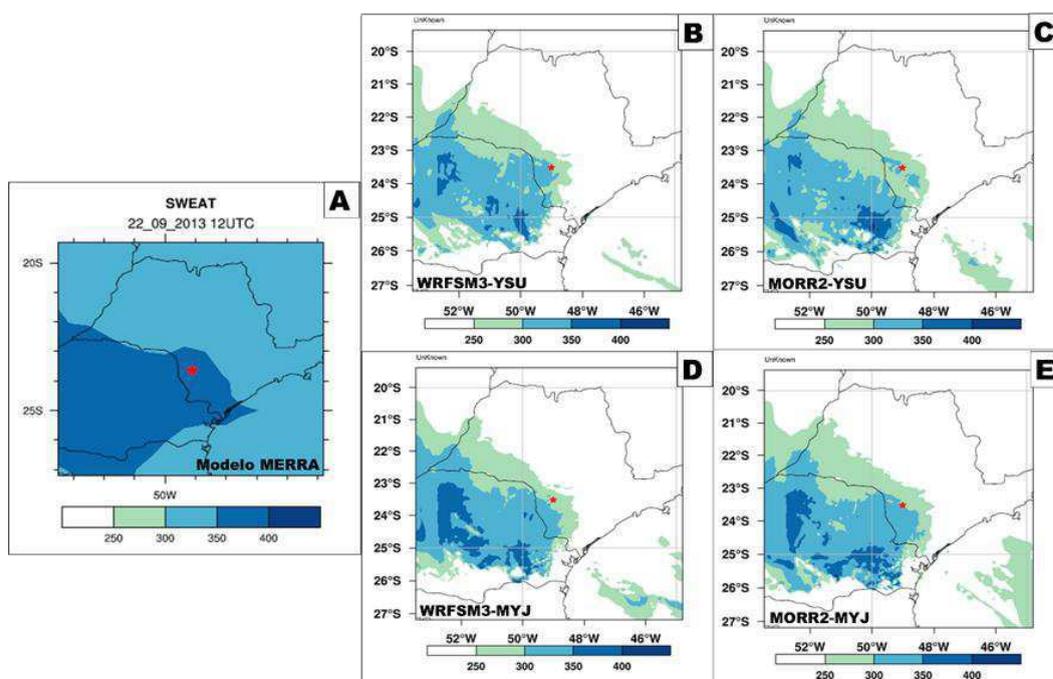
para os 4 experimentos, o que significa que pouco tempo antes de acontecer o evento severo existia um elevado conteúdo de umidade na troposfera baixa, que estava favorecendo a instabilidade atmosférica. Neste caso, é notável ver que o experimento 1 (WRFSM3-YSU) e o experimento 2 (MORR2-YSU) foram os que melhor representaram o índice K.



**Figura 41:** Distribuição espacial do índice K ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

O índice SWEAT na sua formulação considera informações termodinâmicas e cinemáticas simultaneamente, por isso ele é muito importante nas avaliações da influência do grau de instabilidade atmosférica e indicativos da possibilidade de ocorrência de eventos severos. A Figura 42A apresenta a distribuição espacial deste índice obtida dos dados de reanálise, e nela pode-se observar que desde as primeiras horas da manhã na cidade de Taquarituba e cidades mais próximas os valores estiveram entre 350 e 400, indicando que existia uma elevada probabilidade de ocorrência de tempestades severas segundo o Quadro 5 dos valores de referência, indicados por Miller (1972), que afirma que valores de SWEAT maiores de 300 são associados a uma alta instabilidade atmosférica. Estes valores também indicam que a atmosfera apresentava um moderado cisalhamento vertical, sendo este outro fator importante na geração de tempestades convectivas. Nos mapas do SWEAT obtidos

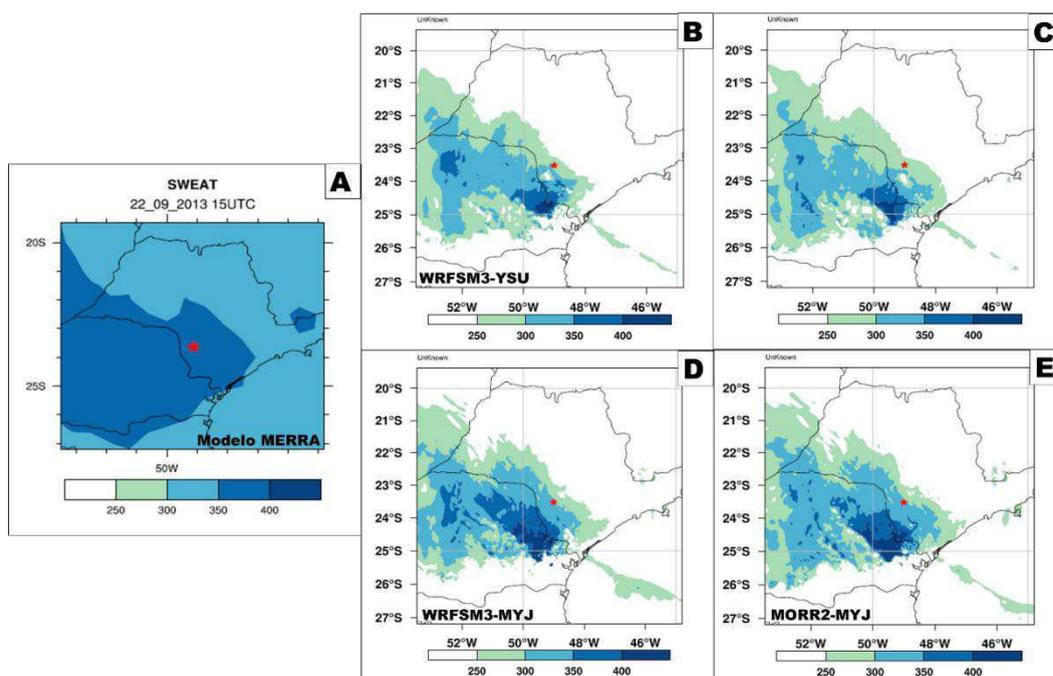
das simulações do WRF (Figuras 42 B-E) observa-se uma grande diferença na distribuição espacial deste índice nos 4 experimentos, quando comparados com o reanálise (Figura 42A) e ainda os valores simulados sobre Taquarituba e cidades próximas eram um pouco mais baixos (entre 250 e 300) nos 4 experimentos.



**Figura 42:** Distribuição espacial do índice SWEAT (adimensional) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

Da mesma forma, a Figura 43A mostra que às 15 UTC (horário anterior mais próximo da ocorrência do tornado) o SWEAT teve pouca variação na sua distribuição, e ainda manteve os valores das 12 UTC (Figura 42A). Mesmo que não pode ser considerado isoladamente para oferecer um prognóstico exato e seguro de tempestade severa, este foi um parâmetro que indicou com antecedência um sinal de alerta sobre a probabilidade da formação de tempestade severa. Por outro lado, as simulações do SWEAT obtidas para este horário (Figuras 43 B-E) não mostraram mudanças sobre a cidade de estudo nos experimentos 1 e 2, mantendo os valores do índice. Entretanto, os valores simulados nos experimentos 3 e 4, mostraram um aumento nos valores, atingindo limiares entre 300 e 350. Este resultado indica que existia uma instabilidade crescente na região e um aumento no cisalhamento do vento sobre a cidade de Taquarituba e localidades vizinhas, pelo que é possível afirmar que os experimentos 3 (WRFSM3-MYJ) e 4 (MORR2-MYJ), foram os que melhor

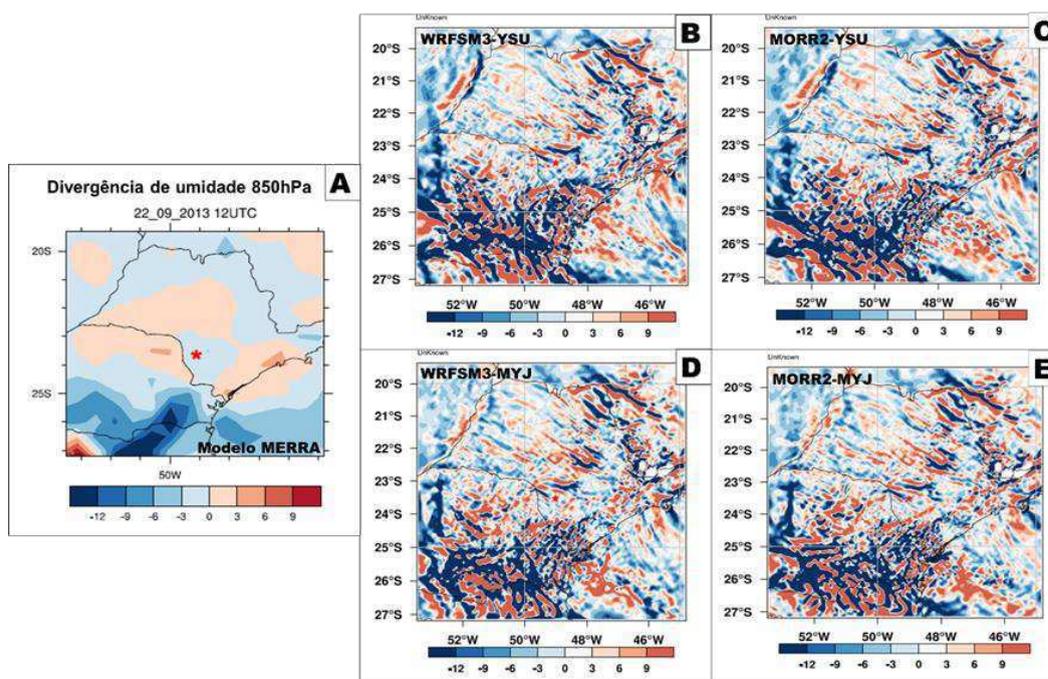
reproduziram características do ambiente favorável ao desenvolvimento do evento severo, pois o modelo conseguiu localizar e visualizar as mudanças significativas que aconteceram no cisalhamento do vento sobre Taquarituba e cidades próximas, que eram esperadas e que descrevem evento severo (tornado), nos remetendo a confirmar o bom desempenho do modelo com o conjunto de parametrizações que definem os 2 experimentos.



**Figura 43:** Distribuição espacial do índice SWEAT (adimensional) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

A umidade é um dos principais fatores que contribuem para a formação de atividades convectivas, principalmente o conteúdo de umidade existente na troposfera baixa. A Figura 44A mostra a convergência do fluxo de umidade de 850 hPa às 12 UTC obtida dos dados de reanálise, onde é possível observar sobre a cidade de Taquarituba a existência de uma convergência de umidade em baixos níveis com valores de até  $-3 \times 10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  produzida pelo JBN, que estava transportando ar úmido proveniente da Amazonia. Com isso, pode-se dizer que este é um fator dinâmico que ajudou ao levantamento do ar mais quente e conseqüentemente à formação de nebulosidade, favorecendo a ocorrência de áreas de instabilidade sobre a região de estudo. No caso das simulações do WRF (Figuras 44 B-E) pode-se ver uma grande diferença na distribuição espacial deste parâmetro quando comparados os resultados

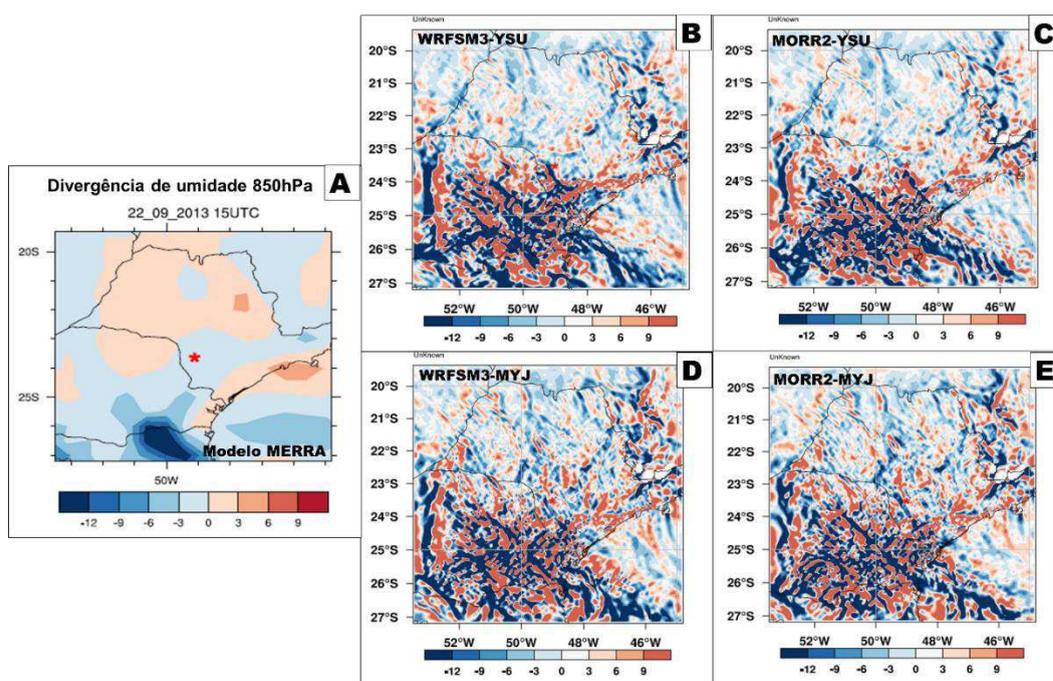
dos 4 experimentos numéricos. Os resultados mostraram que o modelo representou de forma mais detalhada os valores de convergência de umidade e neste horário não indicou a existência de convergência de umidade sobre a cidade de Taquarituba, sendo que os valores mais elevados de convergência de umidade estavam sobre o sul do estado de Paraná coincidindo com a região da localização do JBN.



**Figura 44:** Distribuição espacial da divergência do fluxo de umidade em 850 hPa ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

Às 15 UTC (Figura 45A) se observa pouca variação na convergência de fluxo de umidade, praticamente mantendo os valores das 12 UTC sobre a região de estudo, reafirmando dessa forma a persistência dos movimentos convectivos ascendentes e a instabilidade que provocou a formação da tempestade severa e posteriormente o desenvolvimento do tornado. Vários autores já confirmaram que a convergência de umidade em baixos níveis é um dos principais fatores que provocam o desenvolvimento da atividade convectiva (MARCELINO, 2003, LARA et al., 2019). Durante esse horário (15 UTC) os resultados das simulações do WRF (Figuras 45 B-E) mostraram pequenas áreas de convergência de umidade sobre Taquarituba e cidades próximas nos experimentos 1 e 2, com valores menores de  $-3 \times 10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  e neste horário os valores mais elevados estavam localizados sobre grande parte de Paraná, reafirmando ainda a região de localização do JBN nos 4 experimentos, sendo

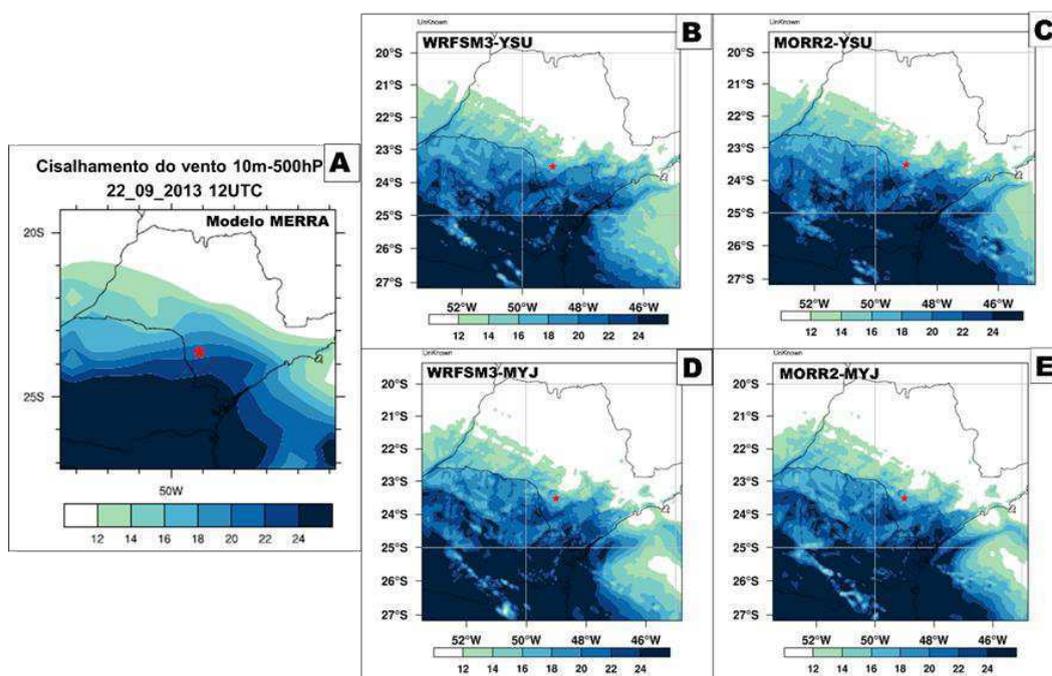
que o experimento 1 indicou áreas com forte convergência de umidade (abaixo de  $-9 \times 10^{-7} \text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ ), bem próxima da cidade de Taquarituba. Portanto, pode-se dizer que o EXP1 (WRFSM3-YSU) foi o que mostrou um melhor desempenho, reproduzindo a convergência de umidade em 850 hPa e confirmando mais uma vez a eficiência desta combinação de parametrizações na simulação dos índices termodinâmicos.



**Figura 45:** Distribuição espacial da divergência do fluxo de umidade em 850 hPa ( $10^{-7} \text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

O cisalhamento vertical do vento (CIS) é uma informação fundamental na previsão de tempestades severas, sendo que na grande maioria das situações a existência de um forte cisalhamento está associado a ocorrência de tempestades severas. Nascimento (2005), argumentou que sua presença na geração de convecção é muito importante, pois permite a geração de correntes ascendentes mais intensas do que aquelas previstas pela CAPE isoladamente. O CIS na camada de 10 m - 500 hPa, obtido do reanálise para o horário das 12 UTC (Figura 46A) exibiu valores entre 12 e 24 m/s distribuídos sobre a região mais ao sul do estado de São Paulo, estado de Paraná (PR) e Santa Catarina (SC). Os valores mais elevados deste horário (acima de 24 m/s) se observaram sobre sul de Paraná e Santa Catarina, sendo que na cidade de Taquarituba estavam entre 20 m/s e 22 m/s. Geralmente neste tipo de situações, valores entre 12 e 20 m/s são geralmente os mais observados (MARKOWSKI e

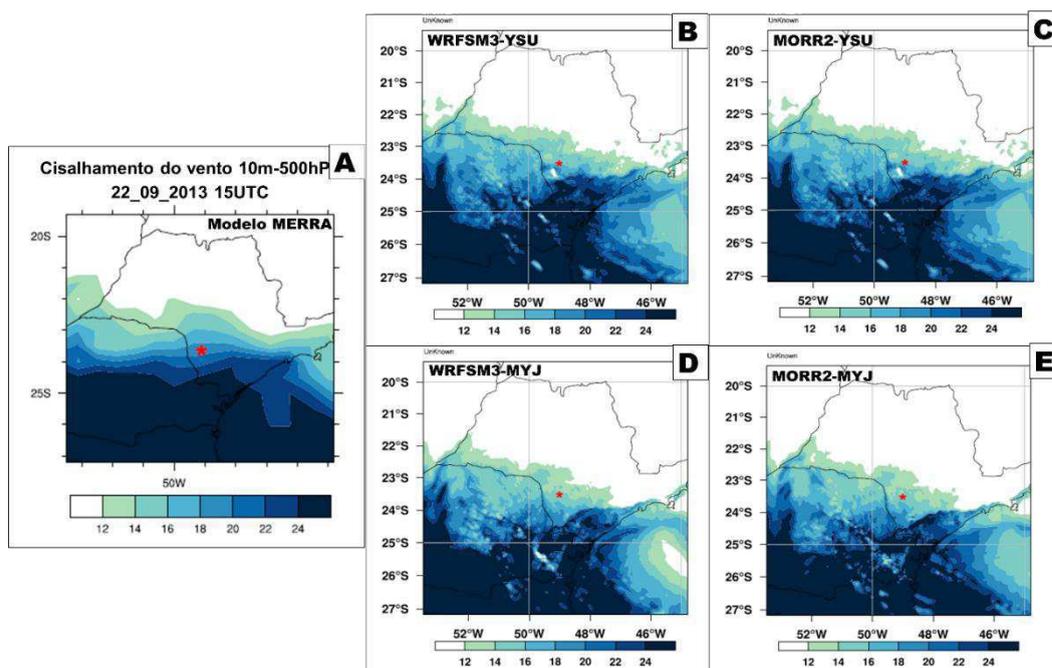
RICHARDSON, 2010). Nas simulações do WRF para os 4 experimentos (Figuras 46B-E), pode-se ver que o modelo teve um bom desempenho na distribuição do CIS, simulando o núcleo de valores mais elevados (acima de 24 m/s) sobre o sul do estado de PR e SC, coincidindo com a representação de ventos mais fortes do JBN existente, confirmado na descrição sinótica (Figura 26). Sobre a cidade de Taquarituba os valores estavam entre 14 m/s e 16 m/s, que quando comparados com os mostrados pelo MERRA2 pode-se dizer que o modelo subestimou um pouco o valor quantitativo. No entanto, o mesmo mostrou de forma mais nítida e detalhada a variação do vento na camada mais próxima da superfície, resultante de vários fatores físicos e locais da região, que impactam diretamente na representação do ambiente de formação do tornado.



**Figura 46:** Distribuição espacial do cisalhamento do vento na cama de 10m a 500 hPa (m/s) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 12 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

Às 15 UTC os resultados com base nas reanálises mostraram valores de cisalhamento do vento entre 18 m/s e 20 m/s sobre Taquarituba, indicando uma diminuição do CIS respeito ao horário anterior (Figura 47A), e mantendo os valores mais elevados localizados sobre a mesma área. Por outro lado, na Figura 47B-D, as simulações do WRF apontaram muito pouca variação nos 4 experimentos, indicando os mesmos valores (14 m/s e 16 m/s) dados às 12 UTC sobre Taquarituba. A

representação das áreas com valores de CIS mais forte também foram localizadas sobre a região de Paraná, mostrando que o modelo foi consequente na representação das áreas com ventos mais fortes devido à presença do JBN. Portanto, pode-se dizer que o modelo foi capaz de representar o ambiente sinótico existente sobre nossa região de estudo desde horas antes de acontecer o evento tornádico e considerou-se que os experimentos que melhor representaram a variável CIS foram o EXP1 e EXP2.

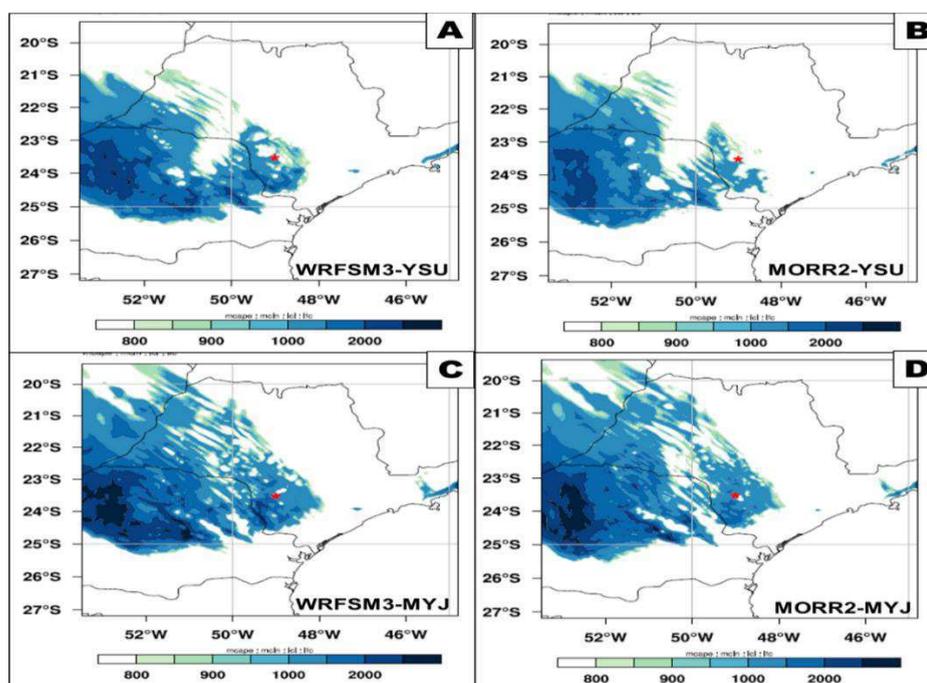


**Figura 47:** Distribuição espacial do cisalhamento do vento na cama de 10m a 500 hPa (m/s) obtido dos dados de reanálise (A); das simulações do WRF para experimento 1 (B); experimento 2 (C); experimento 3 (D) e experimento 4 (E) para as 15 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

### 5.8 Comportamento dos índices termodinâmicos simulados pelo WRF no horário do registro do tornado (17:30UTC) a partir da sua distribuição espacial

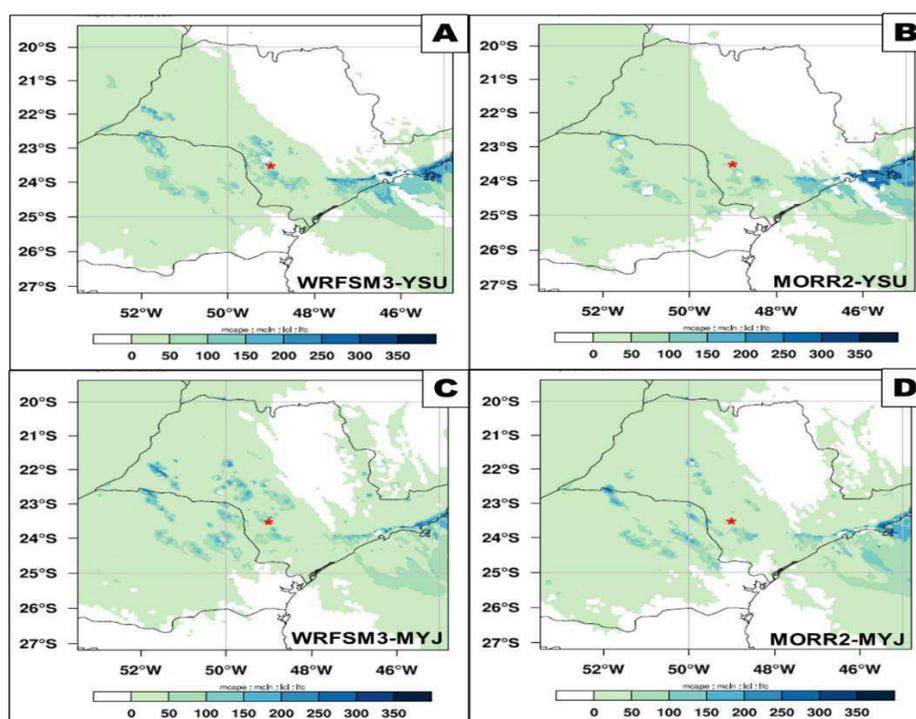
O CAPE representa a quantidade de energia disponível que é preciso ter para forçar uma parcela de ar a ascender acima do nível de convecção livre. A Figura 48 mostra a distribuição espacial do índice CAPE simulado pelo modelo WRF no horário em que o tornado foi registrado para os 4 experimentos. Nela podemos observar que os experimentos 3 e 4 (Figuras 48 C e D) foram os que melhor representaram o índice, com valores entre 1000 e 2000  $\text{Jkg}^{-1}$ , indicando uma variação de moderada para alta instabilidade. Nas figuras 48A e 48B as saídas do WRF mostram valores de CAPE menores que 1000  $\text{Jkg}^{-1}$ , indicando baixa instabilidade. Esse resultado indica que

nestes casos (EXP.1 e EXP.2), a combinação dos esquemas de parametrização foi menos eficiente se comparados com os EXP.3 e EXP.4. O valor do índice não foi tão elevado quanto esperado, sendo que o tornado que estamos analisando foi classificado de F3 na escala de Fujita (1971), porém ao longo dos anos já foi comprovado no Brasil e várias regiões do mundo que é muito normal ter esses valores não muito elevados de CAPE mesmo em tornados de grande magnitude. Johns e Doswell (1992) afirmaram que com valores de CAPE inferiores a 1500 J/kg surgem uma grande quantidade de supercélulas, entretanto no estudo apresentado por Monteverdi *et al.*, (2003) sobre tempestades tornádicas no Norte e centro de California, eles afirmaram que a ocorrência de tornados também pode estar associada a ambientes com baixos valores de CAPE, inferiores e/ou perto dos 500 J/kg, e nem sempre este índice convectivo é indicador de tempestades tornádicas. Por outro lado, segundo Teixeira *et al.*, (2014) na Península Ibérica não é preciso ter elevados valores de CAPE para a ocorrência de tempestades tornádicas e tornados. Também tem vários estudos no Brasil que tiveram tornados com valores baixos de CAPE. Um dos mais recentes é o de Lara *et al.*, (2019) onde eles observaram valores baixos deste índice convectivo nos tornados de Canela e Tapejara, no Rio Grande do Sul, acontecidos em julho de 2010 e abril de 2014 respectivamente.



**Figura 48:** Distribuição espacial do CAPE (J/kg) obtido das simulações do WRF para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

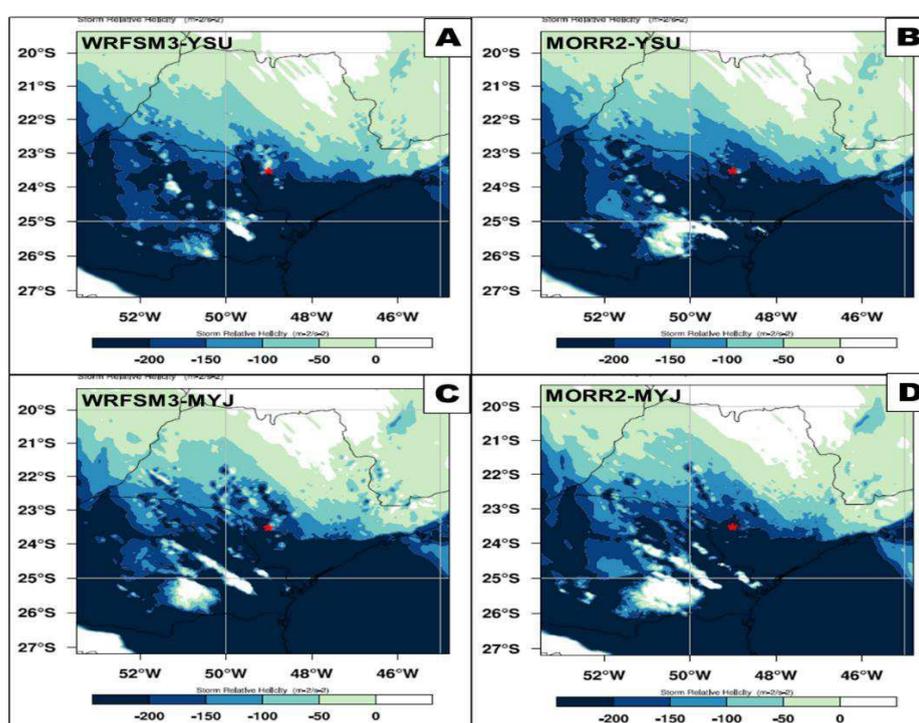
A CIN (Figura 49) indica a quantidade de energia que irá impedir uma parcela de ar acender desde o nível da superfície até o nível de convecção livre. De forma geral, o modelo simulou valores entre 0 e 50 J/kg em grande parte do estado de Paraná e em parte do estado de São Paulo. Entretanto, observa-se pequenas áreas com valores de CIN acima dos 50 J/kg no norte de Paraná, além do sudoeste, sul e sudeste de São Paulo, próximas da cidade de Taquarituba. É importante destacar que neste caso, valores do CIN maiores que 50 J/kg foram observados somente no EXP.2. Os resultados das simulações numéricas para o CIN indicam condições favoráveis para convecção. FOSS (2011), afirmou que determinados valores de CIN horas antes do início da convecção têm implicações importantes para o desenvolvimento das tempestades severas.



**Figura 49:** Distribuição espacial do CIN (J/kg) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

Na Figura 50 pode se observar que nos experimentos 1, 3 e 4 (Figuras 50A, C e D) sobre a cidade de estudo existiam valores de helicidade relativa abaixo de  $-150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , indicando potencial para desenvolvimento de tempestades severas com correntes ascendentes em rotação. Por outro lado, no experimento 2 (Figura 50B) o modelo simulou valores acima de  $-150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ , apontando-se pouco favorável para o

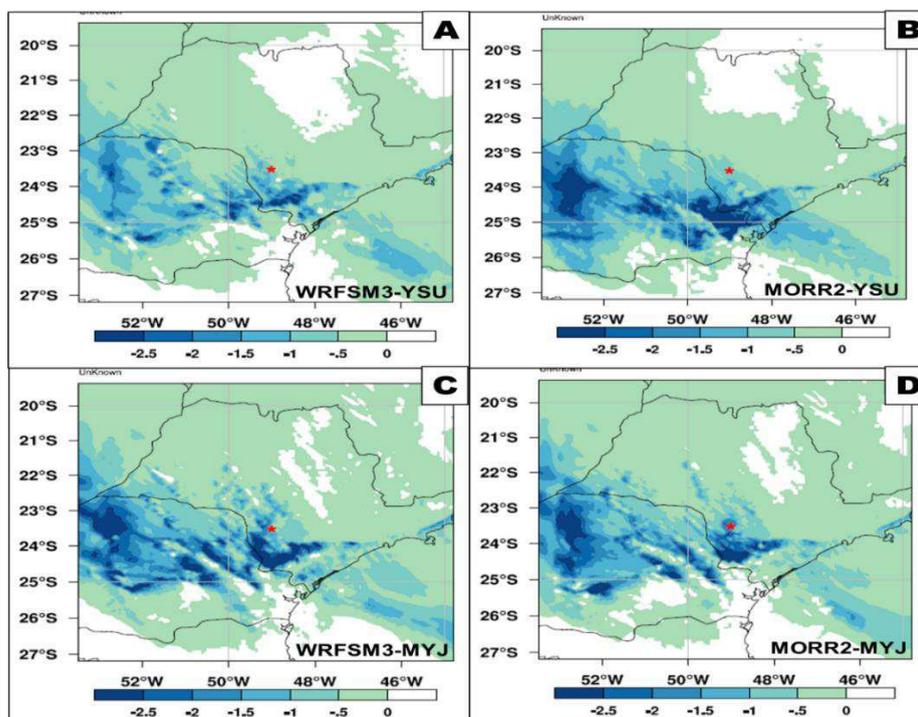
desenvolvimento de uma tempestade severa. Segundo Rasmussen e Blanchard (1998), em ambientes onde os valores de helicidade relativa são elevados, acima de  $150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  no hemisfério norte (HN)/ inferiores a  $-150 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  no hemisfério sul (HS), são mais favoráveis para formação de tempestades severas, o que permite inferir que segundo os valores de referência conhecidos na literatura, nos experimentos 1, 3 e 4 o modelo conseguiu representar bem a HRT, se mostrando um bom indicador do ambiente existente na região de estudo, entretanto o EXP 2 não conseguiu fazer uma boa representação.



**Figura 50:** Distribuição espacial do HRT para 3 km ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

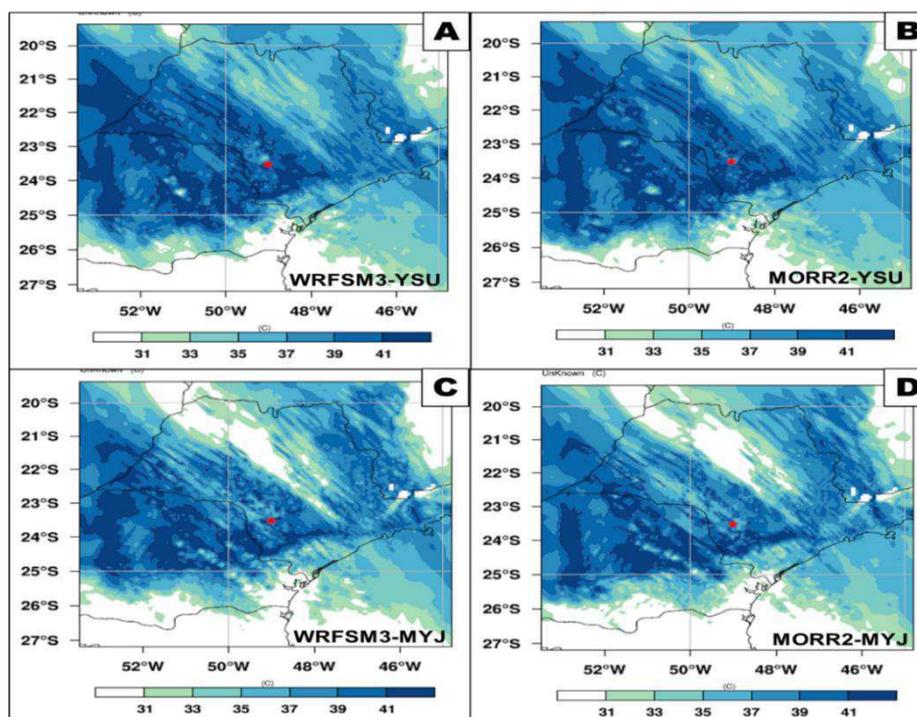
O IEH é projetado para capturar a relação observada entre os valores elevados de CAPE e HRT durante tempestades tornádicas. Na Figura 51 A e B pode-se observar que os valores do IEH em Taquarituba durante o horário em que o tornado foi registrado eram menores que -1, indicando probabilidade de acontecer supercélulas com possibilidade de ocorrência de tornados fracos. Por outro lado, na Figura 51 C e D podem-se ver que nestes 2 experimentos o modelo simulou valores abaixo de -2, indicando elevada possibilidade de ocorrência de tempestades supercelulares com possibilidade de ocorrência de tornados fortes. Tomando em consideração que o tornado que atingiu a cidade de Taquarituba foi classificado

categoria F3, é possível dizer que este índice simulado, conforme os esquemas de parametrizações escolhidos nos experimentos 3 e 4, se mostrou consequente e foi um bom indicador para a ocorrência do fenômeno estudado.



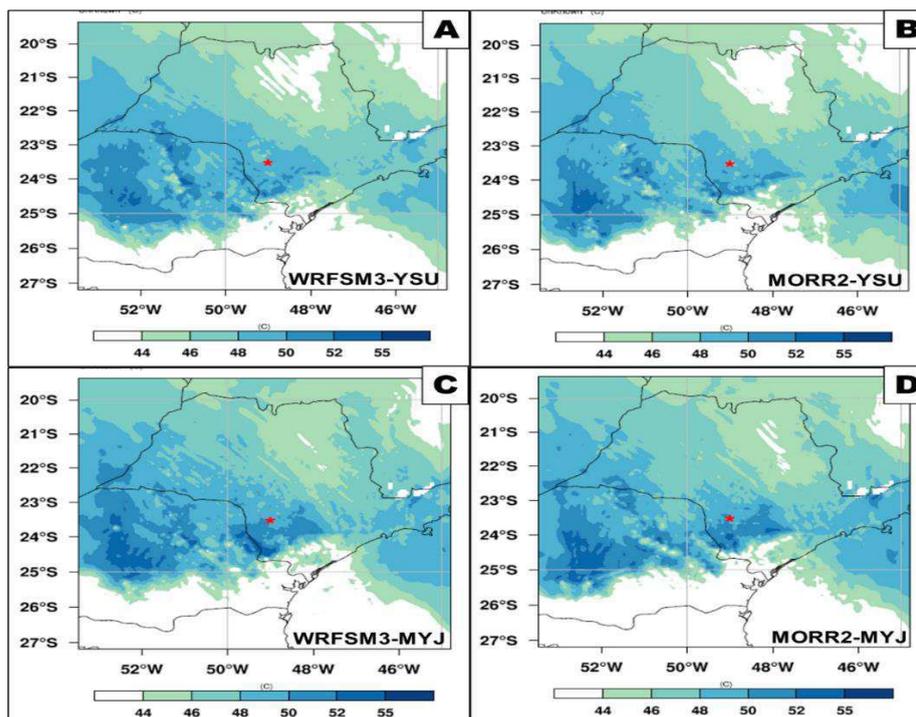
**Figura 51:** Distribuição espacial do IEH (adimensional) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

Na Figura 52 foi possível ver que os valores simulados do índice K nos estados de São Paulo e Paraná apresentaram registros superiores a 31 °C nos 4 experimentos, sendo que sobre a cidade de Taquarituba apresentou valores entre 39 e 41°C no horário em que aconteceu o tornado, o que significa 90% de probabilidade de ocorrência de tempestades, segundo os limiares sugeridos por George (1960). Neste caso o índice indica a existência de calor suficiente em baixos níveis e abundante umidade desde a superfície até os 700 hPa. Este é um dos parâmetros termodinâmicos que é bastante eficiente para indicar potencial de tempestades severas e ocorrência de tonados no Brasil, já que tem vários estudos, que mesmo usando dados de reanalises, demonstram a sua importância na hora de indicar a possibilidade de ocorrência de tempestades severas, como por exemplo o estudo de Lara *et al.*, (2019) sobre as condições atmosféricas associadas a três eventos tornádicos em Rio Grande do Sul.



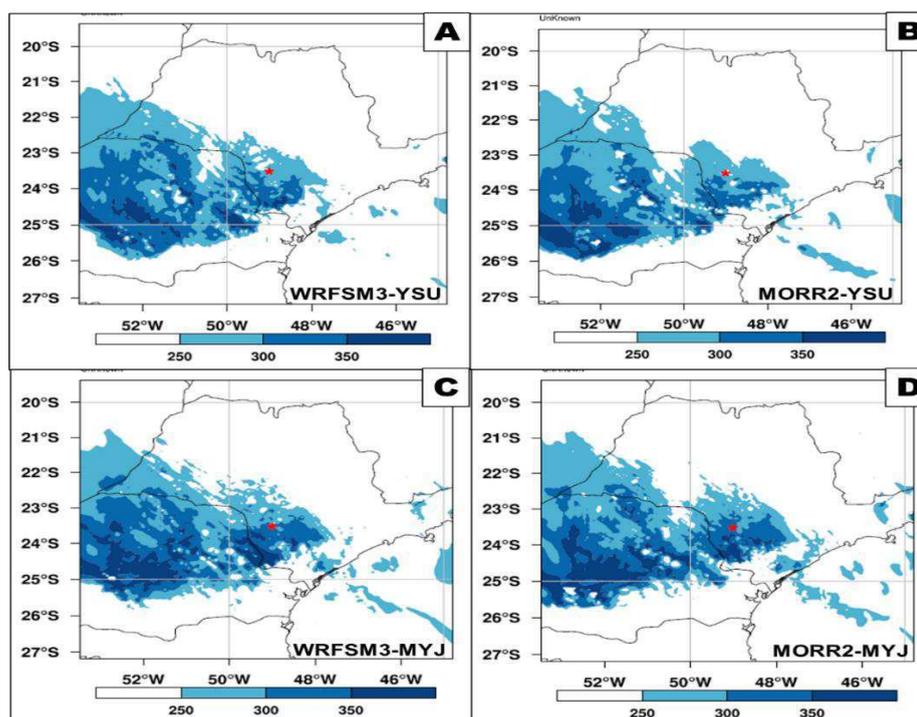
**Figura 52:** Distribuição espacial do índice  $k$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

No caso do índice TT, na cidade de Taquarituba o modelo simulou valores entre  $48^{\circ}\text{C}$  e  $50^{\circ}\text{C}$  nos 4 experimentos (Figura 53), indicando que a situação era bem favorável para a ocorrência de tempestades severas, segundo os valores limiares da tabela 5 (Miller, 1972). Neste caso as áreas com os valores acima de  $50^{\circ}\text{C}$  indicam uma probabilidade mais alta de tempestades severas, observando-se ao sul-sudeste e leste da cidade e sobre o centro e o noroeste do estado de Paraná nos experimentos 3 e 4. Já nos experimentos 1 e 2 essas áreas com valores acima dos  $50^{\circ}\text{C}$  coincidem com a distribuição do 3 e 4, porém espacialmente o tamanho era menor, principalmente sobre o estado de São Paulo. Silva Dias (2000) comentou que este parâmetro não será afetado se houver uma camada seca em 700 hPa porque ele não restringe a umidade nesse nível, porém sim exige calor e umidade no nível de 850 hPa e frio em 500 hPa. Já foi comprovado em outras pesquisas a ocorrência de outros tornados com valores similares de TT no Brasil.



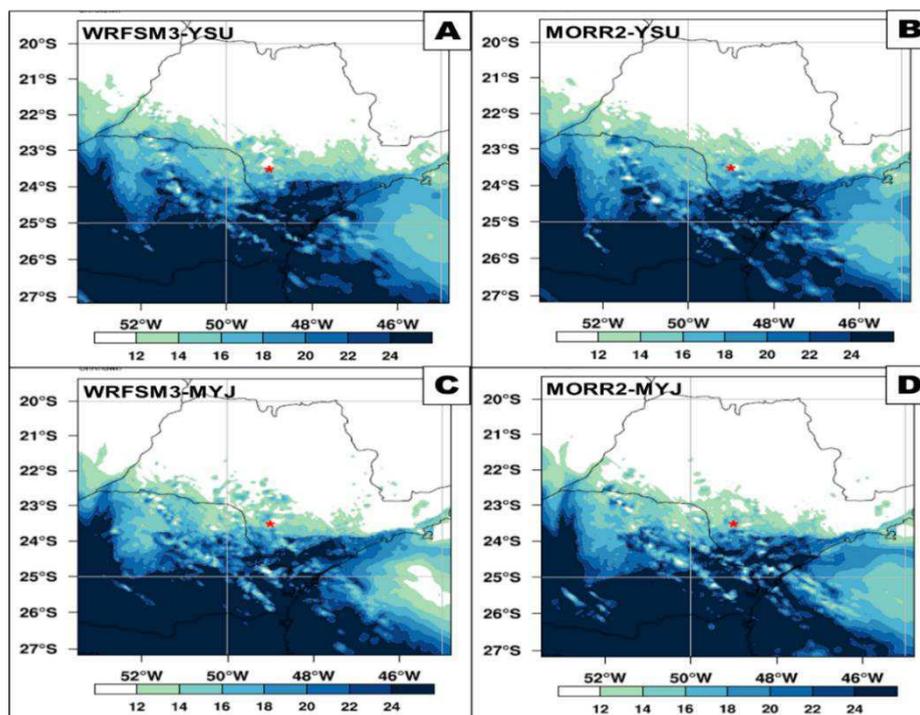
**Figura 53:** Distribuição espacial do índice TT ( $^{\circ}\text{C}$ ) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

Nas latitudes médias, foi formulado por Miller (1972) que valores do SWEAT maiores de 300 são associados a uma alta instabilidade atmosférica e se consideram como indicativos de probabilidade de tempestades severas, entretanto valores acima de 400 indicam maior probabilidade de eventos tornádicos. Pode-se observar na Figura 54 A e B que os valores simulados do índice na cidade de Taquarituba e regiões mais próximas, no horário de registro do tornado, estiveram entre 250 e 300, com valores maiores (acima de 300) simulados mais ao sul e sudoeste da cidade. Nesse caso a região com os valores mais elevados não coincide com o local onde aconteceu a tempestade severa, por tanto pode-se dizer que o modelo não estava sendo um bom indicativo na hora de determinar espacialmente os locais mais favoráveis para a ocorrência do fenômeno. No caso dos experimentos 3 e 4 (Figura 54 C e D), os valores do SWEAT estavam acima de 300, indicando uma maior probabilidade de acontecer tempestade severa. Similar a outros índices já comentados anteriormente, é possível afirmar que o conjunto de parametrizações usadas nos experimentos 3 e 4 foram eficientes reproduzindo este índice, que é considerado um indicativo muito importante na ocorrência de tempestades severas.



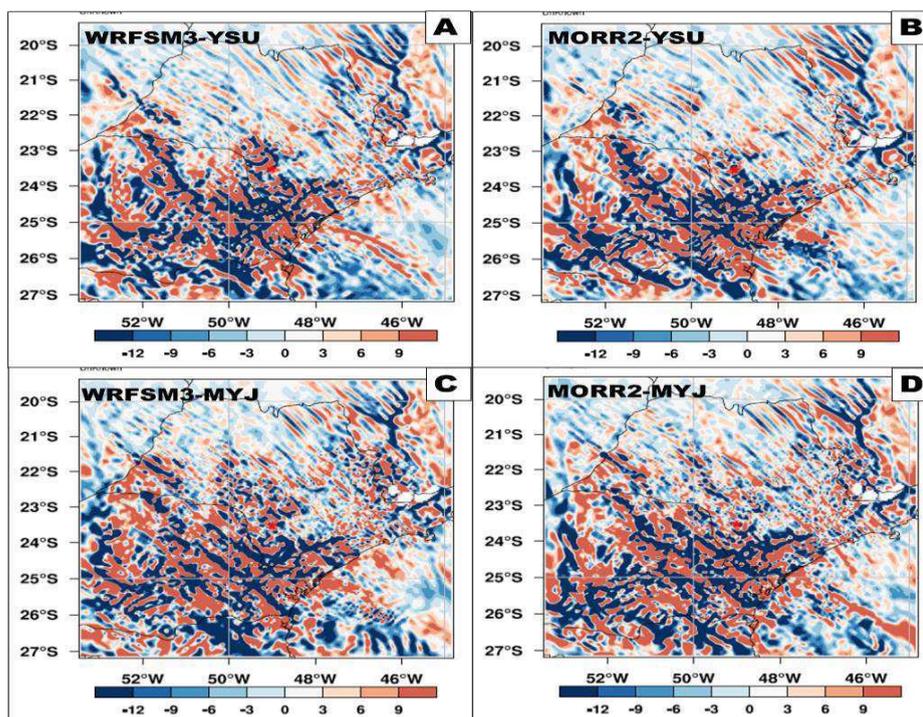
**Figura 54:** Distribuição espacial do índice SWEAT (adimensional) obtido das simulações do WRF, para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

O cisalhamento do vento na camada de 10 m - 500 hPa (Figura 55) exibiu valores entre 12 m/s e 24 m/s distribuídos sobre a região mais ao sul do estado de São Paulo e Sul do Brasil, nos 4 experimentos. Os valores mais elevados (acima de 22 m/s) se observaram sobre a região sul do estado de Paraná, o norte de Santa Catarina e o extremo sudoeste de São Paulo, sendo que na cidade de Taquarituba estavam entre 14 m/s e 16 m/s. Geralmente nesse tipo de situações, valores entre 12 m/s e 20 m/s são os mais observados (MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010). Na medida em que o cisalhamento vertical do vento aumentar, também aumentam as probabilidades de acontecer as tempestades severas (RASMUSSEN e BLANCHARD, 1998). Neste caso observou-se que a cidade de Taquarituba estava sendo influenciada por um considerável cisalhamento vertical do vento nos primeiros 6 km, situação que estava favorecendo os processos de instabilidade e de geração de tempestades tornádicas, provocado principalmente pelo JBN, como mostrado na descrição sinótica.



**Figura 55:** Distribuição espacial dos valores do cisalhamento do vento de para a camada de 10m a 500 hPa (m/s) obtidos das simulações do WRF, para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

A Figura 56 mostra a variação espacial da convergência de umidade em 850 hPa no horário em que o tornado foi registrado (15:30 UTC) para os 4 experimentos. Foi possível observar que o modelo simulou pequenas áreas de convergência de umidade espalhadas sobre grande parte do estado de São Paulo, localizando as áreas de valores mais elevados de convergência de umidade ao sul e sudeste do estado e Paraná, as quais coincidem com a localização do JBN sobre essa região. Pode-se dizer que a convergência de umidade em baixos níveis estava sendo favorecida principalmente pelo transporte de umidade feito pelo intenso escoamento do JBN sobre nossa área de estudo. Os experimentos 2, 3 e 4 (Figuras 56B, C e D) mostraram sobre Taquarituba valores indicadores de forte convergência de umidade, entretanto o experimento 1 (Figura 56A) não indicou a existência de convergência de umidade sobre a cidade. Da mesma forma, e pelos valores obtidos, é possível afirmar que o experimento 2 (MORR2-YSU) foi o que mostrou maior eficiência representando a convergência de umidade em 850 hPa.



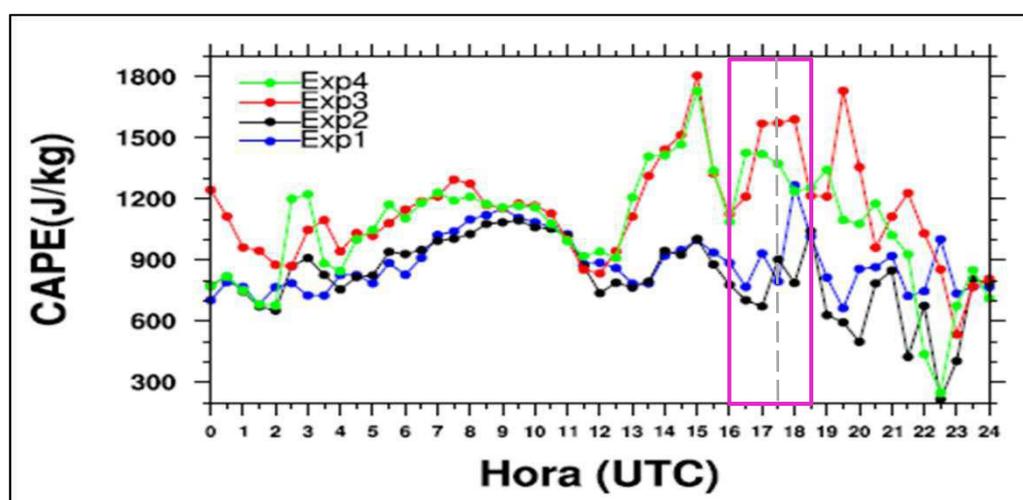
**Figura 56:** Distribuição espacial da convergência do fluxo de umidade em 850 hPa ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ ) obtidos das simulações do WRF, para experimento 1 (A); experimento 2 (B); experimento 3 (C) e experimento 4 (D) para as 17:30 UTC do dia 22 de setembro de 2013, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. A estrela vermelha indica a localização da cidade de Taquarituba/SP.

### 5.9 Comportamento dos índices termodinâmicos simulados pelo WRF a partir da sua variação temporal

Nesta seção foi avaliada a evolução temporal dos índices de instabilidade simulados com base nos 4 experimentos, com resolução de 30 em 30 minutos durante as 24 horas do dia em que aconteceu o tornado. Essa análise permitiu detectar qual foi o experimento cuja combinação de parametrizações melhor representou o ambiente atmosférico existente antes, durante e depois do tornado, contribuindo para a formação da tempestade severa. Também foi possível saber se os índices de instabilidade obtidos dos experimentos foram consistentes indicando o evento severo (tornado). Primeiramente foram analisados os índices de instabilidade termodinâmicos que avaliam o grau de estabilidade estática, a flutuabilidade e os gradientes de temperatura e umidade na atmosfera.

A Figura 57 mostra o comportamento do índice CAPE obtido dos 4 experimentos. Pode-se observar que a curva dos valores foi bem flutuante durante todo o dia nas 4 simulações, sendo que nos experimentos 1 e 2 os resultados foram inferiores a 1000 J/kg praticamente durante todo o dia, inclusive nos horários próximos do reporte de tornado, indicando convecção fraca segundo os valores de referência

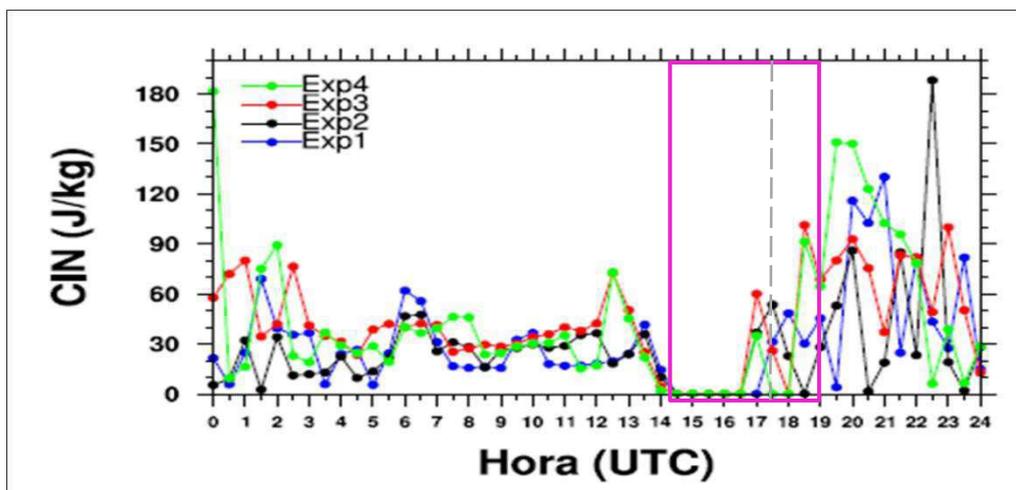
(DOSWELL e RASMUSSEN, 1994) apresentados na tabela 4. Por outro lado, os experimentos 3 e 4 mostraram uma melhor representação dos valores do CAPE, com valores acima de 1000 J/kg, sendo que no horário mais próximo do tornado estavam em 1500 J/kg e 1300 J/kg (EXP3 e EXP4, respectivamente). Detalhe importante que se observou no comportamento do CAPE ao longo do dia nos EXP3 e EXP4 foi uma mudança significativa nos seus valores horas antes de acontecer o evento, delimitado pelo retângulo lilás (Figura 57). Observa-se claramente uma diminuição nos valores do índice horas antes da formação do tornado e logo em seguida um aumento de forma súbita, mudança típica que ocorre em ambiente atmosférico antes, durante e depois do evento severo (tornado) (MARKOWSKI e RICHARDSON, 2010). É nítida a contribuição do esquema de parametrização da CLP nas simulações do CAPE, principalmente nos EXP3 e EXP4, onde usou-se a MYJ, se obtendo melhores resultados que com a outra parametrização, sendo provavelmente o esquema de TKE (Energia Cinética Turbulenta), baseado numa aproximação de mistura vertical local, o mais relevante na simulação desse índice. A parametrização estabelece um limite superior que depende da TKE, da flutuabilidade e do cisalhamento do fluxo na coluna de cada ponto.



**Figura 57:** Variação temporal do CAPE (J/kg) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquaritiba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

Quando analisamos o comportamento dos valores do CIN obtidos nos 4 experimentos (Figura 58), é possível observar uma mudança bastante significativa pouco antes de acontecer o tornado. Como pode-se perceber na área dentro do

retângulo lilás que está desenhado na Figura, o modelo mostrou valores mais baixos (CIN=0) nos 4 experimentos, horas antes de acontecer o tornado, indicando nenhuma inibição convectiva, e depois perto das 17 UTC apresentou um aumento, atingindo valores de até 63 J/kg no EXP3, alertando que havia pouca resistência convectiva e a existência de um gatilho capaz de provocar algum mecanismo de levantamento com suficiente força para gerar uma tempestade severa (Nascimento, 2005). Este mecanismo de disparo foi incentivado principalmente por altas temperaturas e elevado conteúdo de umidade próximo da superfície, provocado pela passagem da frente fria que atingiu nossa região de estudo nesse dia. Também observou-se que os 4 experimentos simularam o comportamento do CIN pouco antes, durante e depois do evento de uma forma bem similar.

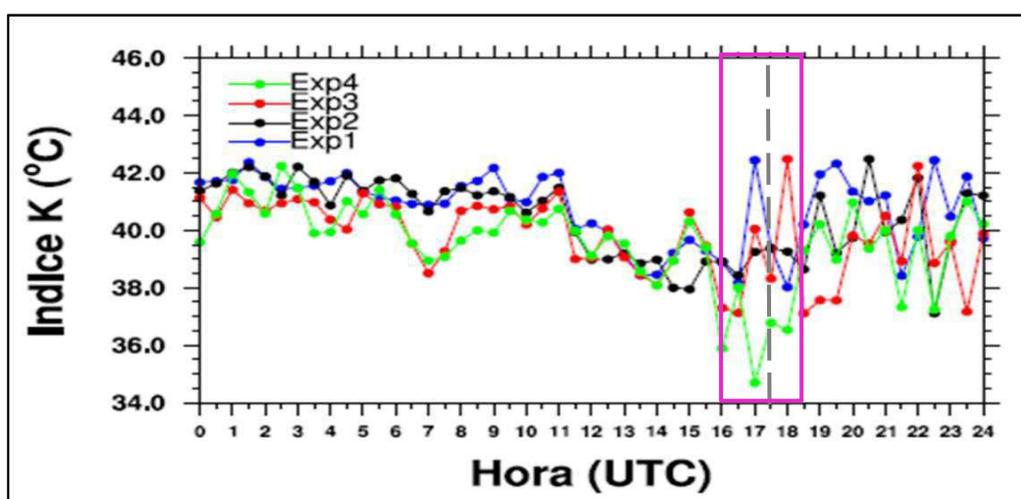


**Figura 58:** Variação temporal do CIN (J/kg) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

Analisando a Figura 59 é possível ver que no caso do índice K o modelo mostrou um melhor desempenho com os experimentos 1 e 3, sendo os mais coerentes simulando o comportamento do ambiente atmosférico existente na região de estudo. Durante grande parte do dia existiam valores altos de K (acima de 40 °C), indicando um alto grau de instabilidade na atmosfera. Mais próximo do horário do tornado teve um aumento abrupto dos valores e logo depois uma queda significativa, o que significa que antes de acontecer o evento existiu um aumento considerável do conteúdo de umidade e um aquecimento na baixa troposfera, favorecendo ainda mais a instabilidade. Dessa forma, podemos concluir que o índice K foi um fator muito

importante, contribuindo na presença de movimentos ascendentes que favoreceram a formação de nuvens com suficiente desenvolvimento para gerar a tempestade severa com precipitação e formação do tornado. A diminuição do índice K logo depois do tornado explica a mudança de fase (quando o vapor d'água forma a gotícula de chuva, no processo de condensação e precipitação) que é normalmente esperada com a diminuição da umidade depois que acontece a precipitação.

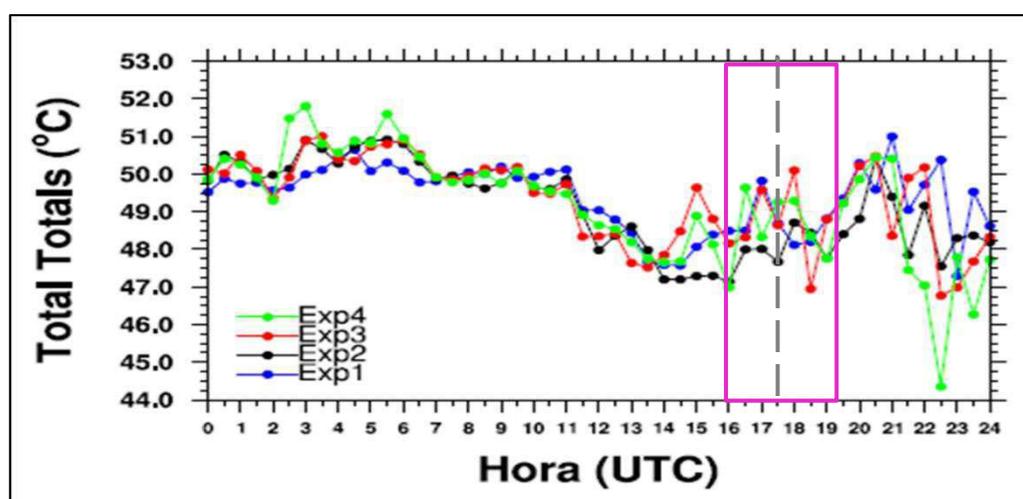
As imagens do radar apresentadas nas Figuras 27 e 28 confirmam a formação de sistemas convectivos intensos e precipitação durante esses horários, pelo que podemos afirmar que o modelo, principalmente nos experimentos 1 e 3 teve um bom desempenho na hora de reproduzir as características associadas ao índice K. O fator comum que tinham as combinações de parametrizações usadas no EXP1 e EXP3 foi o uso da mesma parametrização de microfísica de nuvens (WSM3), que está considerada como uma das mais simples disponíveis no WRF pelo fato de ser um esquema de momento único e representar apenas 3 categorias de hidrometeoros (vapor de água, nuvem de água/gelo e chuva/neve), representando as fases do gelo mediante um esquema simples. Mesmo assim, observou-se sua eficiência na representação da umidade em baixos níveis e as fases do gelo dentro do sistema convectivo que formou-se nesse dia.



**Figura 59:** Variação temporal do índice K (°C) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

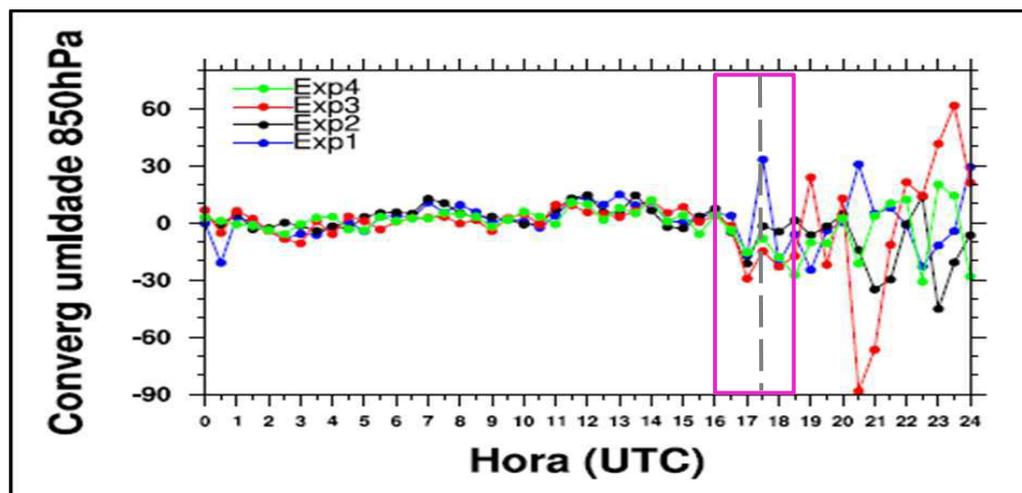
Na Figura 60 é apresentada a evolução temporal do índice TT obtida com base nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013. Neste caso se verificou que

o modelo teve um melhor desempenho com o experimento 1 na representação do TT. A curva do comportamento do índice mostra valores altos (entre 49°C e 50°C) até as 11 UTC e depois disso uma marcada queda, para depois aumentar pouco tempo antes de acontecer o tornado e diminuiu novamente após seu passo. Este comportamento pode ser traduzido em que no período que antecedeu o evento, a atmosfera teve um aporte elevado de calor e umidade em baixos níveis, além de ar frio em níveis médios, indicando uma elevada instabilidade atmosférica e grandes chances de acontecer um evento severo (tornado).



**Figura 60:** Variação temporal do TT (°C) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

No gráfico da evolução temporal da convergência de umidade em 850 hPa resultante para os 4 experimentos (Figura 61), pode-se ver que durante grande parte do dia os 4 experimentos coincidiram na simulação. Como pode ser observado no gráfico, até as 17 UTC as curvas da variação temporal desta variável são praticamente iguais em todos os experimentos. A partir das 17:30 UTC começaram a ser observadas algumas diferenças nos valores da variável, pelo que se determinou que os experimentos 3 e 4 foram os que melhor reproduziram a convergência de umidade em 850 hPa. Um detalhe importante foi um aumento considerável da convergência de umidade pouco antes de acontecer o tornado, sendo este um indicativo importante que já foi confirmado em estudos anteriores, onde a existência de convergência de umidade em baixos níveis é um dos principais fatores que provocam a intensificação de atividades convectivas (MARCELINO, 2003; LARA, *et al.*, 2019).

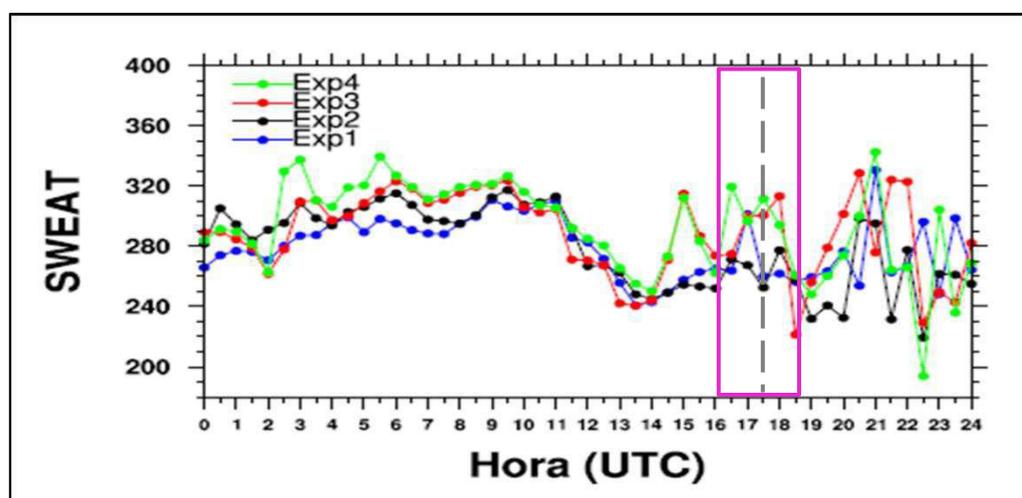


**Figura 61:** Variação temporal da convergência do fluxo de umidade ( $10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

Na variação temporal dos valores do índice SWEAT obtidos nos 4 experimentos e apresentada na Figura 62, foi possível observar que o melhor desempenho do modelo foi usando o conjunto de parametrizações dos EXP3 e EXP4. Este índice considera fatores dinâmicos e termodinâmicos, dando um peso maior a valores elevados de TT e à umidade em 850 hPa, e incorpora a informação do efeito dos ventos em 850 hPa e 500 hPa, indicando assim o grau de instabilidade e cisalhamento vertical da atmosfera. Quando observamos a curva do comportamento de SWEAT nos experimentos pode-se ver que o modelo simulou valores acima de 250 em quase todos os horários, sendo que pouco antes de acontecer o evento teve um aumento (acima 300). Isso nos informa que além do elevado conteúdo de umidade no nível de 850 hPa que já foi confirmado na análise do índice K, também existia um cisalhamento vertical do vento com intensidade de moderada a forte, o qual aumentou ainda mais quando estava próximo de acontecer o tornado, indicativo de forte instabilidade atmosférica capaz de gerar movimentos ascendentes suficientes para a formação de tempestades severas com desenvolvimento de tornados.

Importante acrescentar que no caso dos EXP3 e EXP4 o critério comum quando comparado com a o EXP1 e EXP2 foi a parametrização de camada limite planetária, substituída pela MYJ. Esse ajuste contribuiu para reproduzir melhor as características do SWEAT e por sua vez a condição atmosférica existente. A parametrização MYJ é um esquema de fechamento local, com uma ordem de fechamento de 1.5 que determina o coeficiente de difusão turbulenta a partir de

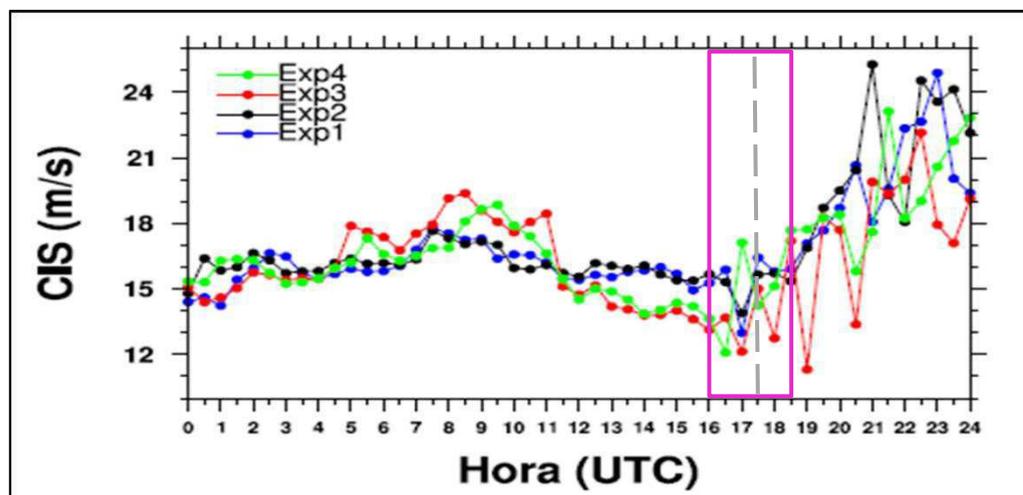
prognósticos da energia cinética turbulenta (TKE). Um limite superior é imposto na escala de comprimento mestre e vai depender da TKE, da flutuabilidade e cisalhamento do fluxo de condução.



**Figura 62:** Variação temporal do SWEAT (adimensional) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

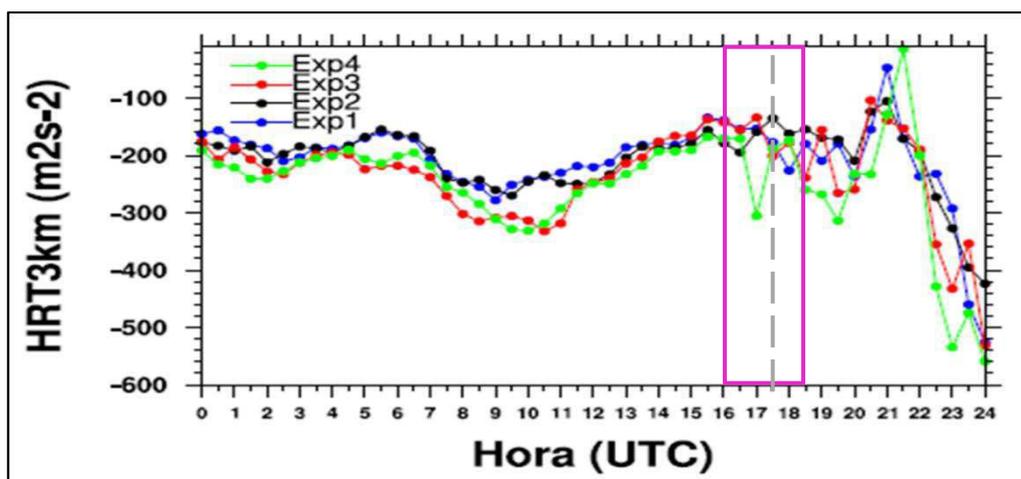
Observando o comportamento geral do cisalhamento vertical do vento na camada de 10m - 500 hPa (CIS) resultante nos 4 experimentos (Figura 63), pode-se dizer que o experimento 4 foi o mais coerente. Neste caso se observa que o CIS manteve valores altos (acima de 12 m/s) desde as primeiras horas do dia, posteriormente diminuindo um pouco (sem ser inferiores a 12m/s) e quando mais próximo do horário do tornado aumentou novamente, mostrando uma mudança bastante significativa. Da mesma forma foi possível afirmar que o modelo conseguiu mostrar o CIS vertical do vento existente na troposfera baixa, definido principalmente pelo JBN, que estava influenciando as regiões sul e sudeste durante esse dia e reafirmando que os fatores dinâmicos foram determinantes, favorecendo os processos de instabilidade e de geração de tempestade tornádicas sobre Taquarituba. Portanto, pode-se dizer que o experimento 4 foi o que melhor simulou o CIS, no qual foi mantida a parametrização MYJ de CLP que foi usada no EXP 3 e substituída a parametrização de MF para a Morrisom2, conseguindo dessa forma melhorar a reprodução do CIS com WRF. A parametrização de Morrisom2 é considerada uma das mais completas do ponto de vista da representação de processos físicos. É um esquema de momento duplo que calcula a razão de mistura, tanto em massa como quantidade, permitindo

um tratamento mais robusto nas distribuições do tamanho da partícula, sendo este o mecanismo para calcular as taxas dos processos microfísicos e evolução da nuvem e da precipitação.



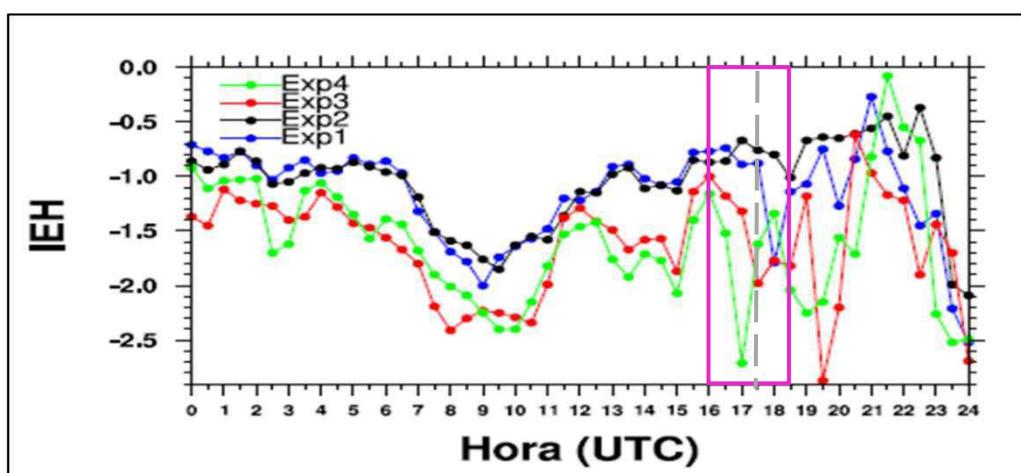
**Figura 63:** Variação temporal do cisalhamento vertical do vento (m/s) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

Quando analisada a evolução temporal da helicidade relativa da tempestade (HRT) obtida com os 4 experimentos (Figura 64), pode-se perceber que o EXP 4 também foi o mais efetivo na simulação deste índice como indicativo de tempestade severa. De forma semelhante aos gráficos anteriormente analisados, a curva do HRT descreveu uma variação significativa e esperada no seu comportamento quando se aproximou do horário que aconteceu o tornado, indicando uma notável descida (atingiu valores de  $-310\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ) 30 min antes de acontecer o tornado e logo depois aumentaram até  $-180\text{m}^2\text{s}^{-2}$ . Pode-se dizer que este índice foi importante na indicação de que existia um ambiente com suficiente cisalhamento vertical do vento, com potencial para rotação da corrente ascendente e com vorticidade para a formação e manutenção de supercélulas e por conseguinte a tornadogênese. Neste caso, de igual forma ficou demonstrada a consistência do conjunto de parametrizações escolhidos no EXP 4 (Morrisom2 e MYJ), apontando ser o mais efetivo para reproduzir parâmetros dinâmicos de instabilidade atmosférica.



**Figura 64:** Variação temporal do HRT3km ( $m^2s^{-2}$ ) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

A Figura 65 apresenta a evolução temporal do IEH obtida com os 4 experimentos, observando-se que os experimentos 3 e 4 mais uma vez foram os que melhor simularam o comportamento do ambiente atmosférico definido por este parâmetro. Foi detectada uma mudança marcante pouco antes de acontecer o tornado, situação esperada que indica que os termos de flutuabilidade e cisalhamento estavam sendo favoráveis para a formação de tempestades severas. No EXP4 pode-se ver valores menores que 2, indicando alta probabilidade de ocorrência de tempo severo (RASMUSSEN e BLANCHARD, 1998). Confirma-se mais uma vez a efetividade da combinação das parametrizações Morrisom2 e MYJ do experimento 4.



**Figura 65:** Variação temporal do IEH (adimensional) obtida a cada 30 minutos nos 4 experimentos para o dia 22 de setembro de 2013 na coordenada mais próxima da cidade de Taquarituba, a partir dos dados da grade de resolução horizontal de 6 km. O retângulo lilás destaca as mudanças em intervalo de tempo que abrange um período anterior e posterior ao horário (linha tracejada cinza) de registro do tornado (17:30 UTC).

Diante do exposto, na tabela 3 é apresentado um resumo para facilitar a visualização de forma simplificada dos experimentos com melhor desempenho com base nas características de cada índice analisado como método de indicação de ambiente atmosférico típico do desenvolvimento de tempestade severa e probabilidade de formação de tornados.

**Quadro 8:** Resumo dos experimentos que tiveram melhor desempenho para um dos índices de instabilidade.

<b>Índices de instabilidade</b>	<b>EXP1 (WRFSM3-YSU)</b>	<b>EXP2 (MORR2-YSU)</b>	<b>Exp 3 WRFSM3-MYJ</b>	<b>Exp 4 (MORR2-MYJ)</b>
<b>CAPE</b>			X	X
<b>CIN</b>			X	
<b>INDICE K</b>	X	X		
<b>TT</b>	X		X	X
<b>CONV. UMID 850 hPa</b>			X	X
<b>SWEAT</b>			X	X
<b>CIS10m-500hPa</b>				X
<b>HRT3km</b>				X
<b>IEH</b>			X	X

Na tabela 4 é apresentado um resumo dos índices termodinâmicos obtidos nos 4 experimentos no horário em que foi reportado o tornado (15h30 HL) e os valores que foram usados como referência para a análise ao longo da pesquisa. Dessa forma é possível uma melhor comparação entre os valores obtidos e os de referência. Como pode-se observar, dá para confirmar que de forma geral os experimentos 3 e 4 se destacaram como os melhores esquemas para reprodução dos índices de instabilidade quando comparados com os valores de referência.

**Tabela 1:** Resumo dos valores dos índices convectivos obtidos nas simulações e valores de referência.

<b>Variáveis</b>	<b>Valores de Referência</b>	<b>EXP1 (WRFM3-YSU)</b>	<b>EXP2 (MORR2-YSU)</b>	<b>EXP3 (WRFM3-MYJ)</b>	<b>EXP 4 (MORR2-MYJ)</b>
<b>CAPE</b>	1000 ≤CAPE< 2500 ( <i>Doswell e Rasmussen, 1994</i> )	795,26	902,74	1574,22	1373,80
<b>CIN</b>	0 <CIN<50 ( <i>Houze, 2014</i> )	31,36	53,68	26,06	0,10
<b>INDICE K</b>	36°C ≤ K ≤ 40°C ( <i>George, 1960</i> )	39,38	39,38	38,32	36,78
<b>TT</b>	TT > 44°C ( <i>Miller, 1972</i> )	48,69	47,67	48,64	49,26
<b>SWEAT</b>	SWEAT > 300 ( <i>Nascimento, 2005</i> )	260,09	252,65	300,59	311,42
<b>CIS10m-500hPa</b>	CIS > 12m/s ( <i>Markowski e Richardson, 2010</i> )	16,43	15,66	15,01	14,26
<b>HRT3km</b>	HRT3KM < -150m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> ( <i>Davies-Jones, 1984</i> )	-76,95	-35,34	-00,83	-88,20
<b>IEH</b>	-1 < IEH > -2 ( <i>Rasmussen e Blanchard, 1998</i> )	-0,88	-0,76	-1,98	-1,62

## 6 CONCLUSÕES

Nesta pesquisa foram analisadas as condições atmosféricas que contribuíram para a formação da tempestade severa que gerou o tornado na cidade de Taquarituba no dia 22 de setembro de 2013. Com esse objetivo foram realizadas 4 simulações a partir de diferentes combinações de esquemas de parametrizações, sendo duas de microfísica de nuvens e duas da Camada Limite Planetária. O desempenho do modelo WRF na representação do comportamento de várias variáveis meteorológicas específicas e dos índices termodinâmicos em ambientes propícios ao desenvolvimento de tempestades severas foi avaliado e a partir dos resultados obtidos foi possível concluir que:

- A presença do Jato de Baixos Níveis, com ventos superiores a 15m/s, em conjunto com o Jato de Altos Níveis, confirmando-se o acoplamento entre eles, tiveram grande contribuição para a geração da instabilidade convectiva em superfície e conseqüentemente no desenvolvimento da tempestade severa e do tornado.
- As imagens do radar meteorológico de Bauru disponíveis no modo CAPPI permitiram observar o desenvolvimento e deslocamento de linhas de instabilidade, além da detecção de um padrão de organização de ecos no formato de gancho, assinatura típica e forte indicador de formação de tornados;
- Os índices de instabilidade SWEAT, TT, índice K, HRT a 3km e IEH foram os que melhor representaram as condições de tempo severo que gerou o tornado em Taquarituba.
- Os experimentos 3 e 4 foram os que mostraram um melhor desempenho do modelo na representação das condições atmosféricas que favoreceram a formação do evento severo no dia 22 de setembro de 2013, evidenciando que o esquema de parametrização da Camada Limite Planetária, Mellor-Yamada-Janjic (MYJ), foi o que melhor simulou o desenvolvimento das condições atmosféricas que geraram a tempestade severa em Taquarituba.

- Índices termodinâmicos como K e o TT foram melhor representados pelos experimentos 1 e 2, entretanto os índices restantes tiveram um melhor desempenho nas simulações realizadas com a combinação de parametrizações utilizadas nos experimentos 3 e 4.

## REFERÊNCIAS

- AGUIRRE, M. A. **Simulação numérica de tornados usando o método dos elementos finitos**. 2017. 127p. Dissertação (Mestre em Engenharia). Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.
- ALLEN, J. T., TIPPETT, M. K. The characteristics of United States hail reports: 1955-2014. **Electronic Journal of Severe Storms Meteorology**, v. 10, n. 10, p. 1-31, 2015.
- ANTONESCU, B.; BELL, A. Tornadoes in Romania. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 3, p. 689-701, 2015.
- ANTONESCU, B.; SCHULTZ, D. M.; HOLZER, A.; GROENEMEIJER, P. Tornadoes in Europe: an underestimated threat. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.98, n.4, p. 713-728, 2017.
- ANTONIO, M. A.; ANDRADE, J.P.M. **Inundações em São Carlos, SP: avaliação de chuvas com radar**. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 2007, Florianópolis, Brasil. Anais...Florianópolis, 2007, p. 3255-3262.
- BARRETT, B.S., MARIN, J.C., JACQUES-COPER, M. A multiscale analysis of the tornadoes of 30-31 May 2019 in south-Central Chile. **Atmospheric Research**, v. 236, p. 104811, 2020.
- BARRY, R.G.; CHORLEY, R.J. **Atmosfera, Tempo e Clima**. 9.ed. Porto Alegre: Editora Bookman, 2013.
- BENDER, A. **Condições Atmosféricas Conducentes a Tempestades Severas e sua Relação com a Urbanização na RMSP**. 2018. 125 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo. 2018.
- BERTONI, B. G. L. **Estudos de caso de tornados, uso e ocupação do solo, topografia e análise meteorológica de eventos atmosféricos no sul e sudeste do Brasil**. 2013. 127p. Tese (Doutorado em Ciências Ambientais). Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental, Universidade de São Paulo. São Paulo. 2013.
- BLUESTEIN, H. B. **Severe convective storms and tornadoes - Observations and Dynamics**. Springer, 2013. 456p.
- BONNER, W. D. Climatology of the low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833-850, 1968.
- BOUSTEAD, J. M.; MAYES, B. E. GARGAN, W.; LEIGHTON, J. L.; PHILLIPS, G.; SCHUMACHER, P. N. Discriminating environmental conditions for significant warm sector and boundary tornadoes in parts of the Great Plains. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 6, p. 1498-1523, 2013.

BROOKS, H. E. A. Global View of Severe Thunderstorms: Estimating the Current Distribution and Possible Changes. **Severe Local Storms Conference**, Atlanta, Georgia, p. 10, 2006.

BROOKS, H. E.; DOSWELL III, C. A.; COOPER, J. On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones. **Weather and Forecasting**, v. 9, n. 4, p. 606-618, 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, p. 73-94, 2003.

BROWNING, K. A. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 21, n. 6, p. 634-639, 1964.

BUNKERS, M. J.; HJELMFELT, M. R.; SMITH P. L. An observational examination of long-lived supercells. Part I: Characteristics, evolution, and demise. **Weather and Forecasting**, v. 21, n. 5, p. 673-688, 2006.

CAMILLO, G.; HERDIES, D. Impacto das parametrizações de microfísica e de camada limite planetária na simulação de eventos meteorológicos intensos em Santa Catarina usando o modelo WRF. **Estrabão**, v. 2, 200-204, 2021.

CANDIDO, D. H. **Tornados e trombas d'água no Brasil: desenvolvimento de um modelo e proposta de escala de avaliação de danos**. 2012. 236 p. Tese (Doutorado em Geociências). Programa de Pós-Graduação em Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas. São Paulo, 2012.

CARVALHO, D.; ROCHA, A.; GÓMEZ-GESTEIRA, M.; SANTOS, C. A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy. **Environmental Modelling and Software**, v. 33, p. 23-34, 2012.

CHAWLA, I.; OSURI, K. K.; MUJUMDAR, P. P.; NIYOGI, D. Assessment of the Weather Research and Forecasting (WRF) model for simulation of extreme rainfall events in the upper Ganga Basin. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 2, p. 1095-1117, 2018.

CHERNOKULSKY, A.; SHIKHOV, A. 1984 Ivanovo tornado outbreak: Determination of actual tornado tracks with satellite data. **Atmospheric Research**, v.207, p. 111-121, 2018.

CHILDS, S. J.; SCHUMACHER, R. S.; ALLEN, J. T. Cold-season tornadoes: Climatological and meteorological insights. **Weather and Forecasting**, v. 33, n. 3, p. 671-691, 2018.

COHEN, A. E. Indices of violent tornado environments. **National Weather Association, Electronic Journal of Operational Meteorology**, v. 11, EJ6, 2010.

COLQUHOUN, J. R.; RILEY, P. A. Relationships between tornado intensity and various wind and thermodynamic variables. **Weather and forecasting**, v. 11, n. 3, p. 360-371, 1996.

DAVIES-JONES, R. A review of supercell and tornado dynamics. **Atmospheric Research**, v. 158, p. 274-291, 2015.

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

DOSWELL III, C. A.; BROOKS, H. E.; MADDOX, R.A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, p. 560-581, 1996.

DOSWELL III, C. A.; BROOKS, H. E.; DOTZEK, N. On the implementation of the enhanced Fujita scale in the USA. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1, p. 554-563, 2009.

DOSWELL III, C. A.; BURGESS, D. W. Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. In: **The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards**, 1993, p. 161-172.

DOSWELL III, C. A.; RASMUSSEN, E. N. The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. **Weather and Forecasting**, v. 9, n.4, p. 625-629, 1994.

DOSWELL III, C. A.; SCHULTZ, D. M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. **Electronic Journal of Severe Storms Meteorology**, v. 1, n. 3, p. 1-22, 2006.

DOSWELL III, C.A. Extreme Convective Windstorms, Current Understanding and Research. In: Spain-Us Joint Workshop on Natural Hazards, 1993, Barcelona, Espanha. **Anais...** Barcelona, Espanha, 1993.

DOSWELL III, C.A. **What is a tornado?** Norman (USA): NOAA/ERL/National Severe Storms Laboratory [on line], 1997.

EFSTATHIOU, G. A., ZOUMAKIS, N. M., MELAS, D., LOLIS, C. J., e KASSOMENOS, P. Sensitivity of WRF to boundary layer parameterizations in simulating a heavy rainfall event using different microphysical schemes. Effect on large-scale processes. **Atmospheric Research**, v.132, p.125-143, 2013.

ELSNER, J. B.; FRICKER, T.; SCHRODER, Z. Increasingly powerful tornadoes in the United States. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 1, p. 392-398, 2019.

ESCOBAR, G.; ANDRADE, K. Climatologia dos índices de instabilidade K e Total Totals (TT) para o Sul e Sudeste do Brasil. In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Belém, PA. **Anais...** SBMET, 2010.

FERREIRA, R. C.; REBOITA, M. S., HERDIES, D. L. E BENETI, C. A. A. Tendência dos índices de instabilidade na américa do sul. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v.38, n.1, p. 164-169, 2016.

FORBES, G. S. On the Reliability of Hook Echoes as Tornado Indicators. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 1457-1466, 1981.

FOSS, M. **Condições Atmosféricas Conducentes à Ocorrência de Tempestades Convectivas Severas na América do Sul**. 2011. 146p. Dissertação (Mestre em Meteorologia). Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, Rio Grande do Sul, 2011.

FUJITA, T. T. **Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area and intensity**. Satellite and Mesometeorology Research Project, Department of the Geophysical Sciences, the University of Chicago, 1971. 45p.

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.

GAFFIN, D. M.; PARKER, S. S. A climatology of synoptic conditions associated with significant tornadoes across the southern Appalachian region. **Weather and Forecasting**, v. 21, n. 5, p. 735-751, 2006.

GELARO, R.; MCCARTY, W.; SUÁREZ, M.J.; TODLING, R.; MOLOD, A.; TAKACS, L.; RANDLES, C.A.; DARMENOV, A.; BOSILOVICH, M.G.; REICHLER, R.; ARGAN, K.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; AKELLA, S.; BUCHARD, V.; CONATY, A.; SILVA, A.M.; GU, W.; KIM, G.; KOSTER, R.; LUCCHESI, R.; MERKOVA, D.; NIELSEN, J.E.; PARTYKA, G.; PAWSON, P.; PUTMAN, W.; RIENECKER, M.; SCHUBERT, S.D.; SIENKIEWICZ, M.; ZHAO, B., 2017. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). **Journal of Climate**, v.30, 5419-5454.

GEORGE, J.J. **Weather Forecasting for Aeronautics**. Academic Press, New York. 1960. 673 pp.

GOEDE, V. **Análise meteorológica do evento tornádico ocorrido no município de Marechal Cândido Rondon em novembro de 2015**. 2017. 84p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Meteorologia). Curso de Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis. 2017.

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

HALLAK, R. **Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP**. 2007. 219 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo (USP), São Paulo. 2007.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n.2, p. 173-206, 2012.

HART, J. A.; COHEN, A. E. The challenge of forecasting significant tornadoes from June to October using convective parameters. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 6, p. 2075-2084, 2016.

HART, J. A.; KOROTKY, W. D. **The skew-T/hodograph analysis and Research program for the IBM and compatible PC**. User's manual. NOAA/NWS Forecast Office, Charleston, WV, 1991.

HASSAN, V. V.; FRANÇA, J. R. D. A.; MENEZES, W. F.; PERES, L. D. F. Características meteorológicas do ambiente sinótico e de mesoescala associadas ao evento de tornado na cidade de Xanxerê-SC, em abril de 2015. **Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ**, v. 40, n.3, p. 131-138, 2017.

HELD, G.; GOMES, A M; NACCARATO, K P. Estrutura e comportamento de tempestades supercélulas no Estado de São Paulo, Brasil. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2010, Belém, PA. **Anais...** XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro: SBMET, 2010. p. 1-5.

HENRY, W. **The Skew-T, Log P Diagram**. National Weather Service Training Center, EUA, 68 p. 1987.

HONG, S. Y.; DUDHIA, J.; CHEN, S. H. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 103-120, 2004.

HONG, S. Y.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. **Monthly Weather Review**, v. 134, p. 318-2341, 2006.

HORNES, K. L.; BALICKI, M. Caracterização do tornado ocorrido em Marechal Cândido Rondon e Quatro Pontes em novembro de 2015. **Ra'e Ga Curitiba**, v. 44, p. 36-54, 2018.

HOUZE, R. A. Jr. **Cloud Dynamics**. Academic Press, 2 ed., 2014. 496 p.

JOHNS, R. H.; DOSWELL III C. A. Severe local storms forecasting. **Weather and Forecasting**, v. 7, n. 4, p. 588-612, 1992.

JOHNSON, R. H., MAPES, B. E. Mesoscale Processes and Severe Convective Weather. In: Doswell C.A. In Severe Convective Storms. **Meteorological Monographs. American Meteorological Society**, Boston, MA, v. 28, n. 50, 2001.

KÜBRA, A.; AKATAŞ, N. WRF simulation of tornado development: a case study in tuzla, Istanbul. **Physical Geography; Cartography; Geographic Information Systems and Spatial Planing**, v. 94, n. 560, p. 169-176, 2015.

KURDZO, J. M.; NAI, F.; BODINE, D. J.; BONIN, T. A.; PALMER, R. D.; CHEONG, B. L.; Lujan, J.; Mahre, A.; BYRD, A. D. Observations of severe local storms and tornadoes with the atmospheric imaging radar. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n.5, p. 915-935, 2017.

LARA, K. S., ANDRÉ BECKER, N., CALVETTI, L. G.; GOMES, R. G. Condições atmosféricas de grande escala associadas a três eventos de tornados ocorridos no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 12, 1310-1326, 2019.

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

LENASSE, A.M. **A gênese dos eventos tornádicos do corredor Sul-Americano** 2018. 99p. Dissertação (Mestre em Geografia). Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Santa Maria, Porto Alegre, 2018.

LOMBARDO, K. A.; COLLE, B. A. Convective storm structures and ambient conditions associated with severe weather over the northeast United States. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 6, p. 940-956, 2011.

LOPES, M. M. **Discriminando condições favoráveis a diferentes modos de tempo severo no leste da bacia do Prata**. 2020. 108p. Dissertação (Mestre em Meteorologia). Curso de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, UFSM, RS, 2020.

MACHADO, J. P.; CARDOSO, C. S.; QUADRO, M. F. L.; ALMEIDA, T. D.; COSTA, N. M.; RODRIGUES, G. L.; RODRIGUES, T. S.; PAULA, L. A. Análise Preliminar dos Índices de Instabilidade a partir de Simulações Realizadas com modelo Weather Research and Forecasting (WRF) para o Sul do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências- UFRJ**, v. 40, n. 2, p. 153-162, 2017.

MANDANDA, G. E. **Análise dos Parâmetros Atmosféricos Indicativos às Tempestades Elétricas no Sul e Sudeste do Brasil**. 2021. 103 p. Dissertação (Mestre em Ciências). Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

MARCELINO, I. P. V. O. **Análise de episódios de tornados em Santa Catarina: caracterização sinótica e mineração de dados**. 2003. 224 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalysis: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MARIN, J. C.; BARRETT, B. S.; POZO, D. The tornadoes of 30–31 May 2019 in south-Central Chile: Sensitivity to topography and SST. **Atmospheric Research**, v. 249, p. 105301, 2021.

MARKOWSKI, P. M.; RASMUSSEN, E. N.; STRAKA, J. M. The occurrence of tornadoes in supercells interacting with boundaries during VORTEX-95. **Weather and Forecasting**, v. 13, p. 852-859, 1998.

MARKOWSKI, P. M.; RICHARDSON, Y.P. Tornado genesis: Our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1, p. 3-10, 2009.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. How to make a tornado. **Weatherwise**, v. 66, n. 4, p. 12-19, 2013.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. John Wiley e Sons, 2010. 430p.

MAZUROV, M. E. Physical Mechanisms and Properties of Tornadoes. **Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics**, v. 83, n. 1, p. 97-103, 2019.

MCGOVERN, A.; GAGNE II, D. J.; WILLIAMS, J. K.; BROWN, R. A.; BASARA, J. B. Enhancing understanding and improving prediction of severe weather through spatiotemporal relational learning. **Machine Learning**, v. 95, n. 1, p. 27-50, 2014.

MEYER, J. D. D.; POKHAREL, B.; GILLIES, R.R. Simulating the storm environment responsible for Nepal's first observed tornado. **Weather and Climate Extremes**, v. 34, p.100368, 2021.

MILLER, R. C. **Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central**. Air Weather Service, SCOTT AFB IL, 1972, 184p.

MILLS, G. A.; COLQUHOUN, J. R. Objective prediction of severe thunderstorm environments: Preliminary results linking a decision tree with na operational regional NWP model. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1078-1092, 1998.

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

MONTEVERDI, J.P.; DOSWELL III, C.A.; LIPARI, G.S. Shear parameter thresholds for forecasting tornadic thunderstorms in northern and central California. **Weather and forecasting**, v. 18, p. 357-370, 2003.

MORALES, C. A. R.; DA ROCHA, R. P.; BOMBARDI, R. On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. **Atmospheric Research**, n. 96, p. 477-488, 2010.

MULHOLLAND, J. P.; NESBITT, S. W.; TRAPP, R. J.; RASMUSSEN, K. Convective Storm Life Cycle and Environments near the Sierras de Córdoba, Argentina. **Monthly Weather Review**, v. 146, p. 2541-2557, 2018.

NASCIMENTO, E. L. Identifying severe thunderstorm environments in southern Brazil: analysis of severe weather parameters. **22nd Conference on Severe Local Storms**, Session 3A, Tornado and Severe Storm Environments II, October 2004.

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, n.1, 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. In: SYMPOSIUM ON THE CHALLENGES OF SEVERE CONVECTIVE STORMS, 86., 2006, Atlanta. **Anais...** Atlanta: AMS, 2006.

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

NASCIMENTO, E.L.; FOSS, M. A 12-yr climatology of severe weather parameters and associated synoptic patterns for subtropical South America. In: Conference on Severe Local Storms, 25., 2010. Denver, CO. **Anais...** AMS, 2010, 12A.5.

NASTOS, P. T.; MATSANGOURAS, I. T. Analysis of synoptic conditions for tornadic days over western Greece. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, n. 9, p. 2409-2421, 2014.

OLIVEIRA, R. **Tornado de Xaxerê-2015: análise sinótica e caracterização das condições atmosféricas usando o modelo WRF**. 2016. 88 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Meteorologia). Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2016.

ORLANSKI, I. A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.

PINHEIRO, H. R.; ESCOBAR, G. C. J.; ANDRADE, K. M. Aplicação de uma ferramenta objetiva para previsão de tempo severo em ambiente operacional. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 209 - 228, 2014.

POTTER, S. Fine-Tuning Fujita: After 35 years, a new scale for rating tornadoes takes effect. **Weatherwise**, v. 60, n. 2, p. 64-71, 2007.

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, E. N.; RICHARDSON, S.; STRAKA, J. M.; MARKOWSKI, P. M.; BLANCHARD, D. O. The association of significant tornadoes with a baroclinic boundary on 2 June 1995. **Monthly Weather Review**, v.128, p. 174-191, 2000.

RODRIGUES, J. E. A. **Cartografia da ocorrência de tornados no Centro-sul do Brasil, no período de 1980 a 2008**. 2011. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geografia). Universidade de São Paulo, São Paulo. 2011.

SADOWSKI, A. Size of tornado warning area when issued on basis of radar hook echo. **ESSA Tech. Memo. WBTM Fcst.** 10, 26 pp. 1969.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P.; SILVA L. South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. American Meteorological Society- Meteorological Monographs, v.27, n.49, p. 119-139, 1998.

SCHILD, G.T.; MEIRELES, V.H. P.; GURJÃO, C.D. S.; HELD, G.; GOMES, A. M.; ZEPKA, G. S.; NACCARATO, K. P. Analysis of the development and structure of a severe storm leading to the spawning of a tornado in Southeast Brazil. **23rd International Lightning Detection Conference and 5th International Lightning Meteorological Conference**, Tucson, Arizona, USA, 2014.

SCHWITALLA, T.; BRANCH, O.; WULFMEYER, V. Sensitivity study of the planetary boundary layer and microphysical schemes to the initialization of convection over the Arabian Peninsula. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 727, p. 846-869, 2020.

SHERBURN, K.D.; PARKER, M.D. Climatology and ingredients of significant severe convection in high-shear, low-CAPE environments. **Weather and Forecasting**, v. 29, p. 854–877, 2014.

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

SILVA DIAS, M. A. F. **Índices de instabilidade para a previsão de chuva e tempestade severas**. Departamento de Ciências Atmosféricas Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, SP, 2000.

ŠINGER, M.; PÚČIK, T. A challenging tornado forecast in Slovakia. **Atmosphere**, v. 11, no. 8, p. 821, 2020.

SKAMAROCK, W.C.; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D.O.; BARKER, D.; DUDA, M.G.; HUANG, X.Y.; WANG, W.; POWERS, J.G. A Description of the Advanced Research WRF Model Version 3. (No. NCAR/TN-475+STR). University Corporation for Atmospheric Research. 2008.

SKAMAROCK, W.C.; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D.O.; LIU, Z.; BERNER, J.; WANG, W.; POWERS, J.G.; DUDA, M.G.; BARKER, D.M.; HUANG, X.Y. A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4 (No. NCAR/TN-556+STR). +. 145 pp. Boulder, CO, USA, 2019.

STENSRUD, D. J.; CORTINAS, J. V.; BROOKS, H. E. Discriminating between tornadic and non-tornadic thunderstorms using mesoscale model output. **Weather Forecasting**, v. 12, p. 613-632, 1997.

TEXEIRA, M.; ROCHA, A.; LUNA, T. Previsão de tornados através da análise de índices de instabilidade. In: **8ª ASSEMBLEIA LUSO ESPANHOLA DE GEODÉSIA E GEOFÍSICA**, p.7, Évora, Portugal, 2014.

The COMET Program. **Disponível em:**

<[https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/local\\_storms\\_es/navmenu.php?tab=1&page=3.0.0](https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/local_storms_es/navmenu.php?tab=1&page=3.0.0)>. Acesso em: 24 junho 2022.

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

THOMPSON, R. L.; SMITH, B. T.; GRAMS, J. S.; DEAN, A. R.; BROYLES, C. Convective modes for significant severe thunderstorms in the contiguous united states. part ii: Supercell and qlcs tornado environments. **Weather and Forecasting**, v. 27, n. 5, p. 1136–1154, 2012.

TOCHIMOTO, E.; NIINO, H. Structural and Environmental Characteristics of Extratropical Cyclones that Cause Tornado Outbreaks in the Warm Sector: A Composite Study. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 3, p. 945-969, 2016.

TOCHIMOTO, E.; NIINO, H. Structural and Environmental Characteristics of Extratropical Cyclones Associated with Tornado Outbreaks in the Warm Sector: An Idealized Numerical Study. **Monthly Weather Review**, v. 145, n.1, p. 117-136, 2017.

TOLEDO, D. R. **Ambiente atmosférico associado ao tornado ocorrido na cidade de Indaiatuba/SP no dia 24 de maio de 2005**. 2017. 92f. Dissertação (Mestre em Meteorologia). Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, Rio Grande do Sul, 2017.

TOLEDO, D. R.; CORREIA, M. F.; PALENZUELA, Y. G.; SILVA ARAGÃO, M. R.; 2020. Acoplamento dos Jatos de Altos e Baixos Níveis no Desenvolvimento de uma Tempestade Tornádica na Cidade de Taquarituba, São Paulo. **Meteorologia e Recursos Naturais**. 1ed. Campina Grande: ADUFCG, 3, p. 23-30.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 682-703, 1979.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M.A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E.J. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, n. 1, v. 87, p. 63-78, 2006.

VILAR, R. D. A. A; Correia M. F.; Aragão M. R. S.; Almeida J. M. V. Condições de tempo severo e formação de tornados em Brasília-DF: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v.13, n.07, 3219-3233, 2020.

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

WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 9, p. 1452-1472, 2000.

WOLLMANN, C. A.; LENSSE, A. C. A gênese climática dos tornados nos estados da região sul do brasil e São Paulo. **Geo UERJ**, v. 34, e. 40941, p 1-17, 2019.

WRONA, B.; AVOTNIECE, Z. The forecasting of tornado events: the synoptic background of two different tornado case studies. **Meteorology Hydrology and Water Management. Research and Operational Applications**, v. 3, n.1, p. 51-58, 2015.

XIE, B.; FUNG, J.CH; CHAN, A; LAU, A. Evaluation of nonlocal and local planetary bound. layer schemes in the WRF model. **Journal of Geophysical Research**, v. 117, n. D12103, p. 1-26, 2012.

ZHANG, Y.; ZHANG, F.; STENSRUD, D. J.; MENG, Z. Intrinsic predictability of the 20 May 2013 tornadic thunderstorm event in Oklahoma at storm scales. **Monthly Weather Review**, v. 144, n.4, p. 1273-1298, 2016.

ZIPSER, E.; SALIO, P.; NICOLINI, M. Mesoscale convective systems activity during SALLJEX and the relationship with SALLJ events. **CLIVAR exchanges**, v. 9, n. 1, p. 14-18, 2004.