

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

Renan Muiños Parrode de Godoy

**Sistemas Convectivos de Mesoescala em
Eventos de Água Precipitável Extrema em
São Paulo**

São Paulo

2024

Renan Muiños Parrode de Godoy

**Sistemas Convectivos de Mesoescala em
Eventos de Água Precipitável Extrema em
São Paulo**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências. Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Hallak

São Paulo

2024

Dedicado a todos os professores da minha vida, em especial aos meus pais, os professores Laura e Renato, que me ensinaram a aprender quando eu era pequeno, e à minha noiva, a professora Fernanda, cuja determinação e paixão pelo ensino me inspiram diariamente.

Agradecimentos

À minha família, por ter me incentivado a estudar e fornecido os meios para isso.

À minha noiva, por ter me ajudado em todos os percalços da vida acadêmica e ser a minha parceira da vida.

Ao meu orientador, o Prof. Dr. Ricardo Hallak por sua paciência em me ensinar e por suas valiosas contribuições a este trabalho.

Ao cada vez maior grupo BaroclinIA, sempre cooperando e criando as discussões mais diversas, em especial ao Danilo que foi meu parceiro de estudos nas disciplinas.

À CAPES, pelo apoio financeiro.

“Temos um grande problema se não entendermos o planeta que queremos salvar.”

Carl Sagan

Resumo

O principal objetivo deste trabalho é demonstrar a associação entre extremos de água precipitável ($P_{wat} > 48$ mm) e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) intensos durante o verão no estado de São Paulo. Além disso, identificar se há padrões meteorológicos relacionados a esses eventos. Para análise das condições que levaram ao desenvolvimento de quatro eventos convectivos, foram utilizados dados observacionais, análises do modelo Global Forecast System (GFS) e simulações do modelo Weather Research and Forecasting (WRF). Os resultados revelaram padrões sinóticos comuns a todos os casos analisados: uma frente fria semi-estacionária no Oceano Atlântico, um centro de baixa pressão relativa próxima à costa de São Paulo, a presença da Alta da Bolívia e altos valores de θ_e na região. As análises mostraram que os escoamentos em baixos níveis favoreceram a convergência de umidade e, como consequência, o aumento observado de P_{wat} pela radiossondagem do Campo de Marte. Apesar dos valores extremos de P_{wat} , a estação meteorológica de Mirante de Santana não registrou grandes acumulados de precipitação. No entanto, danos socioeconômicos associados aos SCMs foram reportados pela mídia em outras cidades do estado. A simulação do modelo WRF reproduziu o SCM conforme o observado. Testes estatísticos indicaram que a inicialização mais próxima à ocorrência do evento e a parametrização de microfísica Thompson apresentaram os melhores resultados para o caso de 04/01/2019. Diversos índices de instabilidade atmosférica foram calculados e indicaram a instabilidade na região, com o índice Gálvez-Davison destacando-se na estimativa das áreas propensas à convecção.

Palavras-chave: Sistema convectivo de mesoescala, Água precipitável, Weather Research and Forecasting (WRF).

Abstract

The main objective of this work is to demonstrate the association between extreme precipitable water ($P_{wat} > 48$ mm) and intense Mesoscale Convective Systems (MCSs) during the summer in the state of São Paulo. Additionally, to identify if there are meteorological patterns related to these events. For the analysis of the conditions that led to the development of four convective events, observational data, Global Forecast System (GFS) model analyses, and Weather Research and Forecasting (WRF) model simulations were used. The results revealed common synoptic patterns for all analyzed cases: a semi-stationary cold front in the Atlantic Ocean, a center of relative low pressure near the coast of São Paulo, the presence of the Bolivian High, and high values of θ_e in the region. The analyses showed that low-level winds favored moisture convergence and, consequently, the observed increase in P_{wat} by the radiosonde at Campo de Marte. Despite the extreme P_{wat} values, the weather station at Mirante de Santana did not record significant precipitation accumulations. However, socio-economic damages associated with MCSs were reported by the media in other cities in the state. The WRF model simulation reproduced the MCS as observed. Statistical tests indicated that the initialization closest to the event occurrence and the Thompson microphysics parameterization yielded the best results for the case of 04/01/2019. Various indices of atmospheric instability were calculated and indicated instability in the region, with the Gálvez-Davison index standing out in estimating areas prone to convection.

Keywords: Mesoscale convective system, Precipitable water, Weather Research and Forecasting (WRF).

Lista de Siglas

ANA — Agência Nacional de Águas

BRN — *Bulk Richardson Number*

CAPE — Energia potencial convectiva disponível

CCM — Complexo convectivo de mesoescala

CBI — Índice de fluabilidade da coluna

CINE — Energia de inibição convectiva

ENSO — El Niño Southern Oscillation

GDI — Índice Gálvez-Davison

GFS — *Global Forecasting System*

GOES-16 — *Geostationary Operational Environmental Satellite 16*

II — Índice de inversão

INMET — Instituto Nacional de Meteorologia

JBN — Jato de Baixos Níveis

LI — *Lifted Index*

MSLP — Pressão reduzida ao nível médio do mar

MUV — Mais instável com temperatura virtual

MWI — Índice de Estabilização/Aquecimento Troposfera Média

NCE — Nível de Convecção Espontânea

NCL — Nível de Condensação por Levantamento

Pwat — Água precipitável

REDEMÉT — Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica

RMSE — Erro médio quadrático

SCM — Sistema convectivo de mesoescala

SW — Índice Showalter

SWEAT — *Severe Weather Threat Index*

TC — Correção do terreno

VCAN — Vórtice Ciclônico Altos Nives

WRF — *Weather Research and Forecasting*

ZCAS — Zona de Convergência do Atlântico Sul

Lista de Figuras

2.1	Comparação da simulação numérica de tempestades em ambientes com e sem cisalhamento do vento. (a) Perfil vertical da componente zonal do vento na simulação sem cisalhamento. (b) Seção horizontal centrada na tempestade em $t = 30$ minutos. Vetores de vento horizontal relativos à tempestade a 0,2 km de altitude, velocidade vertical a 4,2 km (magenta; intervalo de 10 m s^{-1} a partir de 10 m s^{-1}), concentração de água da chuva a 1,0 km (verde; sombreado $> 2 \text{ g kg}^{-1}$), e a frente de rajada a 0,2 km (perturbação da temperatura potencial de -0,2 K, contorno azul). (c) Seção vertical de A a A' (consulte [b] para as localizações das seções transversais). Vetores de vento relativos à tempestade no plano da seção: o campo de nuvens (cinza; concentração de gelo e água de nuvem superior a 1 g kg^{-1}), hidrometeoros grandes (água da chuva mais graupel mais neve; $> 2 \text{ g kg}^{-1}$ verde sombreado), velocidade vertical (magenta; intervalo de 10 m s^{-1} a partir de 10 m s^{-1}) e a frente de rajada como em (b). (d) Como em (a), mas para a simulação com forte cisalhamento. (e) Como em (b), mas para a simulação com forte cisalhamento em $t = 60$ minutos. (f) Como em (c), mas para a simulação com forte cisalhamento em $t = 60$ minutos. Fonte: Adaptado de Markowski e Richardson (2011)	30
3.1	Domínio utilizado para a simulação do WRF, onde d01 é a grade externa com resolução horizontal de 8.100 m e d02, a interna, de 2.700 m. O sombreado indica a altura topográfica em cada ponto de grade do domínio do modelo WRF.	39

4.1	Boxplots da variação anual de Pwat, apenas para os dias de tempestades, obtido a partir das sondagens do Campo de Marte na cidade de São Paulo.	49
4.2	Imagens do GOES-16 no infravermelho Banda 13 às: (a) 1500, (b) 1700, (c) 2000 e (d) 2300 UTC para o dia 04; (e) 0500, (f) 1200 UTC para 05 de janeiro de 2019. Os quadrados menores indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho). Os retângulos maiores na figura (a) indicam a área utilizada para estimar o tamanho da tempestade de São Paulo e Sorocaba (em azul-claro), Rancharia (em laranja) e estado de São Paulo (em branco).	50
4.3	Série temporal horária entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019 na estação meteorológica do Mirante de Santana. Painel superior: temperatura máxima horária em °C (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em $m s^{-1}$ e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).	51
4.4	Série temporal horária entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019 na estação meteorológica de Sorocaba. Painel superior: temperatura máxima horária em °C (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em $m s^{-1}$ e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).	52
4.5	Série temporal horária entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019 na estação meteorológica de Rancharia. Painel superior: temperatura máxima horária em °C (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em $m s^{-1}$ e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).	52
4.6	Refletividade Max CAPPI do radar de São Roque em 04 de janeiro de 2019 às: (a) 1316, (b) 1616 UTC, (c) 1956 e (d) 2216 UTC. O círculo vermelho indica a posição do radar e os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde) e São Paulo (em azul).	53

- 4.7 Precipitação (mm) acumulada horária do algoritmo MERGE às: (a) 1700, (b) 1900 e (c) 2300 UTC para o dia 04; (d) 0100, (e) 0700 e (f) 1200 UTC para 05 de janeiro de 2019. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. Os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho). 54
- 4.8 Perfil vertical e hodógrafa às 1200 UTC para 04 de janeiro de 2019, plotado em um diagrama pseudo-adiabático Skew T-log p para: (a) SBLO e (b) SBMT. A área vermelha é o CAPE e azul o CIN. A linha contínua verde é a temperatura do ponto de orvalho; a linha contínua vermelha é a temperatura do ar; a linha sólida preta é a temperatura de uma parcela de ar elevada em um processo adiabático seco desde o primeiro nível das radiossondas até o NCL, marcado como um ponto preto, e, em seguida, em um processo adiabático úmido. O vento é representado por barbelas: meia barbelas = $5 m s^{-1}$; barbelas inteiras = $10 m s^{-1}$; bandeirola = $50 m s^{-1}$ 55
- 4.9 Análise do GFS para 04 de janeiro de 2019 às 1200 UTC para: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em m) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de $12 m s^{-1}$); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de $50 m s^{-1}$. 58
- 4.10 Diagrama de Taylor para São Paulo com simulação inicializada em diferentes datas: 2 de janeiro de 2019 às 0000 UTC em verde, 3 de janeiro de 2019 às 0000 UTC em laranja e 3 de janeiro de 2019 às 1800 UTC em azul. A série temporal para os cálculos abrange do dia 04 as 0000 UTC ao dia 05 de janeiro de 2019 às 2300 UTC. A coordenada radial representa o desvio padrão normalizado, a coordenada angular representa o coeficiente de correlação, e os círculos concêntricos indicam o RMSE. A estrela marca o valor observado. 60

4.11	RMSE total para Rancharia, Sorocaba e São Paulo com simulações inicializadas em diferentes datas: 2 de janeiro de 2019 às 0000 UTC em verde, 3 de janeiro de 2019 às 0000 UTC em laranja e 3 de janeiro de 2019 às 1800 UTC em azul. O percentual é em relação à inicialização de 2 de janeiro de 2019 às 0000 UTC.	61
4.12	Diagrama de Taylor para Rancharia com simulação inicializada em 3 de janeiro de 2019 às 1800 UTC utilizando-se diferentes parametrizações de microfísica: Purdue em verde, Thompson em laranja e WSM6 em azul. A série temporal para os cálculos abrange do dia 04 as 0000 UTC ao dia 05 de janeiro de 2019 às 2300 UTC. A coordenada radial representa o desvio padrão normalizado, a coordenada angular representa o coeficiente de correlação, e os círculos concêntricos indicam o RMSE. A estrela marca o valor observado.	62
4.13	RMSE total para Rancharia, Sorocaba e São Paulo com simulação inicializada em 3 de janeiro de 2019 às 0000 UTC utilizando diferentes parametrizações de microfísica: Purdue em verde, Thompson em laranja e WSM6 em azul. O percentual é em relação à parametrização de Purdue.	63
4.14	Análise do WRF d01 para 04 de janeiro de 2019 às 1200 UTC de: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de $12 m s^{-1}$); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de $50 m s^{-1}$	64
4.15	Fluxo de umidade específica integrado na vertical e seu divergente para os resultados da simulação do WRF d01 às: (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC para o dia 04; (c) 0000 UTC e (d) 0700 UTC para 05 de janeiro de 2019.	65
4.16	Temperatura de brilho ($^{\circ}C$) da simulação do WRF d02 às: (a) 1500, (b) 1700, (c) 2000 e (d) 2300 UTC para o dia 04 e; (e) 0500, (f) 1200 UTC para 05 de janeiro de 2019. Os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho).	67

4.17	Série temporal horária do tamanho da tempestade (km^2) do GOES-16 e as duas grades do WRF, considerando os pontos de grade com temperatura de brilho ≤ -70 °C, das 0900 UTC do dia 04 às 1200 UTC do dia 05 de janeiro de 2019.	68
4.18	Refletividade (dBZ) calculada com as soluções da simulação do WRF d02 às: (a) 1300, (b) 1700, (c) 2200 e (d) 2200 UTC para o dia 04 e; (e) 0100 e (f) 0530 UTC para 05 de janeiro de 2019. Os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho).	69
4.19	Precipitação (mm) acumulada horária da simulação do WRF d02 às: (a) 1700, (b) 1900 e (c) 2300 UTC para o dia 04; (d) 0100, (e) 0500 e (f) 1100 UTC para 05 de janeiro de 2019. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. Os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho).	70
4.20	GDI para a simulação do modelo WRF d02 e GFS: (a, c) às 1800 UTC do dia 04 de janeiro e (b, d) às 0600 UTC do dia 05 de janeiro de 2019.	71
4.21	Índice de instabilidade LI e SWISS para a simulação do modelo WRF d02: (a, c) às 1800 UTC do dia 04 de janeiro e (b, d) às 0600 UTC do dia 05 de janeiro de 2019.	72
4.22	Índice de instabilidade Showalter e K para a simulação do modelo WRF d02: (a, c) às 1800 UTC do dia 04 de janeiro e (b, d) às 0600 UTC do dia 05 de janeiro de 2019.	73
4.23	Secção vertical na direção noroeste da simulação do WRF d02, utilizando-se a parametrização Thompson, exibindo a temperatura potencial equivalente em K (sombreado colorido), refletividade em dBZ (linhas azuis), vento em $m s^{-1}$ (vetores) e superfície (sombreado marrom). Às (a) 1200 UTC, (b) 1430 UTC, (c) 1700 UTC e (d) 1730 UTC do dia 04 de janeiro de 2019. A linha vermelha no destaque indica a posição da secção vertical. A linha vermelha na figura indica a posição da frente de rajada. O sombreado em verde marca a posição da cidade de Sorocaba.	75

4.24	Secção vertical na direção noroeste da simulação do WRF d02, utilizando-se a parametrização Thompson, exibindo a temperatura potencial equivalente em K (sombreado colorido), refletividade em dBZ (linhas azuis), vento em $m s^{-1}$ (vetores) e superfície (sombreado marrom). Às (a) 0100 UTC e (b) 0500 do dia 04 de janeiro de 2019. A linha vermelha no destaque indica a posição do da secção vertical. O sombreado em vermelho marca a posição da cidade de Rancharia.	76
4.25	Série temporal horária do vento ($m s^{-1}$) em 925 hPa da simulação do WRF d02 para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas verticais indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.	76
4.26	Série temporal horária de temperatura ($^{\circ}C$), ponto de orvalho em superfície ($^{\circ}C$) e MSLP (hPa), da simulação do WRF d02 para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas verticais indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades. Região sombreada horizontal em azul indica vento predominante do quadrante Sul.	77
4.27	Série temporal horária do GDI e precipitação (mm) para a simulação do WRF d02, para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas na vertical indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.	77
4.28	Série temporal horária de Pwat (mm) e temperatura potencial equivalente (K) em 850 hPa com a simulação do WRF d02, para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas na vertical indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.	78

4.29	Série temporal horária do MUVCAPE em escala linear a esquerda e MUVBRN na escala logarítmica a direita, da simulação do WRF d02 para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), de 04 a 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades. Região sombreada em laranja indica valores de desenvolvimento de super-células pelo MUVBRN.	79
4.30	Série temporal horária do MUVLI, MUVSWISS e MUVSW com a simulação do WRF d02, para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.	80
4.31	Série temporal horária do MUVSWEAT e MUVKI com a simulação do WRF d02, para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.	80
4.32	Imagens do GOES-16 no infravermelho Banda 13 às: (a) 1600, (b) 2000 e (c) 2200 UTC para o dia 12; (d) 0500 UTC para 13 de janeiro de 2020. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	82
4.33	Série horária entre 0000 UTC de 11 de janeiro de 2020 e 0000 UTC de 13 de janeiro de 2020 na estação meteorológica do Mirante de Santana. Painel superior: temperatura máxima horária em °C (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em $m s^{-1}$ e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).	83
4.34	Refletividade Max CAPPI do radar de São Roque em 12 de janeiro de 2020 às: (a) 1916, (b) 2056, (c) 2156 e (d) 2356 UTC. O círculo vermelho indica a posição do radar e o quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	84

4.35	Precipitação (mm) acumulada horária do algoritmo MERGE às: (a) 1600, (b) 2000 e (c) 2100 e (d) 2200 UTC para o dia 12 de janeiro de 2020. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	85
4.36	Análise do GFS para 12 de janeiro de 2020 às 1200 UTC de: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de 12 m s^{-1}); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de 50 m s^{-1} .	86
4.37	Imagens do GOES-16 no infravermelho Banda 13 às: (a) 1600, (b) 1900 e (c) 2200 UTC para o dia 01; (d) 0500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC para 02 de fevereiro de 2020. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	87
4.38	Série horária entre 0000 UTC de 02 de fevereiro de 2020 e 0000 UTC de 03 de fevereiro de 2020 na estação meteorológica do Mirante de Santana. Painel superior: temperatura máxima horária em °C (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em m s^{-1} e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).	88
4.39	Refletividade Max CAPPI do radar de São Roque em 01 de fevereiro de 2020 às: (a) 1536, (b) 1856, (c) 2136 UTC e dia 02 às (d) 1836, (e) 2036 e (f) 2256 UTC. O círculo vermelho indica a posição do radar e o quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	89
4.40	Precipitação (mm) acumulada horária do algoritmo MERGE às: (a) 1900 e (b) 2200 UTC para o dia 01; (c) 1900 e (d) 2300 UTC para o dia 02 de fevereiro de 2020. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	90

4.41	Análise do GFS para 01 de fevereiro de 2020 às 1200 UTC de: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de $12 m s^{-1}$); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de $50 m s^{-1}$.	91
4.42	Imagens do GOES-16 no infravermelho Banda 13 às: (a) 0600, (b) 1600 e (c) 2000 UTC para o dia 26; (d) 0200 UTC para 27 de fevereiro de 2020. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	92
4.43	Série horária entre 0000 UTC de 26 de fevereiro de 2020 e 0000 UTC de 28 de fevereiro de 2020 na estação meteorológica do Mirante de Santana. Painel superior: temperatura máxima horária em °C (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em $m s^{-1}$ e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).	93
4.44	Refletividade Max CAPPI do radar de São Roque em 26 de fevereiro de 2020 às: (a) 1236, (b) 1556 e (c) 1936 UTC e dia 27 às (d) 0036 UTC. O círculo vermelho indica a posição do radar e o quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	94
4.45	Precipitação (mm) acumulada horária do algoritmo MERGE às: (a) 2100 e (b) 2300 UTC para o dia 25; (c) 1300 e (d) 1700 UTC para o dia o 26 de fevereiro de 2020. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.	95

- 4.46 Análise do GFS para 25 de fevereiro de 2020 às 1200 UTC de: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de 12 m s^{-1}); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de 50 m s^{-1} . 96
- 5.1 Esquema conceitual dos sistemas atmosféricos atuantes nos casos de extremo de Pwat. As setas indicam os ventos da baixa troposfera. O sombreado vermelho indica região com maior θ_e . A região de baixa pressão relativa é indicada pelo "B" em azul, com setas indicando giro ciclônico dos ventos. A frente fria é indicada pela linha azul sólida, com triângulos azuis que apontam para o ar mais quente 99

Lista de Tabelas

3.1	Configuração geral da simulação do modelo WRF	40
3.2	Valores do GDI e o tipo de convecção associado.	47

Sumário

1. Introdução	24
1.1 Objetivos	26
2. Revisão Bibliográfica	28
2.1 Sistemas Convectivos de Mesoescala	28
2.2 Índices de Instabilidade	31
3. Dados e Metodologia	35
3.1 Dados	35
3.2 Seleção de casos	36
3.3 Modelo WRF	36
3.3.1 Configurações do WRF	38
3.4 Métricas Estatísticas	38
3.5 Variáveis Meteorológicas de Interesse	40
3.5.1 Índice K	40
3.5.2 <i>Severe Weather Threat Index</i> (SWEAT)	41
3.5.3 Índice Showalter (SW)	41
3.5.4 <i>Lifted Index</i> (LI)	42
3.5.5 Índice SWISS	42
3.5.6 <i>Bulk Richardson Number</i> (BRN)	42
3.5.7 Água Precipitável (Pwat)	43
3.5.8 Fluxo de umidade integrado (\vec{Q})	43
3.5.9 Temperatura Potencial Equivalente (θ_e)	44
3.5.10 Índice Gálvez-Davison (GDI)	44

3.5.10.1	Índice de fluutuabilidade da coluna (CBI)	45
3.5.10.2	Índice de Estabilização/Aquecimento Troposfera Média (MWI)	45
3.5.10.3	Índice de inversão (II)	46
3.5.10.4	Correção do terreno (TC)	46
4.	<i>Resultados e Discussão</i>	48
4.1	Pwat Segundo as Sondagens do Campo de Marte	48
4.2	Caso 2019-01-04	48
4.2.1	Dados Observados	48
4.2.1.1	Satélite GOES-16	49
4.2.1.2	Estações Meteorológicas	51
4.2.1.3	Radar	51
4.2.1.4	Campos de Estimativa de Precipitação do Produto MERGE	54
4.2.1.5	Diagramas Skew T-log p das Radiossondagens Atmosféricas	55
4.2.2	Análises Sinóticas dos Campos do Modelo GFS	56
4.2.3	Análise das Simulações do WRF	59
4.2.4	Análise dos Campos da Simulação do WRF Utilizando-se a Parame- trização Thompson	63
4.2.5	Índices de Instabilidade	69
4.2.6	Análise Local	72
4.3	Caso 2020-01-12	81
4.3.1	Dados Observados	81
4.3.2	Análises do Modelo GFS	82
4.4	Caso 2020-02-01	83
4.4.1	Dados Observados	83
4.4.2	Análises do Modelo GFS	87
4.5	Caso 2020-02-26	88
4.5.1	Dados Observados	88
4.5.2	Análises do Modelo GFS	92
5.	<i>Considerações Finais</i>	97
5.1	Sugestões para Trabalhos Futuros	100

Referências 102

Introdução

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs - Houze, 2004) são definidos como fenômenos convectivos com dimensões horizontais entre 20 e 2000 km que duram de algumas horas a alguns dias (Orlanski, 1975). Apesar de muito importantes para as regiões subtropicais do globo, esses sistemas têm sido mais frequentemente estudados nas regiões tropicais e de latitudes médias. Nas regiões tropicais, contribuem com grandes quantidades da precipitação anual, como, por exemplo, até 70% da precipitação no Congo e em várias áreas da América Central (Nesbitt et al., 2006). Na Bacia do Rio da Prata, já em latitudes médias, durante o verão, os SCMs são muito relevantes, contribuindo com até 90% da precipitação (Nesbitt et al., 2006), sendo que muitos desses sistemas estão associados a eventos de precipitação extrema (Liu e Zipser, 2015).

Como em qualquer fenômeno associado à convecção profunda, a umidade atmosférica desempenha um papel fundamental na formação dos SCMs, sendo particularmente importante nas regiões tropicais (Raymond, 2000). A água precipitável (P_{wat}) corresponde ao vapor de água integrado verticalmente na troposfera, sendo assim diretamente relacionada com a umidade atmosférica, e com grandes quantidades de precipitação nas regiões tropicais (Zeng, 1999; Bretherton et al., 2004; Kim et al., 2022). Estes trabalhos induzem a hipótese de que altas concentrações de P_{wat} possam estar diretamente correlacionadas com a severidade das tempestades e sistemas de aglomerados convectivos profundos.

Embora as tempestades de mesoescala possam ser qualquer um dos SCMs (que correspondem a um conjunto de agregados de nuvens *cumulonimbus* em diferentes fases de seus ciclos de vida — iniciação, intensificação, maturação e decaimento), pesquisas iniciais com modelagem de nuvens *cumulus* profundas lidavam apenas com células isoladas, como em Weisman e Klemp (1982, 1984). No entanto, esses estudos obtiveram resultados impor-

tantes e, desde então, fornecem uma base para estudos posteriores como, por exemplo, o caso de célula isolada associada à queda de granizo observada na cidade de Barracão/PR em julho de 2016, analisada em [Beal et al. \(2020\)](#).

Em relação aos aglomerados convectivos, poucos estudos foram desenvolvidos para as regiões subtropicais do Brasil. Nesse sentido, modelos numéricos regionais mais avançados da atmosfera, como o WRF, são ferramentas importantes porque foram desenvolvidas para reproduzir uma ampla gama de sistemas atmosféricos. Isto compreende desde turbilhões de camadas limite planetárias, até vórtices e sistemas frontais de grandes dimensões espaciais e longa duração no tempo, incluindo a mesoescala. Atualmente, modelos numéricos regionais são indispensáveis para o estudo de sistemas meteorológicos precipitantes e convecção úmida profunda, dada a dificuldade de obtenção de medidas atmosféricas com resoluções espaciais e temporais adequadas para a escala de nuvens convectivas ([Romatschke e Houze, 2010](#)).

De acordo com ([Yano et al., 2018](#)), os modelos globais de múltiplos centros meteorológicos já operam com espaçamento de grades menores do que 2 km, sendo capazes de resolver a convecção multicelular dos SCMs. No entanto, os autores demonstraram que este é um regime de movimentos muito mais complexo do que a escala sinótica. Essa maior complexidade decorre do fato de que, nessa escala, o equilíbrio hidrostático não é mais válido, e a dinâmica ganha uma dimensão adicional, a vertical, tornando a solução significativamente mais difícil.

Vale ressaltar que, apesar das melhorias nas resoluções dos modelos, a previsão de precipitação é especialmente desafiadora em qualquer escala espaço-temporal, tendo um desempenho pior em relação às demais variáveis do núcleo dinâmico dos modelos ([Robber et al., 2004](#)). Além dos erros relacionados à quantidade de precipitação, [Hallak e Pereira Filho \(2011\)](#) demonstram que as soluções de modelos numéricos para precipitação, mesmo em alta resolução espacial, também apresentam erros associados à fase, ou seja, o posicionamento dos sistemas precipitantes.

Em termos de previsibilidade, sistemas convectivos têm um horizonte de previsão geralmente limitado a algumas horas, a menos que estejam em situações fortemente influenciadas por um regime sinótico ([Yano et al., 2018](#)). Ainda assim, a previsão de um fenômeno nessa escala tem caráter probabilístico, o que implica que é difícil determinar com certeza quando e onde esses fenômenos ocorrerão. Em vez disso, é melhor prever esses sistemas

como uma distribuição de probabilidade no tempo e no espaço derivada de um conjunto de simulações (Yano et al., 2018), método denominado de previsão por conjuntos, resultando em um aumento considerável do custo computacional.

O estado de São Paulo está inserido na Região Hidrográfica do Paraná (Uma sub-bacia da bacia do rio da Prata), que, conforme a Agência Nacional de Águas (ANA, 2015), possui uma área de 879.873 km² e abriga mais de 60 milhões de habitantes (quase um terço da população do Brasil), com 93% deles vivendo em áreas urbanas. Os grandes centros urbanos geram uma grande pressão sobre a Bacia do Rio Paraná, tanto na demanda por água tratada quanto na contaminação dos corpos d'água. Essa pressão estende-se também às áreas rurais, onde apenas uma pequena fração das florestas originais pode ser encontrada em pequenos fragmentos distribuídos por toda a Bacia. Assim, a região possui a maior demanda por recursos hídricos do país, atingindo 736 m³.s⁻¹, principalmente para irrigação (42%) e indústria (28%) (ANA, 2015). A região também é responsável pela maior parte da eletricidade e bioenergia produzida no Brasil, com uma participação expressiva na produção nacional de alimentos. Isso torna a economia do país altamente dependente do comportamento climático da região.

Além disso, São Paulo está localizado na faixa subtropical do continente sul-americano, apresentando um clima monçônico, com verões úmidos e invernos secos (Carvalho e Cavalcanti, 2016). Sistemas Convectivos de Mesoescala são frequentemente observados em São Paulo ou nas suas proximidades, que geralmente apresentam algum grau de severidade devido às condições de uso e ocupação do solo dessa região densamente populada, com destaque para a Região Metropolitana de São Paulo (e.g., Silva dias, 1987; Pereira Filho et al., 1991; Durkee e Mote, 2010; Silva Dias, 2011; Farias e Pereira Filho, 2013; Vemado et al., 2016).

1.1 Objetivos

Considerando o significativo impacto dos Sistemas Convectivos de Mesoescala no estado de São Paulo, o principal objetivo deste trabalho é analisar a intensidade dos SCMs associados a valores extremos de água precipitável para responder se a variável Pwat pode ou não ter valor preditivo para a severidade dos SCMs analisados. Os objetivos decorrentes do principal são:

-
1. Obter uma análise diagnóstica da atmosfera na escala sinótica e em mesoescala para os casos com a presença de alto valor de P_{wat} precedente à ocorrência de um SCM;
 2. Encontrar padrões e tendências consistentes nas condições atmosféricas que precedem a formação dos SCMs em 4 diferentes casos observados;
 3. Avaliar diferentes configurações para as simulações com o modelo WRF;
 4. Analisar a eficácia de alguns índices de instabilidade na identificação das tempestades estudadas.

Revisão Bibliográfica

2.1 *Sistemas Convectivos de Mesoescala*

[Schumacher e Rasmussen \(2020\)](#) compilaram as pesquisas mais recentes sobre SCMs, revisando sua formação, climatologia e consequências perante as mudanças climáticas. O trabalho demonstra que, com a análise dos satélites disponibilizados no final do século XX, foi possível observar a distribuição espacial dos SCMs, sendo de extrema importância nos trópicos e subtropicais para a distribuição da precipitação, representando mais da metade da precipitação anual sobre essas regiões. Na Bacia do rio da Prata, por exemplo, os SCMs são responsáveis por até 95% da precipitação durante o verão ([Rasmussen et al., 2016](#)).

Os principais ingredientes necessários para a formação dos SCMs são praticamente os mesmos da convecção profunda isolada. Primeiramente, é essencial a presença de umidade abundante na média e baixa troposfera. Quando o ar úmido é elevado, ele se expande, resfria e, ao atingir a saturação, a umidade é condensada, formando as nuvens (as quais são partículas de água líquida ou gelo). Esse processo libera calor latente, aquecendo o ar e, assim, impulsionando ainda mais o movimento ascendente ([Grabowski e Morrison, 2021](#)).

A forte instabilidade vertical atmosférica também desempenha um papel crucial na formação e manutenção dos SCMs. Isso significa que há uma diferença significativa de temperatura e umidade entre a superfície e as camadas superiores da atmosfera. No entanto, é importante notar que, idealmente, na baixa troposfera deve haver uma pequena camada estável, caso contrário, a convecção será generalizada, porém, fraca ([Doswell III, 2001](#); [Stull, 2015](#)).

Na situação condicionalmente instável, é necessário um mecanismo de levantamento

inicial, que deve elevar as parcelas de ar acima do Nível de Convecção Espontânea (NCE). Após esse processo, o ar quente e úmido irá acelerar rapidamente na vertical (Doswell et al., 1996), gerando nuvens profundas. O levantamento pode ser provocado por vários fatores, como a presença de uma frente meteorológica associada a ciclones extratropicais, a convergência de ventos em níveis próximos à superfície, a topografia local como barreira aos ventos horizontais, entre outros elementos (Markowski e Richardson, 2011).

Houze (2004) descreve que os SCMs tradicionalmente se propagam pela “dinâmica da piscina fria”. Através da evaporação da chuva, as parcelas de ar resfriam-se e descendem, criando uma região mais fria abaixo da tempestade. Nesse processo, a corrente de ar descendente da tempestade intensifica-se e forma a frente de rajada, que atua como um mecanismo de levantamento, elevando a camada de ar próxima da superfície. Considerando o ambiente condicionalmente instável, se o levantamento for suficiente para alcançar o NCE, resultará então no desenvolvimento de novas células convectivas adjacentes à tempestade.

No entanto, um fator crítico que diferencia os SCMs de tempestades isoladas é o cisalhamento vertical do vento, sendo fundamental para organizar a convecção isolada em sistemas de maior escala (Markowski e Richardson, 2011). Na **Figura 2.1b**, observa-se por meio de uma simulação idealizada, que no ambiente sem cisalhamento a piscina fria se espalha circularmente em todas as direções abaixo da corrente ascendente e logo enfraquece o movimento ascendente, conduzindo o sistema à dissipação. Já para o caso com cisalhamento do vento (**Figura 2.1e**), a piscina fria se desloca para atrás da corrente ascendente e intensifica-se, dessa forma criando o mecanismo de retroalimentação.

Schumacher e Rasmussen (2020) afirmam que, enquanto a corrente ascendente e o cisalhamento do vento estiverem intensos e em equilíbrio, o sistema continuará a gerar mais células convectivas. Entretanto, um excesso de cisalhamento pode ser prejudicial para correntes ascendentes em ambientes de instabilidade moderada, possibilitando entranhamento em excesso nos níveis médios, o que inibe a convecção, já que o ar mais seco favorece a evaporação e, portanto, a dissipação de nuvens.

Os SCMs são frequentes no Brasil, e podem assumir diferentes formas. Por exemplo, em um estudo pioneiro realizado por Velasco e Fritsch (1987), obteve-se uma climatologia inicial dos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) nas Américas com o uso de dados de satélites e radiossondas. Os resultados mostram que a frequência de ocorrência desses sistemas é semelhante tanto na América do Norte quanto na América do Sul, porém, os

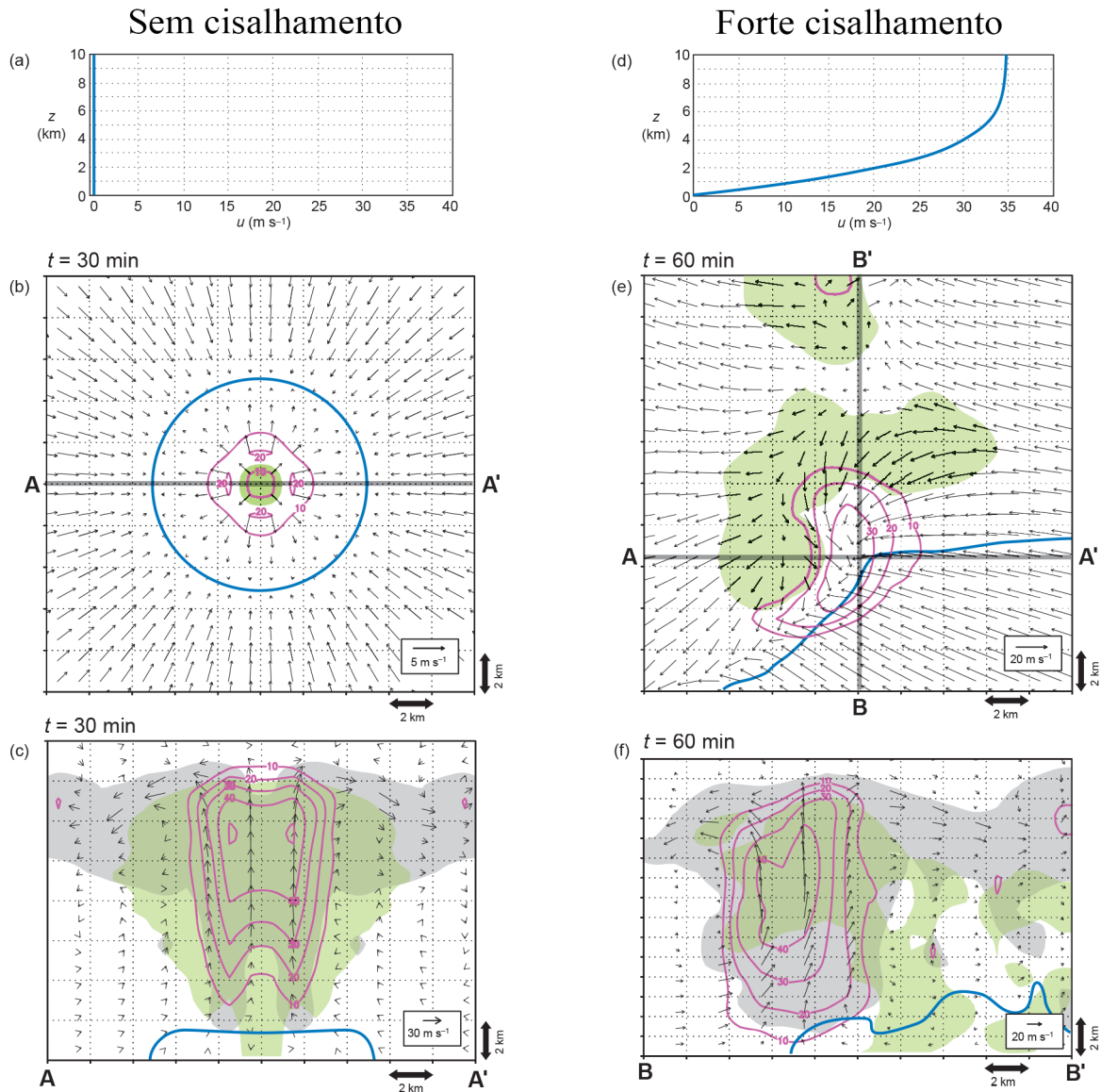


Figura 2.1: Comparação da simulação numérica de tempestades em ambientes com e sem cisalhamento do vento. (a) Perfil vertical da componente zonal do vento na simulação sem cisalhamento. (b) Seção horizontal centrada na tempestade em $t = 30$ minutos. Vetores de vento horizontal relativos à tempestade a 0,2 km de altitude, velocidade vertical a 4,2 km (magenta; intervalo de $10 m s^{-1}$ a partir de $10 m s^{-1}$), concentração de água da chuva a 1,0 km (verde; sombreado $> 2 g kg^{-1}$), e a frente de rajada a 0,2 km (perturbação da temperatura potencial de $-0,2 K$, contorno azul). (c) Seção vertical de A a A' (consulte [b] para as localizações das seções transversais). Vetores de vento relativos à tempestade no plano da seção: o campo de nuvens (cinza; concentração de gelo e água de nuvem superior a $1 g kg^{-1}$), hidrometeoros grandes (água da chuva mais graupel mais neve; $> 2 g kg^{-1}$ verde sombreado), velocidade vertical (magenta; intervalo de $10 m s^{-1}$ a partir de $10 m s^{-1}$) e a frente de rajada como em (b). (d) Como em (a), mas para a simulação com forte cisalhamento. (e) Como em (b), mas para a simulação com forte cisalhamento em $t = 60$ minutos. (f) Como em (c), mas para a simulação com forte cisalhamento em $t = 60$ minutos. Fonte: Adaptado de Markowski e Richardson (2011)

sistemas sul-americanos são cerca de 60% maiores. Esses sistemas geralmente se formam a leste de cordilheiras em latitudes médias, associado com o transporte de umidade do jato de baixos níveis. [Durkee et al. \(2009\)](#) estimam que, para a região da bacia do Prata, a chuva é fortemente modulada pelos CCMs, contribuindo substancialmente para precipitação total durante a estação chuvosa. Além dos CCMs, esse ambiente também é propício para a formação de tempestades sem uma estrutura bem definida, conforme analisado por [Anabor et al. \(2008\)](#). Alguns SCMs têm origem na região da bacia do Prata e deslocam-se para norte\noroeste sobre a influência de um anticiclone do tipo transiente próximo à costa do Brasil.

Os SCMs estão frequentemente associados a grande quantidade de precipitação, que podem ocorrer de forma súbita (alta taxa de precipitação). Isso, por sua vez, pode resultar em inundações repentinas e, nos casos mais intensos, esses sistemas geram granizo e ventos fortes à superfície, que podem danificar fortemente a área afetada. Por exemplo, um desses eventos desmatou inúmeras árvores na floresta amazônica ([Negrón-Juárez et al., 2010](#)). Além disso, [Faria et al. \(2023\)](#) analisaram a ocorrência de uma linha de instabilidade associada a um ciclone extratropical explosivo, ocasionando perdas econômicas e até de vidas no estado de Santa Catarina.

Outro exemplo notável foi uma sequência de SCMs que ocorreram em nove dias consecutivos na região sudeste do Brasil, analisado por [Rehbein et al. \(2018\)](#). Esses eventos incluíram alta taxa de precipitação, com microexplosões e ocorrência de pelo menos um tornado, resultando em fatalidades. Os SCMs estavam associados a uma intensa advecção de umidade da Amazônia pelo JBN, que normalmente se direciona para o norte da Argentina, mas neste caso, foi desviado para o estado de São Paulo devido à passagem de ciclones extratropicais mais ao sul do estado sobre o Oceano Atlântico.

2.2 Índices de Instabilidade

As variáveis e índices de instabilidade atmosféricos oferecem informações valiosas sobre a potencialidade da atmosfera para desenvolver atividade convectiva, como tempestades e tornados. As variáveis meteorológicas básicas, como temperatura, umidade e vento, servem como base fundamental para calcular esses índices ([Nascimento, 2005](#)).

A teoria da parcela levantada é geralmente utilizada para calcular os índices de instabi-

lidade (Bjerknes, 1938 apud Manzato e Morgan Jr, 2003). A teoria supõe que uma parcela de ar úmido possa ser levantada adiabaticamente, ou seja, sem se misturar com o ambiente, conservando sua temperatura potencial até atingir a saturação. Este nível é chamado de nível de condensação por levantamento (NCL). A partir dele, a parcela é levantada pseudo-adiabaticamente, ou seja, conservando somente a temperatura potencial equivalente e de bulbo úmido. Se a parcela levantada tornar-se mais leve que o seu ambiente, é determinado o nível de convecção espontânea (NCE), onde a parcela adquire flutuabilidade positiva e determina então um perfil vertical potencialmente instável. A parcela continuará ascendendo espontaneamente até chegar ao nível de equilíbrio, momento em que a densidade da parcela se torna igual à densidade do ambiente (Wallace e Hobbs, 2006). Apesar de suas simplificações, essa teoria permite classificar a instabilidade potencial de perfis verticais da atmosfera, o que fornece informações valiosas sobre eventos convectivos profundos (Manzato e Morgan Jr, 2003). Do ponto de vista prático, normalmente a parcela mais próxima da superfície é levantada, porém, também é interessante analisar o levantamento da chamada Parcela Mais Instável (*Most Unstable Parcel* — MUP) encontrada nos níveis mais próximos à superfície, pois esta exibe o maior potencial convectivo. A escolha da MUP é algo relativamente arbitrário e pode ser realizado por diversos métodos.

Por exemplo, Manzato e Morgan Jr (2003) descrevem uma metodologia para selecionar a MUP considerando uma camada de 30 hPa de espessura com temperatura potencial equivalente máxima nos níveis inferiores da troposfera. Assim, esta parcela consegue manter o maior potencial convectivo e, em paralelo, diminui a sensibilidade do cálculo da instabilidade em relação às grandes variações de temperatura nos baixos níveis devido ao ciclo de aquecimento diurno da superfície. Aplicando esta metodologia em alguns índices de instabilidade termodinâmicos, Manzato (2003) encontrou melhores resultados para prever tempestades. O autor também recomenda utilizar a temperatura virtual no lugar da temperatura do ar nos cálculos, para incorporar a umidade na equação de estado e, como consequência, aprimorar o resultado final. No escopo deste estudo, os índices mais instáveis referem-se a este método, sendo designados pelo acrônimo MUV que corresponde a “*Most Unstable Virtual temperature*”.

Nascimento (2005) descreve que índices de instabilidade são capazes de analisar dois aspectos principais: a cinemática, relacionada ao comportamento do vento, especificamente ao cisalhamento do vento, que influencia a rotação das massas de ar e a formação de tem-

pestades rotacionais, como supercélulas e tornados; e a termodinâmica, que se baseia na diferença de temperatura entre camadas específicas da atmosfera e fornece informações sobre a rapidez com que as parcelas de ar podem acelerar verticalmente, afetando a intensidade e a severidade das tempestades.

No entanto, [Hallak e Pereira Filho \(2012\)](#) destacam não apenas a importância dos índices de instabilidade, mas também os desafios associados ao seu uso. Apesar da utilidade diagnóstica desses índices, muitos deles carecem de embasamento científico sólido para serem considerados prognósticos confiáveis, pois foram criados sem uma base física clara, combinando variáveis de forma arbitrária. Portanto, os autores afirmam que, devido à complexidade inerente da convecção atmosférica, utilizar esses índices sem um suporte físico ou estatístico adequado pode resultar em conclusões incorretas e erros significativos nas previsões meteorológicas.

Os índices de instabilidade tradicionais, como o Total Totals (TT - [Miller, 1975](#)), o *Lifted Index* (LI - [Galway, 1956](#)) e o índice K ([George, 1960](#)), são amplamente utilizados no Brasil. Por exemplo, [do Carmo et al. \(2019\)](#) utilizaram dados de radiossondas atmosféricas, entre 1996 e 2014 na região sul e sudeste do Brasil, para o cálculo dos índices de instabilidade. Ao classificar as chuvas em categorias de fraca, moderada e intensa, os autores identificaram que os índices TT, K e Severe Weather Threat (SWET - [Miller, 1975](#)) foram eficazes em identificar os casos de chuvas moderadas a intensas. Por outro lado, os índices LI, CAPE e Showalter ([Showalter, 1947](#)) não conseguiram capturar adequadamente a instabilidade atmosférica associada a sistemas frontais. O estudo ainda sugere avaliar os valores que ultrapassam os limiares dos índices concomitantemente, para obter uma análise mais robusta.

[da Silva Cardoso et al. \(2022\)](#) empregaram dados dos satélites NOAA-18 e NOAA-19 para calcular os índices termodinâmicos em Belém-PA. O estudo destacou os índices K e TT como melhores preditores para as chuvas a curto prazo, enquanto o CAPE mostrou-se inadequado para previsões. Os autores ainda ressaltam que, para região tropical, é necessário adaptar novos valores de limiares dos índices para indicar o potencial convectivo na região.

Os índices termodinâmicos também são utilizados em outras regiões tropicais do mundo. [Chakraborty et al. \(2018\)](#), por exemplo, apresentam uma análise abrangente da instabilidade atmosférica na região de Gadanki, Índia, ao longo de um período de 11 anos. Utili-

zando dados de sondagens atmosféricas de alta resolução, o estudo investigou a variação diurna, sazonal e de longo prazo de diversos índices de instabilidade, incluindo CAPE, CINE, LI, K, TT entre outros. Os resultados revelaram uma forte variabilidade diurna na instabilidade atmosférica, com picos entre 1100 e 1800 no horário local. Sazonalmente, o índice TT apresentou maiores valores durante a pré-moção, associados a intensas convecções observadas. Além disso, observaram, ao longo do período estudado, uma tendência de diminuição da instabilidade potencial indicada pelos índices.

No entanto, é importante destacar que esses índices foram originalmente desenvolvidos para serem aplicados nas latitudes médias e apresentam limitações significativas quando usados para analisar a convecção atmosférica nos trópicos. Além disso, de acordo com [Hallak e Pereira Filho \(2012\)](#), os limiares definidos a esses índices não foram analisados com devido rigor científico nas condições climatológicas brasileiras, como definido em outras regiões do mundo ([Haklander e Van Delden, 2003](#); [Manzato, 2003](#)).

Pelo fato de que a precisão desses índices não é satisfatória para regiões tropicais, [Gálvez e Davison \(2016\)](#) desenvolveram o Índice Gálvez-Davison (GDI), que leva em consideração variáveis termodinâmicas, as quais são mais relevantes para o desenvolvimento da convecção úmida. Estudos que empregaram o GDI demonstraram a capacidade de análise robusta do índice ([Alber et al., 2021](#)) e forte correlação com as tempestades em regiões tropicais ([Miller et al., 2019](#)).

Mais detalhes sobre o cálculo dos índices de instabilidade e outras variáveis meteorológicas de interesse são abordados no capítulo a seguir.

Dados e Metodologia

3.1 Dados

As análises do modelo Global Forecasting System (GFS)¹ são utilizadas com espaçamento de grade de aproximadamente 25 km, para a examinar as condições sinóticas predominantes e como condições iniciais e de contorno para as simulações numéricas do modelo WRF. Os dados GFS estão disponíveis a cada 6 horas em coordenadas isobáricas entre 1000 e 1 hPa.

O presente estudo utiliza imagens no canal infravermelho do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-16)², processadas por meio de algoritmos na linguagem Python. Os dados de precipitação utilizados são provenientes do Merge³, um produto que estima a precipitação por meio de dados combinados de satélites e pluviômetros, com resolução horizontal de 5 km e resolução temporal de uma hora (Rozante et al., 2010).

Para aprimorar ainda mais a análise diagnóstica, são incorporados dados de diferentes fontes, incluindo estações meteorológicas automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)⁴, imagens de refletividade (Max CAPPI) do Radar de São Roque da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET)⁵, e radiossondas obtidas do banco de dados de sondagem do ar superior da Universidade de Wyoming⁶.

¹ Disponível em: <https://rda.ucar.edu/datasets/ds084.1/>

² Disponível em: <https://noaa-goes16.s3.amazonaws.com/index.html>

³ Disponível em: <http://ftp.cptec.inpe.br/modelos/tempo/MERGE/GPM/HOURLY/>

⁴ Disponível em: <https://portal.inmet.gov.br/dadoshistoricos>

⁵ Disponível em: <http://redemet.aer.mil.br>

⁶ Disponível em: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

3.2 Seleção de casos

Para selecionar os casos de interesse foi utilizada uma série temporal de radiossondas do Aeroporto Campo de Marte (código METAR: SBMT) referente ao período chuvoso (outubro a março) de 2007 até 2020. Essa série contém apenas os dias nos quais o observador meteorológico do aeródromo registrou a ocorrência de tempestades, tendo sido tratada para eliminar dados espúrios, como temperaturas irreais. Mais detalhes sobre o tratamento prévio desses dados estão disponíveis em [Oliveira \(2022\)](#).

A partir das radiossondas descritas no parágrafo anterior, foram selecionados os casos em que os valores extremos de Água Precipitável da série ultrapassaram o percentil 99 (48,43 mm), reservando-se somente os casos a partir de 2019, por estarem disponíveis dados mais robustos como o GOES-16 e GFS de 0,25°. Assim, os dias estudados são os seguintes: 2019-01-04, 2020-01-12, 2020-02-01 e 2020-02-26. Foram efetuadas análises da série temporal de estações do INMET e das imagens do GOES-16, em conjunto com as estimativas de precipitação do Merge, para verificar se houve ou não convecção severa nos eventos selecionados.

3.3 Modelo WRF

O modelo Weather Research and Forecasting (WRF - [Skamarock et al., 2008](#)) oferece grande flexibilidade em sua configuração, permitindo a realização de estudos que variam desde simulações de uma atmosfera idealizada até a incorporação de parametrizações sofisticadas. Isso possibilita a análise dos processos convectivos, bem como a realização de previsões numéricas operacionais do tempo. Estudos utilizando o WRF demonstram sua capacidade em reproduzir sistemas de precipitação conforme as observações (e.g., [Cardoso et al., 2013](#); [Oliveira, 2022](#); [da Silva et al., 2019](#)). No entanto, é crucial realizar testes para determinar a configuração mais adequada em cada caso (e.g., [Mohan et al., 2018](#); [Plana, 2021](#); [da Silva et al., 2022](#)).

Em qualquer resolução espacial do domínio de grade, incluindo as altas resoluções, os modelos numéricos necessitam de parametrizações para simular a precipitação, uma vez que sua formação e desenvolvimento ocorrem na sub-grade do modelo. Portanto, parametrizações de convecção (também chamadas de parametrizações cúmulos) são utilizadas para simular a precipitação no espaçamento de grade maior que 10 km ([Warner, 2010](#)).

Para menores espaçamentos de grade, apenas a parametrização de microfísica de nuvens é realmente necessária para desenvolver nuvens explicitamente no domínio tridimensional dos modelos (Warner, 2010). Assim, os diferentes tipos de fases da água e a agregação de partículas líquidas ou sólidas na atmosfera, precipitantes ou não, não são simuladas de forma explícita, mas mediante esquemas parametrizados, que incluem mudanças de fase entre vapor d'água, água líquida e gelo (da Silva et al., 2022). Embora as parametrizações possam ser utilizadas para espaçamentos de grade entre 3 e 10 km, este intervalo é referido como “zona cinza da resolução” (e.g., Gerard, 2007), pois não há parametrizações adequadas nesta resolução, onde a convecção é parcialmente resolvida na grade do modelo e parcialmente devido aos processos subgrade.

Skamarock et al. (2019) apresentam uma extensa descrição de vários aspectos teóricos e numéricos da quarta versão do modelo regional WRF. As várias parametrizações de cúmulos disponíveis no WRF diferem umas das outras em vários detalhes (e.g., Stensrud, 2009). Por exemplo, o esquema cúmulos de Kain-Fritsch, o qual é uma versão modificada do esquema de Kain e Fritsch (1990, 1993), considera um modelo de nuvem simples, sendo projetada para redistribuir massa em uma coluna atmosférica de forma a consumir todo CAPE (*Convective Available Potential Energy*) por meio da convecção e do entranhamento/desentranhamento, sendo ativada quando o movimento ascendente é mais intenso que o CINE (*Convective Inhibition Energy*) (Gallus, 1999).

A parametrização Purdue-Lin é um esquema microfísico de um momento (resolve no tempo apenas a massa em termos da razão de mistura, mas não a distribuição espectral de diâmetros ou a concentração de partículas por m^3). O esquema leva o nome da combinação do modelo de nuvem de Purdue University (EUA) com esquemas de parametrização derivados de Lin et al. (1983) e Rutledge e Hobbs (1983). Essa parametrização inclui seis tipos de hidrometeoros, sendo três tipos não precipitantes: vapor de água, água da nuvem e cristais de gelo e três formas que têm velocidade terminal: água de chuva, granizo/graupel e neve, permitindo assim a precipitação.

O esquema WSM6 é uma extensão do esquema WSM5, incorporando graupel e seus fenômenos microfísicos correspondentes. Embora certos aspectos relacionados ao graupel sejam derivados de Lin et al. (1983), seu comportamento na fase de gelo difere significativamente em função das modificações feitas por Hong e Lim (2006). Neste esquema, as partículas de neve e graupel compartilham uma velocidade de queda unificada, que é

determinada pela razão de mistura entre os dois tipos de hidrometeoros. Isso evita a separação entre eles, o que resultaria na precipitação menos intensa na superfície (Dudhia et al., 2008).

A parametrização Thompson, desenvolvida por Thompson et al. (2004, 2008), prevê explicitamente as razões de mistura para: água da nuvem, chuva, gelo da nuvem, neve e graupel. Neste método, a neve é modelada como partículas não esféricas com densidade que varia inversamente com o diâmetro, de acordo com observações (Thompson et al., 2008). Além disso, a concentração de gelo da nuvem e chuva também são previstas e, portanto, trata-se de um esquema de momento duplo (Jin et al., 2014).

3.3.1 Configurações do WRF

Para esta dissertação, foram realizadas simulações com o modelo WRF para o caso de 2019-01-04. Foram configuradas duas grades aninhadas, como mostrado na **Figura 3.1**, sendo a malha externa (d01) com espaçamento horizontal de 8.100 m e a malha interna (d02) de 2.700 m. A grade de 2.700 m simula sistemas convectivos (aglomerados de nuvens *cumulonimbus*) explicitamente nos pontos da grade. Para simulações explícitas de nuvens *cumulonimbus* individuais, seria necessário aninhar uma grade de resolução espacial mais alta dentro da grade de resolução de 2.700 m (Hallak, 2007).

Foram realizados três testes variando-se os momentos de inicialização das simulações WRF: 2 de janeiro de 2019 às 0000 UTC (2-00), 3 de janeiro às 0000 UTC (3-00) e 3 de janeiro às 1800 UTC (3-18). Em todos os casos, as simulações foram concluídas no dia 5 às 1200 UTC. Esses testes de inicialização foram realizados somente com a parametrização de Purdue-Lin. Posteriormente, após a determinação do melhor horário de inicialização, foram avaliadas as diferentes parametrizações de microfísica, mantendo-se fixo o horário de inicialização. As principais características da configuração do modelo WRF são apresentadas na Tabela 3.1.

3.4 Métricas Estatísticas

Com o intuito de analisar e quantificar de forma mais robusta os erros associados às simulações, foram utilizadas algumas métricas estatísticas, como: desvio padrão, que indica a dispersão dos dados entorno de um valor médio; coeficiente de correlação de

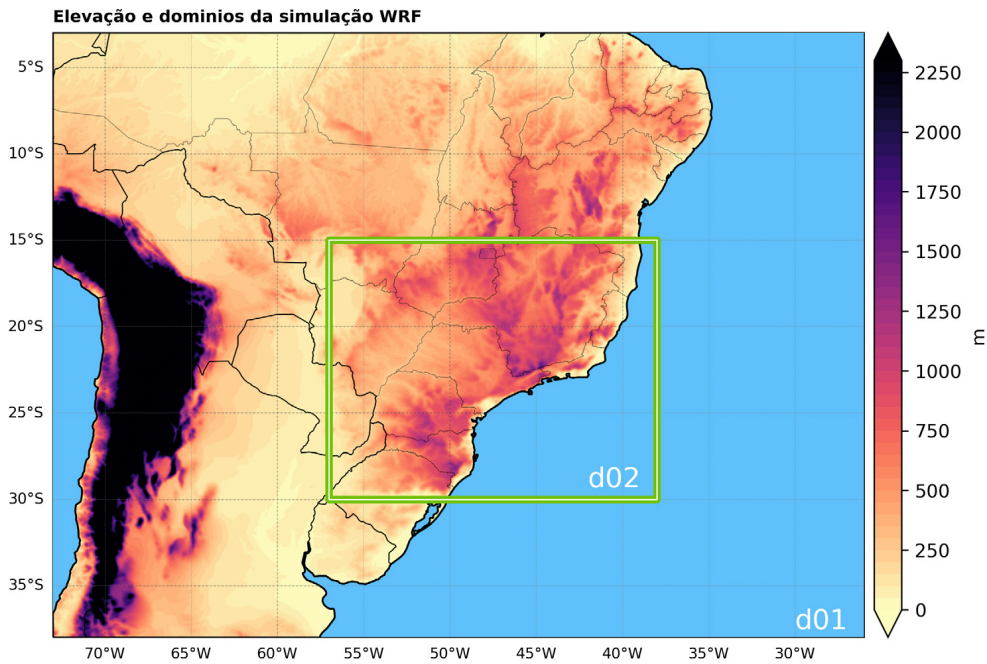


Figura 3.1: Domínio utilizado para a simulação do WRF, onde d01 é a grade externa com resolução horizontal de 8.100 m e d02, a interna, de 2.700 m. O sombreado indica a altura topográfica em cada ponto de grade do domínio do modelo WRF.

Pearson (Benesty et al., 2009), que indica a relação linear entre duas séries de dados; e a Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE - Hallak e Pereira Filho, 2011)), que quantifica pela diferença entre o observado e o simulado a magnitude do erro entre as séries. Para concatenar e facilitar a visualização dessas métricas, foi utilizado o diagrama de Taylor (Taylor, 2001), permitindo uma melhor análise.

Para testar qual simulação melhor representa o fenômeno observado, os resultados das simulações foram comparados aos dados de estações meteorológicas geridas pelo INMET em três diferentes cidades (São Paulo, Sorocaba e Rancharia). Foram analisadas as séries horárias próximo à superfície do modelo, da temperatura máxima, do ponto de orvalho máximo, da pressão atmosférica máxima, da velocidade e direção do vento, da precipitação e do tamanho da tempestade. Sendo o último comparado com os dados do satélite GOES-16, isso é realizado ao selecionar as temperaturas de brilho inferiores a -70 °C na região, analisando assim apenas as nuvens mais profundas. Devido às diferentes ordens de grandeza das variáveis, o RMSE foi normalizado, dividindo-se o RMSE pela diferença entre o valor máximo e mínimo da série de dados (Wilms et al., 2019).

Tabela 3.1 - Configuração geral da simulação do modelo WRF

Especificações	Grid 1	Grid 2
Espaçamento de grade	8100 m	2700 m
Pontos horizontais	561 x 460	658 x 627
Níveis Verticais	65	65
Condições iniciais/contorno	GFS 0.25°	GFS 0.25°
Parametrização Cumulus	Kain-Fritsch	Desligado
Parametrização de Microfísica	Purdue, Thompson, WSM6	Purdue, Thompson, WSM6
Modelo de Superfície	NOAH	NOAH
CLP	Mellor-Yamada-Janjic TKE scheme	Mellor-Yamada-Janjic TKE scheme

3.5 Variáveis Meteorológicas de Interesse

A avaliação da estabilidade atmosférica também é realizada utilizando alguns índices de instabilidade associados à convecção profunda. Os índices com base na parcela de ar mais instável foram calculados utilizando-se um algoritmo em Python desenvolvido por [Manzato e Morgan Jr \(2003\)](#), adaptado para este trabalho. O código seleciona a parcela de ar mais instável em baixos níveis e, portanto, os índices são menos sensíveis às discrepâncias nos dados. As formulações desses e outros índices são apresentados nas seções a seguir.

3.5.1 Índice K

O índice K ([George, 1960](#)) é calculado com base em três fatores: a taxa vertical de temperatura, o conteúdo de umidade na baixa troposfera e a extensão da camada úmida. Quando o índice K ultrapassa 30, há indicação de uma atmosfera potencialmente instável e, acima de 40, um alto potencial convectivo.

O índice K é calculado por:

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

Onde T e Td representam a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho nos respectivos níveis de pressão em °C.

3.5.2 Severe Weather Threat Index (SWEAT)

O índice SWEAT (Miller, 1975) avalia o potencial para condições meteorológicas severas, levando em consideração a umidade em baixos níveis, a instabilidade vertical e o cisalhamento do vento. Valores maiores que 300 indicam um potencial para tempestades severas, enquanto valores acima de 400 sugerem a possibilidade de tornados (Hallak e Pereira Filho, 2012).

A equação usada para calcular o índice SWEAT adaptada para o hemisfério sul (Nascimento, 2005), é a seguinte:

$$SWEAT = 20(TT - 49) + 12Td_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 125 [\text{sen} (\|\Delta V_{500-850}\|) + 0.2]$$

Onde TT representa o valor do índice Total Totals (Nascimento, 2005), V à velocidade do vento em nós e ΔV a diferença da direção do vento em graus.

3.5.3 Índice Showalter (SW)

O índice Showalter (Showalter, 1947) estima a estabilidade atmosférica, se baseando nas temperaturas dos níveis de pressão de 850 hPa e 500 hPa. Ele é determinado ao levantar uma parcela de ar pela adiabática seca de 850 hPa até seu Nível de Condensação por Levantamento (NCL), e depois levantando-a pela adiabática saturada até 500 hPa, conforme demonstrado pela equação a seguir:

$$IS = T_{500} - T_{500(p1.850)}$$

Valores de SW acima de 3 indicam estabilidade, valores abaixo de 1 indicam probabilidade de tempestades, e valores inferiores a -6 indicam uma alta probabilidade de tempestades severas e tornados (Hallak e Pereira Filho, 2012).

O Showalter é fundamentado na teoria da parcela e, ao ser formulado, permitia aos previsores obter uma noção preliminar da instabilidade atmosférica com base em medidas iniciais de temperatura, enquanto as medidas restantes da sondagem levavam mais tempo para serem recebidas. Contudo, erros na estimativa de umidade, inversões térmicas e problemas nas sondagens podiam afetar significativamente os resultados obtidos de SW (Hallak e Pereira Filho, 2012).

3.5.4 *Lifted Index (LI)*

O LI é um índice meteorológico que avalia o potencial para tempestades ao estimar a estabilidade da atmosfera de maneira semelhante ao SW. Ele mede a diferença de temperatura entre o ambiente em 500 hPa e uma parcela de ar da baixa troposfera levantada até 500 hPa, da mesma forma que o SW, mas considerando a razão de mistura média para os primeiros 900 metros da sondagem. Porém, essa parcela levantada também pode ser escolhida a partir da superfície, da média da camada limite planetária ou de outras variações, dependendo da aplicação específica (Nascimento, 2005).

Valores negativos do LI indicam instabilidade, enquanto valores positivos indicam estabilidade. Quanto mais negativo o LI, maior é o potencial para tempestades, com valores abaixo de -6 indicando ambiente muito instável (Hallak e Pereira Filho, 2012).

3.5.5 *Índice SWISS*

O índice SWISS (Huntrieser et al., 1997), desenvolvido originalmente para os Alpes suíços, foi considerado um melhor preditor para tempestades em regiões de altas latitudes do que os índices tradicionais (Ukkonen et al., 2017). Devido à sua eficácia e à complexa topografia da Serra do Mar, também é relevante testá-lo neste estudo.

Seu cálculo envolve a combinação do LI e o cisalhamento do vento, como demonstrado na equação:

$$\text{SWISS} = \text{LI} - 0.3 \times \Delta V_{0km-3km} + 0.3 (T_{650} - T_{d650})$$

Indicando possibilidade de tempestades para valores menores que 1,6 (Ukkonen et al., 2017)

3.5.6 *Bulk Richardson Number (BRN)*

Weisman e Klemp (1982) afirmam que o tipo de sistema convectivo é uma função do equilíbrio entre a flutuabilidade e o cisalhamento vertical do vento. Os autores propõem o BRN, um índice que é composto pela razão entre as duas variáveis:

$$\text{BRN} = \frac{\text{CAPE}}{(0.5 * (u_{6km} - u_{500m})^2)}$$

Onde o CAPE representa a fluatibilidade, que está associada à instabilidade vertical termodinâmica da atmosfera, um grande valor de CAPE indica uma maior probabilidade de convecção profunda. Por outro lado, $u_{6\text{km}}$ é a média ponderada da densidade do vento entre 0 e 6 km, e $u_{500\text{m}}$ entre 0 e 500 m, portanto, sua diferença representa o cisalhamento vertical do vento.

De acordo com [Weisman e Klemp \(1982\)](#), se o valor de BRN for menor que 10, o cisalhamento vertical é semelhante em valor ao CAPE, e cúmulos ordinárias podem se desenvolver. Valores de BRN entre 10 e 60 indicam que a razão entre o cisalhamento e o empuxo está favorecendo a convecção profunda com cisalhamento de vento moderado, apontando para o desenvolvimento de super-células. Para valores de BRN superiores a 60 o CAPE prevalece, portanto, favorecendo o desenvolvimento de tempestades multicelulares. Entretanto, é importante ressaltar que, devido ao BRN ser uma relação entre duas grandezas, os valores dessa proporção nem sempre são significativos, sendo necessário analisar pelo menos o valor de CAPE, para interpretar se o ambiente indica realmente potencial de instabilidade.

3.5.7 Água Precipitável (P_{wat})

A P_{wat} foi definida por [Solot \(1939\)](#), através da seguinte equação:

$$P_{wat} = \frac{1}{\rho_l g} \int_{p_1}^{p_2} r(p) dp$$

onde g é a aceleração da gravidade, $r(p)$ é a razão de mistura do vapor de água no nível de pressão vertical “ p ”, e ρ_l é a densidade da água líquida. É importante destacar que a coluna atmosférica considerada se estende do nível vertical p_1 na parte inferior (o primeiro nível da sondagem ou modelo) até p_2 no topo da coluna (fixado em 200 hPa neste estudo), ou seja, toda troposfera, diferente dos outros índices que geralmente não utilizam dados da camada limite planetária.

3.5.8 Fluxo de umidade integrado (\vec{Q})

Para analisar a origem dos acumulados de P_{wat} , é utilizado o fluxo de umidade integrado na vertical, calculado a partir de:

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_1}^{p_2} \vec{v}q \, dp$$

onde g é a força da gravidade de aproximadamente $9,81 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-2}$, \vec{v} o vetor do vento horizontal, q a umidade específica e p a pressão, sendo $p_2 = 700 \text{ hPa}$ e $p_1 =$ superfície, para integração considerar a baixa troposfera, já que é a camada onde contem a maior parte da umidade atmosférica (Chen, 1985). Para analisar as regiões de convergência do fluxo de umidade, que indicam o favorecimento da formação de tempestades (Banacos e Schultz, 2005), também foi calculado o divergente de \vec{Q} .

3.5.9 Temperatura Potencial Equivalente (θ_e)

Uma ferramenta importante para avaliar diferentes massas de ar é o θ_e , pois combina a umidade e a temperatura de uma parcela de ar em apenas uma variável. Como esta variável é conservada para processos pseudo-adiabáticos (saturados ou adiabáticos secos), sua análise é adequada em qualquer altura como traçador de massas de ar seco ou úmido (Wallace e Hobbs, 2006). Devido a essas características, maiores valores de θ_e estão associados ao aumento de eventos meteorológicos extremos (Song et al., 2022). O cálculo de θ_e segue o procedimento recomendado em Bolton (1980), demonstrado nas seguintes equações:

$$T_{NCL} = \frac{1}{\frac{1}{T_D - 56} + \frac{\ln(T_K/T_D)}{800}} + 56$$

onde T_{NCL} é a temperatura no NCL, T_D a temperatura do ponto de orvalho e T_K a temperatura em Kelvin. Então é calculada a temperatura potencial no NCL como:

$$\theta_{NCL} = T_K \left(\frac{1000}{p - e} \right)^k \left(\frac{T_K}{T_{NCL}} \right)^{0.28r}$$

onde r é a razão de mistura, k é a constante de Poisson, “ p ” é a pressão de nível e “ e ” a pressão de vapor de água no mesmo nível.

Finalmente, θ_e é obtido por:

$$\theta_e = \theta_{NCL} \exp \left[\left(\frac{3036}{T_{NCL}} - 1.78 \right) * r(1 + 0.448r) \right]$$

Esses cálculos foram feitos utilizando o MetPy, um kit de ferramentas Python para meteorologia (May et al., 2022).

3.5.10 Índice Gálvez-Davison (GDI)

O GDI é índice de instabilidade termodinâmica, que identifica áreas propícias para o desenvolvimento de convecção atmosférica. Por ser um índice relativamente recente, sua

aplicação ainda não foi amplamente explorada, tornando-se fundamental compará-lo com os índices tradicionais. A seguir, serão apresentadas as etapas necessárias para o cálculo desse índice, com detalhes adicionais disponíveis em [Gálvez e Davison \(2016\)](#).

O GDI utiliza basicamente a temperatura e a razão de mistura em 950 hPa, 850 hPa, 700 hPa e 500 hPa. A consideração do nível de 950 hPa é crucial, uma vez que fornece informações relevantes da camada limite. O GDI é composto por quatro subíndices, cuja soma resulta no valor final do GDI, conforme representado na seguinte equação:

$$GDI = CBI + MWI + II + TC$$

Primeiramente, os níveis de 950 hPa, 850 hPa, 700 hPa e 500 hPa são divididos em 3 camadas A, B e C, sendo a camada A referente à camada limite (950 hPa), a camada B a troposfera inferior (média entre 850 e 700 hPa) e a camada C a troposfera média (500 hPa).

3.5.10.1 Índice de flutuabilidade da coluna (CBI)

O CBI é o único subíndice positivo, portanto, representa a instabilidade da troposfera ao contabilizar a disponibilidade de umidade e temperatura. Seu cálculo é dado por:

$$\begin{aligned} ME &= \theta_{e(C)} - \beta \\ LE &= \theta_{e(A)} - \beta \\ CBI &= \begin{cases} \gamma \times LE \times ME, & LE > 0 \\ 0, & LE \leq 0 \end{cases} \end{aligned}$$

Nesta formulação, $\beta = 303 \text{ K}$ é uma constante empírica usada para definir um limite mínimo na disponibilidade de calor e umidade na camada limite, assim, as massas de ar excessivamente secas e/ou frias são ignoradas e o CBI é definido como zero. A constante $\gamma = 6.5 \times 10^{-2} \text{ K}^{-1}$ é uma quantidade de escala empírica usada para obter valores adimensionais em intervalos semelhantes ao índice K.

3.5.10.2 Índice de Estabilização/Aquecimento Troposfera Média (MWI)

O MWI representa a inibição de convecção, provendo exclusivamente resultados negativos ou nulos. É responsável pela estabilização e desestabilização da troposfera média em

relação a cristas quentes e cavados frios. Quando as temperaturas em 500 hPa atingem o limiar de $\tau = -10$ °C, valores negativos ocorrem. O MWI é calculado usando a seguinte formulação:

$$MWI = \begin{cases} \mu \times (T_{500} - \tau), & T_{500} - \tau > 0 \\ 0, & T_{500} - \tau \leq 0 \end{cases}$$

onde $\mu = -7 \text{ K}^{-1}$ é uma constante empírica determinada ad hoc para definir valores MWI negativos e controlar o peso relativo do MWI na equação do GDI.

3.5.10.3 Índice de inversão (II)

Os efeitos da inversão dos ventos alísios são capturados por II, portanto, também é um índice de inibição, já que a estabilidade através da inversão e entranhamento de ar seco são dois fenômenos que impedem a convecção. Seu cálculo é feito pela soma algébrica de dois fatores adimensionais: S para estabilidade e D para secagem. Para definir valores positivos como zero, use a seguinte expressão condicional:

$$II = \begin{cases} 0 & , S + D > 0 \\ \sigma \times (S + D) & , S + D \leq 0 \end{cases}$$

onde $\sigma = 1.5 [\text{K}^{-1}]$ é uma constante empírica para controlar o peso dos efeitos TWI na equação do GDI. S é um termo de *lapse rate* calculado usando a diferença de temperatura em dois níveis: $S = T_{950} - T_{700}$. Quanto mais forte a estabilização relacionada a um aumento na flutuabilidade negativa, menor a diferença.

A diferença nos fatores θ_e entre as camadas A e B é então usada para determinar a camada D:

$$D = \theta_{e(B)} - \theta_{e(A)}$$

Quanto maior a diminuição de θ_e com a altura, mais o D se torna negativo, implicando uma inversão e/ou ar seco, que inibe a convecção.

3.5.10.4 Correção do terreno (TC)







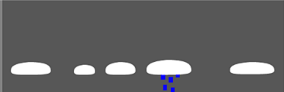
Um fator de correção do terreno é usado para melhor interpretação em terrenos altos, TC é calculado usando a pressão de superfície P_{SFC} em hPa e também $P_1 = 500$, $P_2 = 9000$

e $P_3 = 18$ como constantes empíricas, mostradas na seguinte equação:

$$TC = P_3 - \frac{P_2}{P_{SFC} - P_1}$$

A **tabela 3.2**⁷ apresenta os valores de referência estimados para o GDI e o tipo de convecção associado para cada caso.

Tabela 3.2 - Valores do GDI e o tipo de convecção associado.

GDI > +45	Potencial para tempestades dispersas a generalizadas que provocam trovoadas.	
+35 a +45	Potencial para tempestades dispersas, algumas capazes de produzir chuvas fortes.	
+25 a +35	Potencial para tempestades dispersas ou convecção rasa com tempestades isoladas.	
+15 a +25	Potencial para algumas tempestades isoladas, mas principalmente convecção rasa.	
+05 a +15	Potencial para convecção rasa. Uma tempestade muito isolada e breve é possível.	
-20 a +05	Potencial para convecção rasa isolada. Forte inversão de subsidência provável.	
-20 > GDI	Forte inversão de subsidência. Qualquer convecção deve ser muito rasa, isolada e produzir acumulados mínimos.	

⁷ Fonte: <https://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/>, tradução livre pelo autor.

Resultados e Discussão

Inicialmente será mostrada uma análise da variável Pwat entre 2007 e 2020. Em seguida, são mostrados os resultados sobre o caso de convecção profunda de janeiro de 2019 no estado de São Paulo. Os demais casos são estudados no final deste capítulo.

4.1 *Pwat Segundo as Sondagens do Campo de Marte*

A **Figura 4.1** mostra o aumento da Pwat até 2011, porém, em 2012 ocorre uma intensa queda na mediana e nos máximos valores de Pwat, que permanece menor até 2015. Este período com menor Pwat, coincide com os anos de seca na região Sudeste do Brasil (Coelho et al., 2016). No ano de 2020, destacam-se os maiores extremos superiores e mediana, justificando a escolha de três dos casos selecionados para estudo nesse mesmo ano. No geral, é observada a tendência de aumento de Pwat (reta de regressão com inclinação positiva) no Campo de Marte ao longo do tempo, assim como observado por Chen e Liu (2016).

4.2 *Caso 2019-01-04*

Esta seção apresenta uma análise profunda do Caso 2019-01-04, com a inclusão de resultados de simulações WRF. Nas seções seguintes, os demais casos serão explorados de forma similar, porém sem resultados de simulações do modelo WRF.

4.2.1 *Dados Observados*

Esta subseção apresenta a análise dos dados observados por satélite, estimativas de precipitação com o produto MERGE, séries temporais das estações meteorológicas de su-

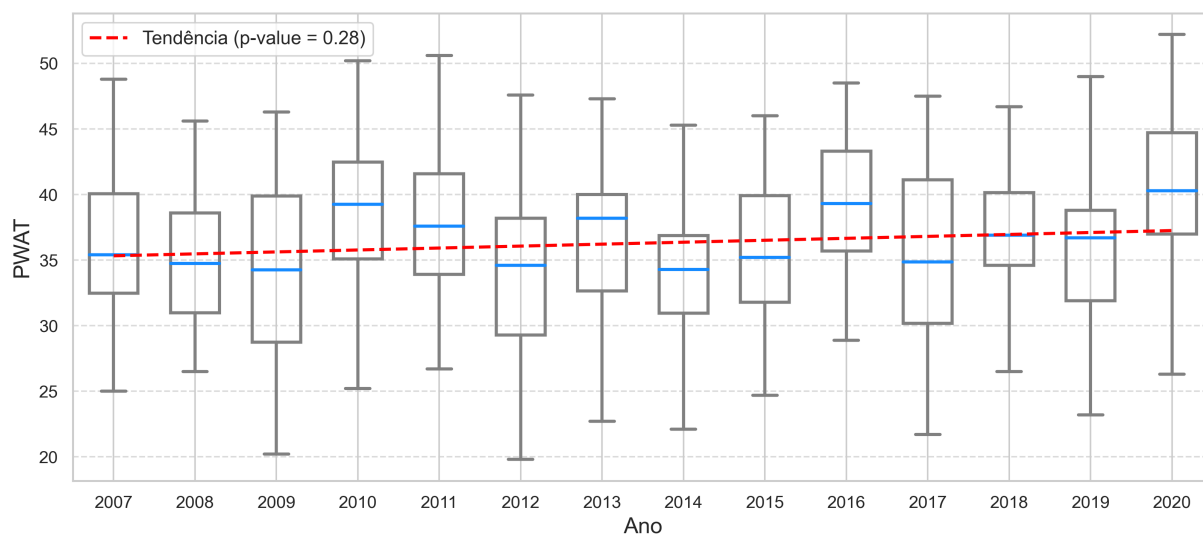


Figura 4.1: Boxplots da variação anual de PwAT, apenas para os dias de tempestades, obtido a partir das sondagens do Campo de Marte na cidade de São Paulo.

perfície e radiossondas mais próximas da região e do instante do caso 2019-01-04.

4.2.1.1 Satélite GOES-16

A **Figura 4.2** mostra uma sequência temporal de imagens do infravermelho (banda 13) do satélite GOES-16 desde 04 de janeiro de 2019 às 1500 UTC até 05 de janeiro às 1400 UTC. O objetivo é analisar a evolução temporal do sistema convectivo que causou os alagamentos na região leste do estado de São Paulo.

Para 04 de janeiro de 2019, às 1500 UTC (**Figura 4.2a**), pequenas células convectivas são disparadas de forma generalizada pelo Brasil, intensificando-se às 1700 UTC (**Figura 4.2b**). Especificamente sobre a cidade de São Paulo, nesse mesmo horário, observa-se uma célula convectiva isolada em desenvolvimento. Às 2000 UTC (**Figura 4.2c**), há uma faixa de nuvens profundas com seu extremo oeste localizado no norte da Argentina, que se estende até o estado de São Paulo, com nuvens mais profundas sobre Sorocaba e Rancharia. Às 2300 UTC (**Figura 4.2d**), essa banda convectiva profunda atinge seu máximo desenvolvimento vertical à medida que os topos das nuvens ficam mais frios, deslocando-se lentamente para noroeste. No dia 05 às 0500 UTC (**Figura 4.2e**), observa-se que a banda se organiza em dois aglomerados multicelulares com topos altos ($-80\text{ }^{\circ}\text{C}$): um no Oeste do estado de São Paulo, que passa por Rancharia, e outro, no Paraguai. Por volta das 1200 UTC (**Figura 4.2f**) desse mesmo dia, o sistema já se apresenta na fase final de dissipação. Além disso, em todas as imagens também são visíveis os resquícios de uma banda de nu-

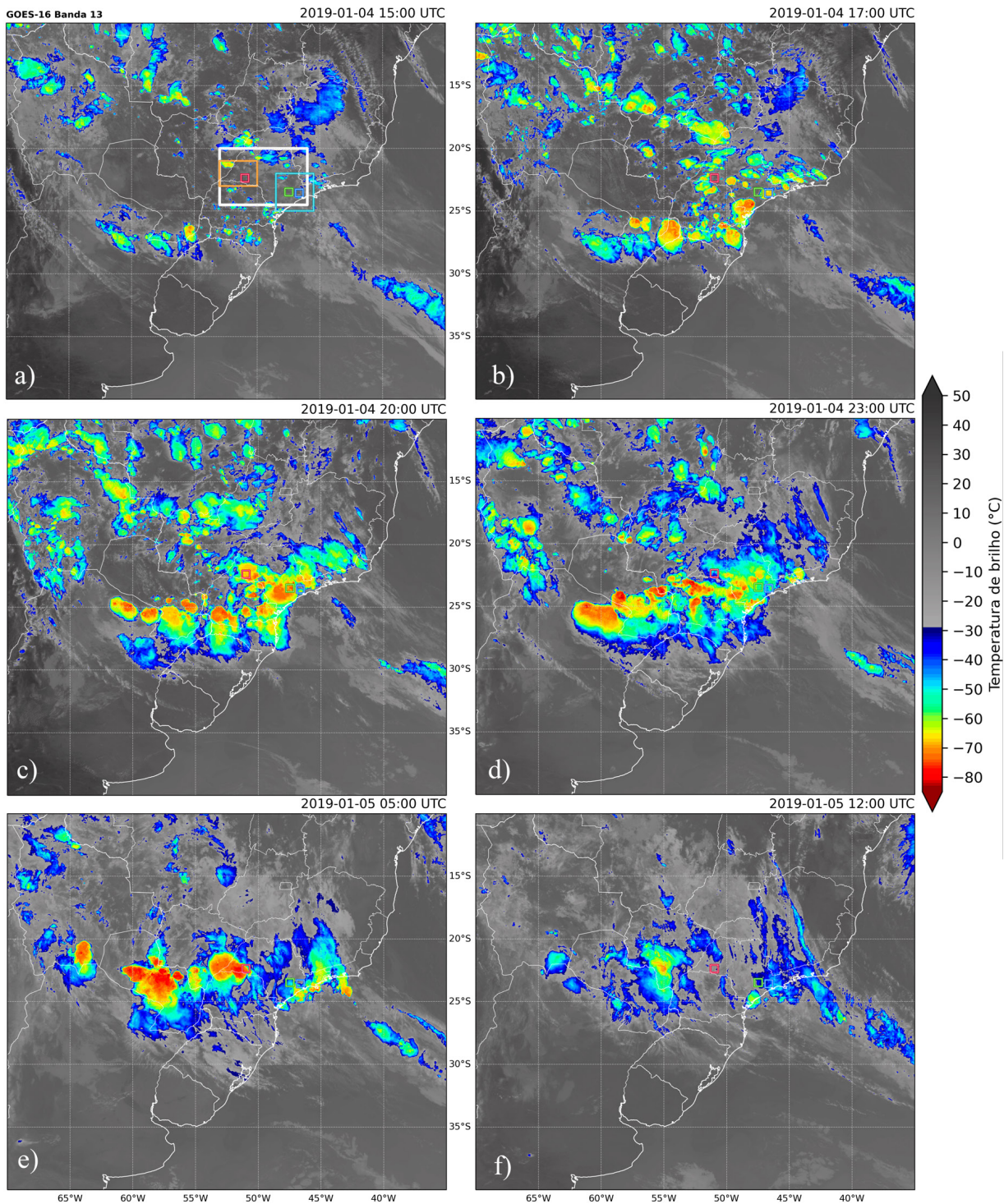


Figura 4.2: Imagens do GOES-16 no infravermelho Banda 13 às: (a) 1500, (b) 1700, (c) 2000 e (d) 2300 UTC para o dia 04; (e) 0500, (f) 1200 UTC para 05 de janeiro de 2019. Os quadrados menores indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho). Os retângulos maiores na figura (a) indicam a área utilizada para estimar o tamanho da tempestade de São Paulo e Sorocaba (em azul-claro), Rancharia (em laranja) e estado de São Paulo (em branco).

vens associada a uma frente fria sobre o Oceano Atlântico, já enfraquecida e praticamente estacionária durante todo o período.

4.2.1.2 Estações Meteorológicas

Com as estações meteorológicas localizadas próximas às sondagens do SBMT, foi realizada a análise das séries temporais dos dados, como mostradas na **Figura 4.3** para estação do Mirante de Santana. A precipitação não foi particularmente intensa durante o período, registrando cerca de 10 mm nos horários de pico, com ventos predominantes de noroeste ao longo do dia. Não foram observadas rajadas de vento significativas. Para a estação de Sorocaba **Figura 4.4**, a precipitação foi um pouco maior, chegando a 20 mm às 1900 UTC. Nota-se que o padrão geral da série temporal para Sorocaba é similar ao de São Paulo.

Para Rancharia (**Figura 4.5**), ressalta-se a mudança na direção dos ventos durante a madrugada do dia 05, com ventos mais intensos antecedendo a tempestade, que registrou um acumulado de 53 mm às 0700 UTC.

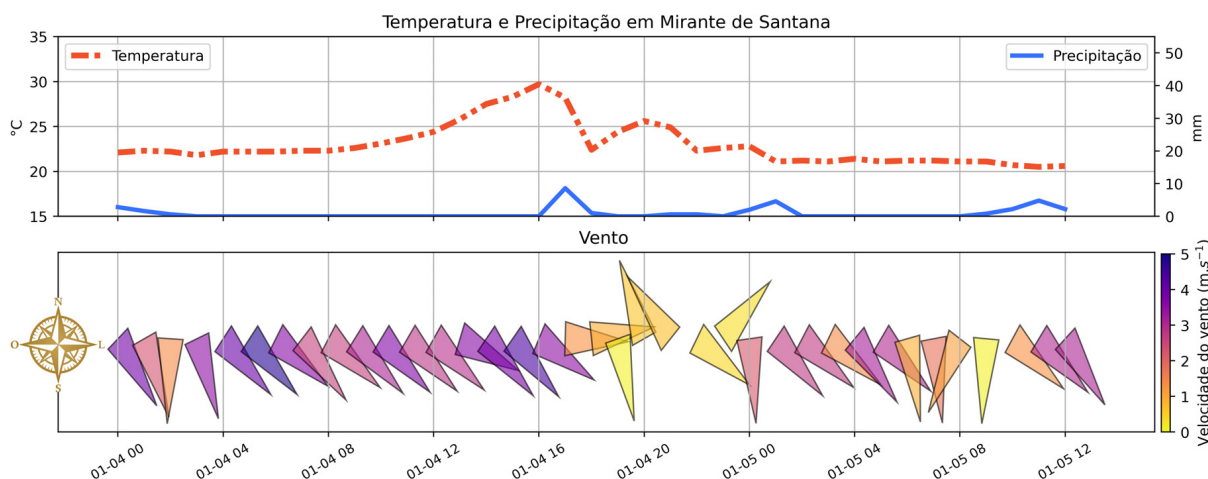


Figura 4.3: Série temporal horária entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019 na estação meteorológica do Mirante de Santana. Painel superior: temperatura máxima horária em $^{\circ}\text{C}$ (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em m s^{-1} e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).

4.2.1.3 Radar

O radar de São Roque situa-se entre Sorocaba e São Paulo, o que permite analisar a refletividade na região leste do estado de São Paulo, com ressalva à região litorânea, onde a refletividade do radar, instalado em elevações muito acima do nível do mar, apresenta limitações técnicas, como falta de representatividade do campo de CAPPI de 3 km de altitude. Às 1316 UTC (**Figura 4.6a**), o radar indica que a refletividade na região é predominantemente fraca, com apenas um aglomerado mais intenso no ramo noroeste do

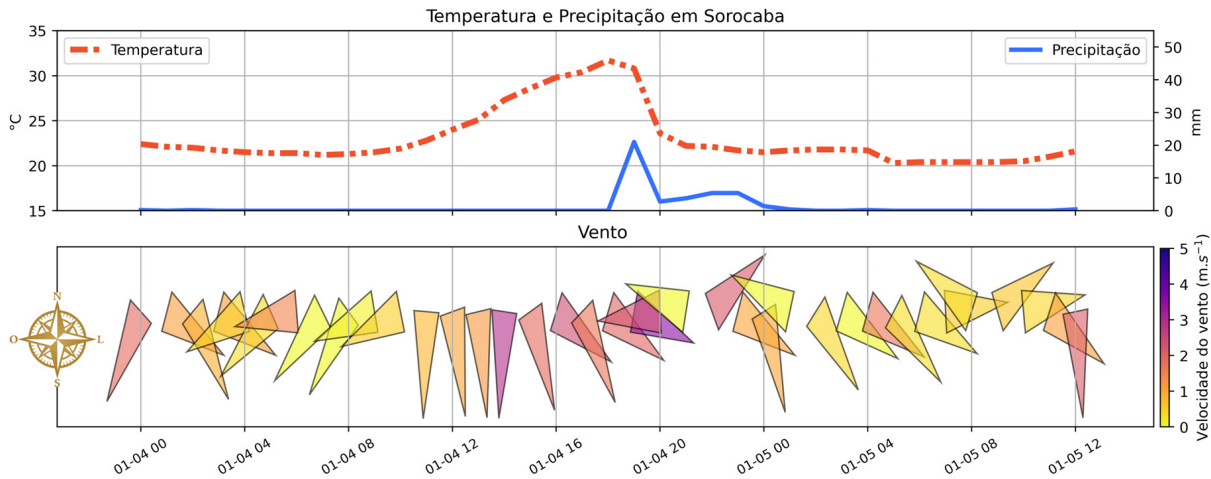


Figura 4.4: Série temporal horária entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019 na estação meteorológica de Sorocaba. Painel superior: temperatura máxima horária em $^{\circ}\text{C}$ (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em m s^{-1} e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).

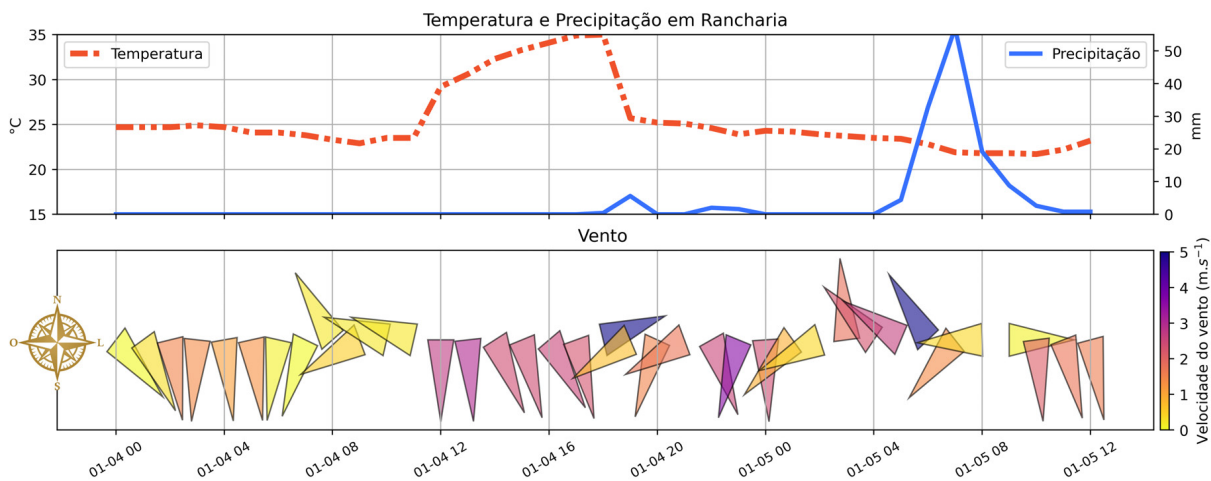


Figura 4.5: Série temporal horária entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019 na estação meteorológica de Rancharia. Painel superior: temperatura máxima horária em $^{\circ}\text{C}$ (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em m s^{-1} e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).

campo de visão do radar. Às 1616 UTC (**Figura 4.6b**), identifica-se atividade convectiva profunda na região, com algumas células apresentando alta refletividade (50 dBZ), com destaque para uma pequena linha de *cumulonimbus* na porção sudeste da cidade de São Paulo. Às 1956 UTC (**Figura 4.6c**), observa-se a concentração de núcleos convectivos com alta refletividade (60 dBZ) em boa parte do campo de visão do radar, e tanto Sorocaba como São Paulo apresentam valores moderados a fortes de refletividade (> 45 dBZ). O sistema aglomerado convectivo, como um todo, se desloca para noroeste ao longo do tempo.

Às 2216 UTC (**Figura 4.6d**), o sistema apresenta-se ainda mais intenso, com refletividades fortes e moderadas de forma generalizada, formando um sistema aglomerado convectivo multicelular, o qual continua deslocando-se para noroeste. Este sistema contém uma linha de instabilidade (Rotunno et al., 1988) observada no sul do estado, além de bandas dispersas, como classificadas por Silva et al. (2009), embebidas no sistema.

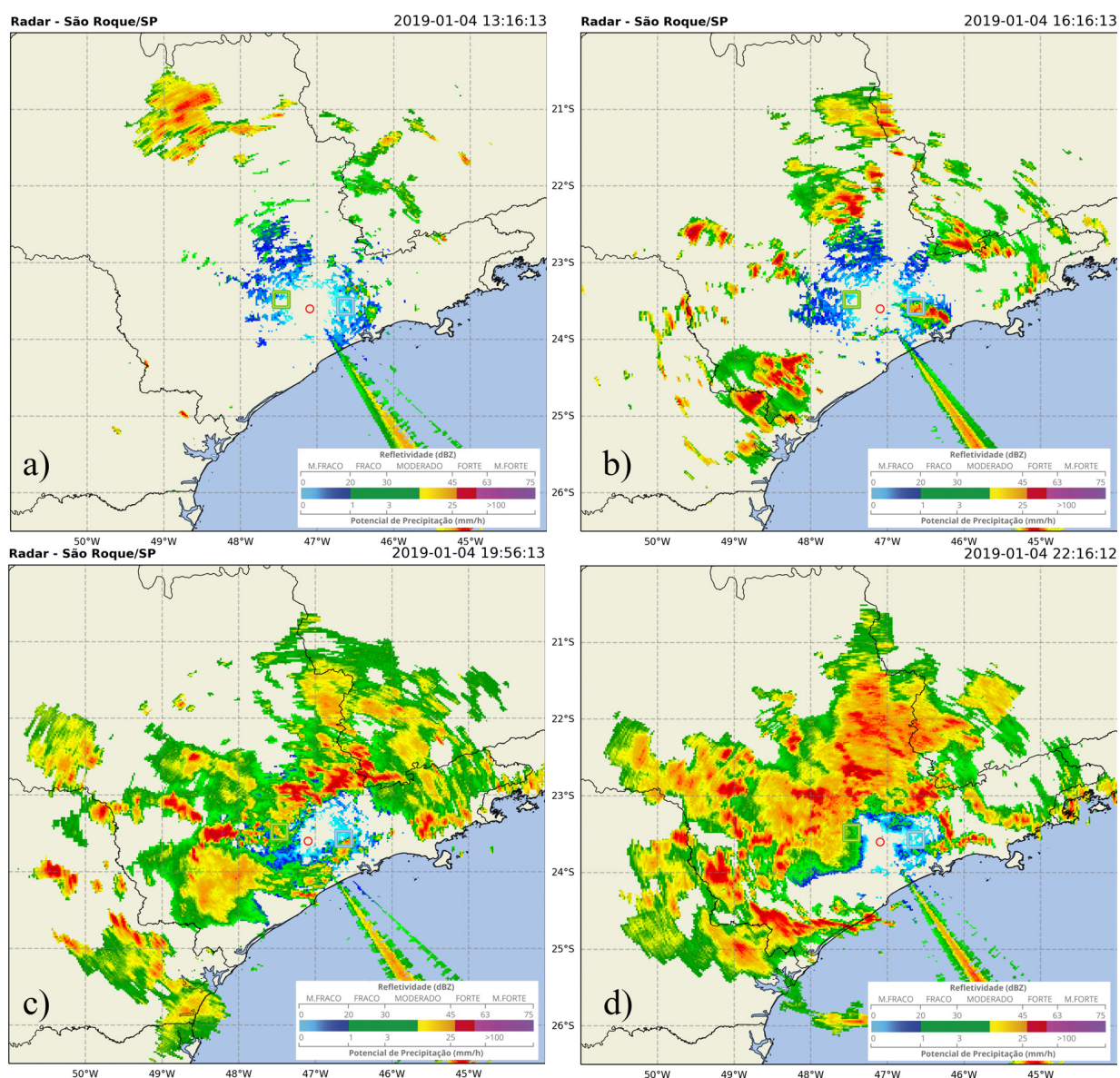


Figura 4.6: Refletividade Max CAPPI do radar de São Roque em 04 de janeiro de 2019 às: (a) 1316, (b) 1616 UTC, (c) 1956 e (d) 2216 UTC. O círculo vermelho indica a posição do radar e os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde) e São Paulo (em azul).

4.2.1.4 Campos de Estimativa de Precipitação do Produto MERGE

Uma vez que as estimativas do produto MERGE (**Figura 4.7**) são derivadas das informações obtidas por satélites, espera-se que os padrões de precipitação do MERGE assemelhem-se às observações de temperatura de brilho medidas pelos satélites, como se pode comparar visualmente nas imagens de satélite **Figura 4.2**.

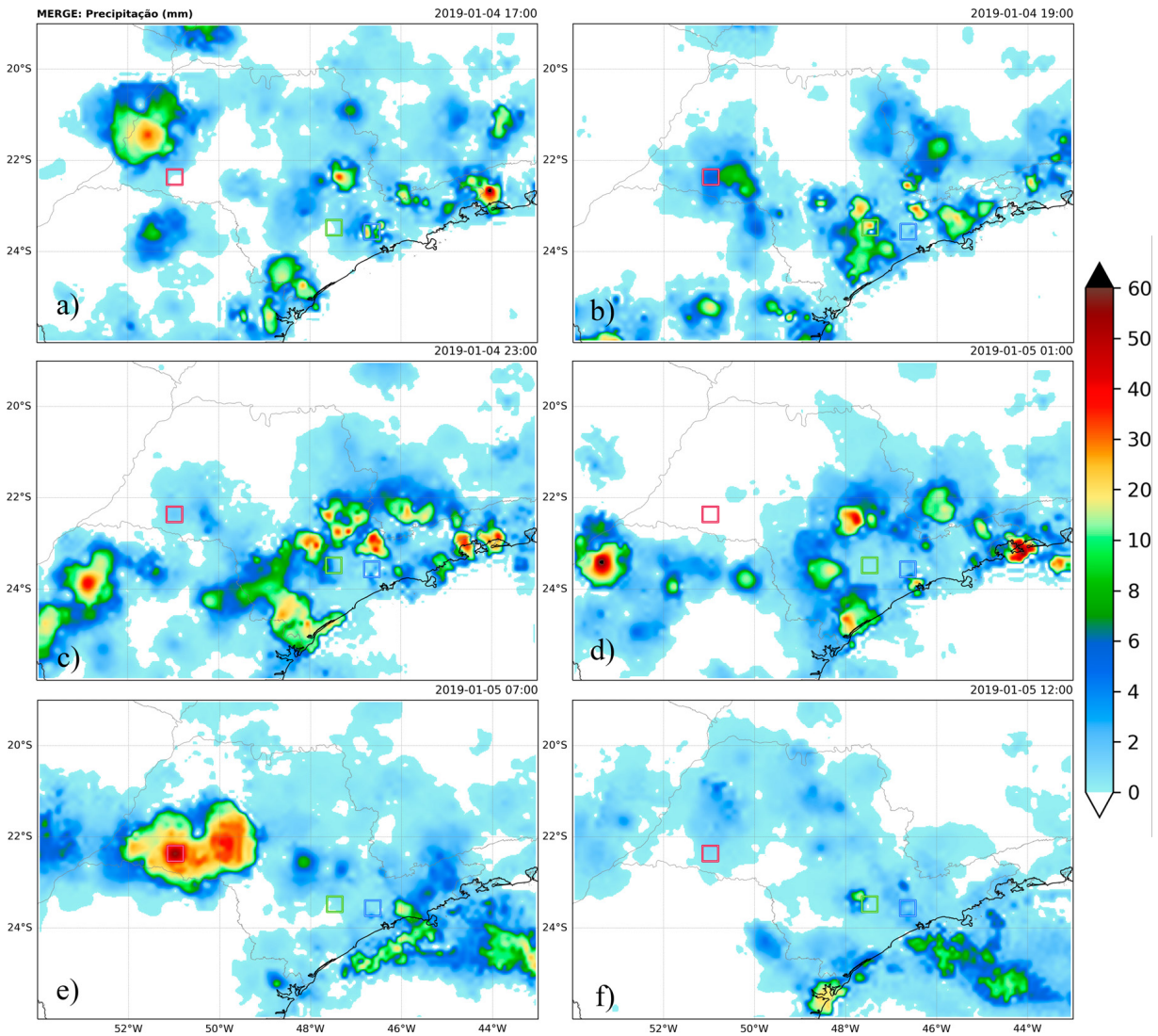


Figura 4.7: Precipitação (mm) acumulada horária do algoritmo MERGE às: (a) 1700, (b) 1900 e (c) 2300 UTC para o dia 04; (d) 0100, (e) 0700 e (f) 1200 UTC para 05 de janeiro de 2019. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. Os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho).

Em 04 de janeiro de 2019, às 1700 UTC (**Figura 4.7a**), observam-se pequenos acumulados de precipitação no litoral do estado, onde se destaca um núcleo de 30 mm na cidade de São Paulo. Às 1900 UTC (**Figura 4.7b**), a precipitação está intensificada na faixa litorânea. No interior, observam-se acumulados de 30 mm em Sorocaba, de forma similar ao

observado com o radar de São Roque. Na sequência, às 2300 UTC (**Figura 4.7c**), observa-se uma intensificação da convecção (45 mm) no interior, próximo a Sorocaba. Nessa mesma região, o radar de São Roque mostra acumulados de 50 mm.

No dia 05 de janeiro, à 0100 UTC (**Figura 4.7d**), a estimativa MERGE ainda mostra grandes acumulados no litoral norte de São Paulo. No interior do estado, os núcleos de precipitação acumulada se deslocam para noroeste nesse horário. Às 0700 UTC (**Figura 4.7e**), vê-se um núcleo extenso de precipitação acumulada em Rancharia, que atinge os 60 mm, associado ao aglomerado observado por satélite na mesma região. Às 1200 UTC (**Figura 4.7f**), identificam-se chuvas estratiformes de 4 mm em quase toda região, bem como pequenos núcleos de 15 mm.

4.2.1.5 Diagramas Skew T-log p das Radiossondagens Atmosféricas

As duas radiossondas mais próximas do sistema aglomerado convectivo multicelular observado são as das estações São Paulo/SP — (SBMT) e Londrina/PR — (SBLO), lançadas em 04 de janeiro de 2019 às 1200 UTC, e seus perfis verticais são mostrados na **Figura 4.8a** para SBLO e **Figura 4.8b** para SBMT.

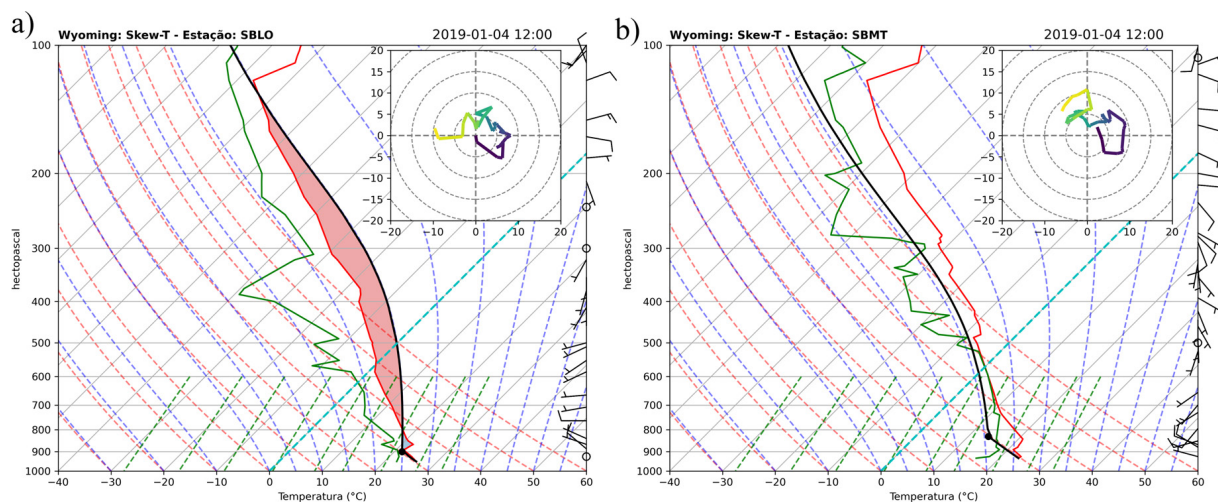


Figura 4.8: Perfil vertical e hodógrafa às 1200 UTC para 04 de janeiro de 2019, plotado em um diagrama pseudo-adiabático Skew T-log p para: (a) SBLO e (b) SBMT. A área vermelha é o CAPE e azul o CIN. A linha contínua verde é a temperatura do ponto de orvalho; a linha contínua vermelha é a temperatura do ar; a linha sólida preta é a temperatura de uma parcela de ar elevada em um processo adiabático seco desde o primeiro nível das radiossondas até o NCL, marcado como um ponto preto, e, em seguida, em um processo adiabático úmido. O vento é representado por barbelas: meia barbela = 5 m s^{-1} ; barbela inteira = 10 m s^{-1} ; bandeirola = 50 m s^{-1} .

O Skew T-log p de SBLO apresenta CAPE de 2060 J kg^{-1} e CINE de -31 J kg^{-1} . Se-

gundo a Teoria da Parcela, esta configuração favorece a convecção úmida profunda (Doswell et al., 1996), desde que ocorra algum mecanismo de levantamento das parcelas em baixos níveis capaz de superar o empuxo negativo representado pelo valor de CINE.

Embora nenhum CAPE seja observado para a sondagem do SBMT às 1200 UTC do dia 04 de janeiro de 2019, seu perfil mostra uma coluna úmida de baixos a médios níveis e, ao mesmo tempo, o ar em 850hPa relativamente seco. É importante destacar que, se o CAPE fosse plotado com o ponto inicial de elevação da parcela de ar no nível mais instável, a variável teria um valor maior ($716 J kg^{-1}$). Isto mostra a sensibilidade do CAPE à escolha do ponto inicial de elevação da parcela de ar. Por isso, é interessante analisar também a parcela mais instável (Manzato e Morgan Jr, 2003), conforme realizado posteriormente na seção de análise da simulação do modelo WRF. Além disso, na **Figura 4.8**, a hodógrafa é semelhante para as duas estações, mostrando um cisalhamento vertical do vento com rotação anti-horária, que indica advecção quente em baixos níveis, também favorável à convecção profunda.

É importante destacar que, às 1200 UTC ainda é cedo no Brasil, o que implica que o perfil vertical da atmosfera nos baixos níveis geralmente apresentam menor instabilidade em comparação com períodos vespertinos, devido ao aquecimento diurno. Contudo, como as radiossondagens são realizadas apenas às 1200 UTC e 0000 UTC, não é possível analisar o perfil vertical da atmosfera durante a tarde a partir dos dados observados. Para contornar essa limitação, foi proposto por Doswell III (2001) utilizar as medições de temperatura estimadas no período da tarde na radiossonda. Aplicando essa metodologia neste caso, alterando a temperatura e ponto de orvalho do primeiro nível da radiossonda, como recomendado por Azevedo (2009), para os valores da estação do Mirante de Santana às 1600 UTC, horário de temperatura máxima, o CAPE calculado para a radiossonda do Campo de Marte foi de $1722 J kg^{-1}$, indicando, assim, uma atmosfera potencialmente instável.

4.2.2 Análises Sinóticas dos Campos do Modelo GFS

Os mapas do GFS utilizados nesta análise são empregados na avaliação dos padrões sinóticos para compreensão dos sistemas atuantes na região, já que sua interação com células convectivas de mesoescala pode contribuir para precipitação extrema (Cavalcanti, 2012). As linhas de corrente em altos níveis observadas na **Figura 4.9a** apresentam um padrão típico de verão, com a Alta da Bolívia (Lenters e Cook, 1997) ligeiramente deslocada

para leste, com centro no Mato Grosso do Sul, bem como a presença do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN - Kousky e Gan, 1981) na região Nordeste do Brasil, com centro no estado da Bahia. O campo de geopotencial em 500 hPa e as linhas de corrente em altos níveis mostram que a circulação anticiclônica, associada à Alta da Bolívia, reforça a divergência de massa em altitude. Essa configuração, por meio da continuidade vertical de massa, cria convergência em baixos níveis. Ao mesmo tempo, um ciclone extratropical é visto no sudeste do Oceano Atlântico, já distante do continente, centrado próximo a 53°S e 20°W, e em sua fase de oclusão, já que não está mais inclinado. Através da MLSP, identifica-se o cavado da frente fria sobre o Oceano Atlântico, seguido pela alta pós-frontal com uma pressão central de 1013 hPa. Este cavado posteriormente se fecha (não mostrado), formando uma baixa pressão relativa nas proximidades do continente, o que, em conjunto com a alta pós-frontal, intensifica os ventos do oceano em direção ao continente.

Embora esses sistemas e o padrão meteorológico sejam geralmente associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS - Ambrizzi e Ferraz, 2015), é importante destacar que estes não persistiram tempo suficiente para configurar a ZCAS.

Nos baixos níveis da atmosfera, é notável o intenso gradiente de θ_e sobre o oceano (**Figura 4.9b**), que denota o encontro entre a massa de ar frio e seco com a massa de ar quente e úmido, induzindo também a definição da posição da frente fria. Contudo, à medida que se aproxima do continente, esse gradiente enfraquece, e a frente fria não se estende até o continente. Na região onde se observa convecção mais intensa, nos estados do Paraná e de São Paulo, encontram-se também os maiores valores de θ_e , implicando em uma massa de ar quente e úmida em baixos níveis, favorecendo termodinamicamente o desenvolvimento de convecção. A análise do campo de vento mostra os alísios deslocando-se pela Amazônia, onde são defletidos pela barreira física imposta pela presença da Cordilheira dos Andes e escoam para o Sul até o Paraguai. Nessa mesma região, devido ao menor θ_e e maior pressão no Rio Grande do Sul, além da influência da força inercial devido ao efeito de Coriolis (1835 apud Persson, 1998), esses ventos se desviam em direção ao Paraná e São Paulo, seguindo em direção ao cavado frontal. Na cor roxa, observa-se o Jato de Baixos Níveis (JBN - Bonner, 1968)] a oeste do Paraguai, que auxilia o transporte de ar úmido da floresta amazônica para a região das tempestades.

Alguns núcleos mais intensos no campo de água precipitável (**Figura 4.9c**) são encontrados na região frontal no Oceano Atlântico próximo ao continente (65 mm), no estado de

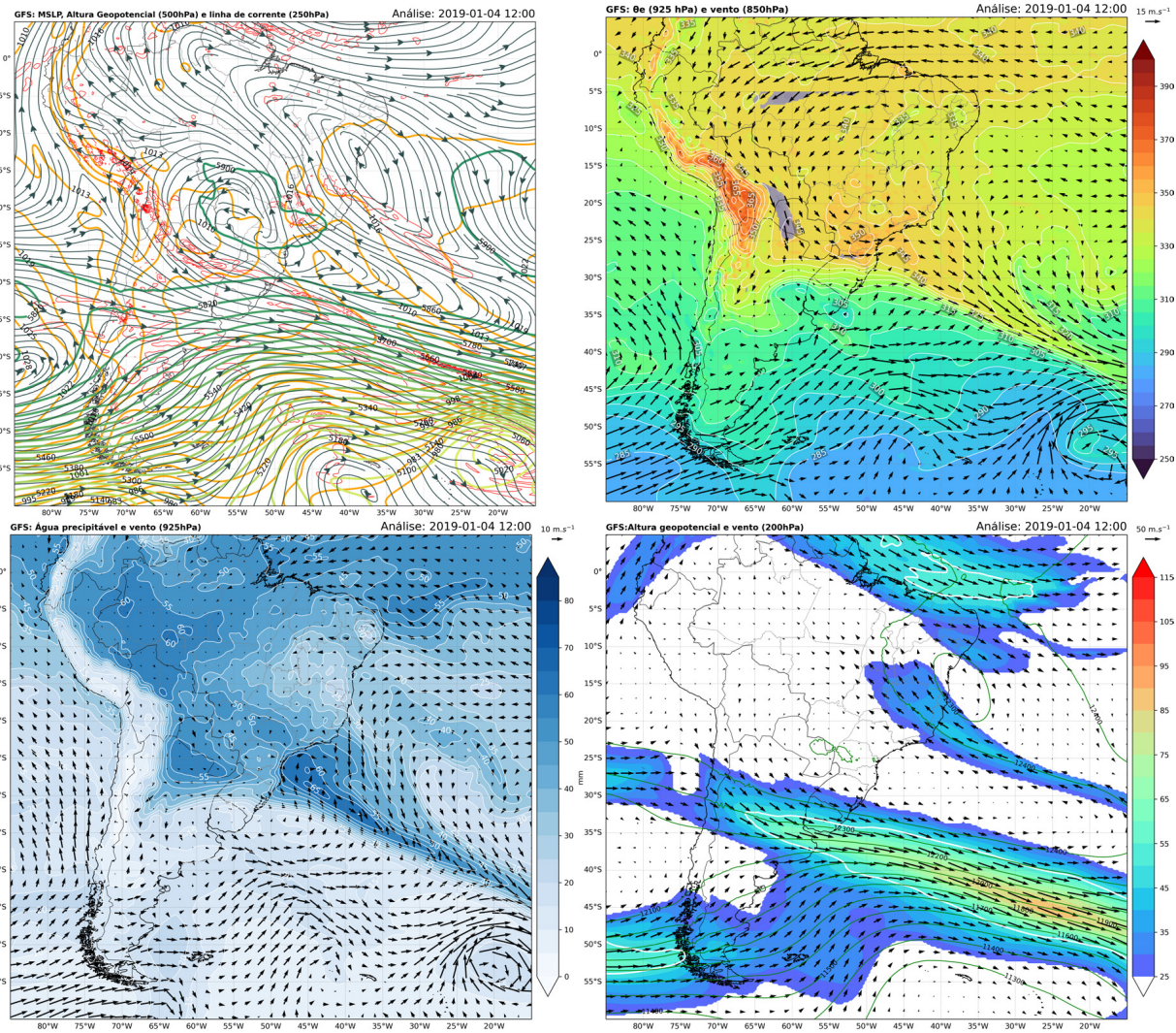


Figura 4.9: Análise do GFS para 04 de janeiro de 2019 às 1200 UTC para: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de 12 m s^{-1}); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de 50 m s^{-1} .

São Paulo (50 mm), no Norte da Argentina e no oeste da Amazônia (60 mm), indicando um potencial para fortes tempestades nessas regiões. Além disso, sobre o oceano, os ventos de baixos níveis são mais intensos devido ao menor atrito com a superfície do que normalmente se encontra no continente. Também, há confluência do ar, com giro ciclônico, na região da frente fria, próximo ao litoral de São Paulo, associada ao cavado frontal. Dessa forma, a confluência dos ventos da alta subtropical com a alta pós-frontal, em conjunto com a baixa pressão relativa no litoral de São Paulo, criam uma região de convergência em baixos níveis. Essa região, sobre o oceano, apresenta uma grande quantidade de umidade

disponível, o que favorece a concentração de Pwat.

Na **Figura 4.9d**, nota-se a corrente de jato de altos níveis ao sul da frente fria de superfície no Oceano Atlântico. Também se destaca, na região Nordeste do Brasil, uma baixa de altura geopotencial com 12300 gpm e seus ventos ciclônicos associados, caracterizando um padrão do VCAN identificado na **Figura 4.9a**. A circulação resultante desse fenômeno induz cisalhamento vertical direcional do vento no estado de São Paulo, por ter direção contrária ao vento de baixos níveis. À medida que o vento acelera nessa região, pode também ocasionar maior divergência nos altos níveis da troposfera, contribuindo também para o desenvolvimento de convecção profunda. Conclui-se, portanto, que as condições sinóticas no dia 04 de janeiro de 2019 estavam altamente favoráveis a fenômenos convectivos profundos, com um grau de cisalhamento adequado para o desenvolvimento de sistemas convectivos de mesoescala multicelulares e aglomerados convectivos em diferentes fases de ciclo de vida.

4.2.3 Análise das Simulações do WRF

Nesta seção, são comparadas as variáveis meteorológicas entre as observações e as diferentes configurações do modelo regional WRF. Inicialmente foram testadas diferentes inicializações do modelo, analisando o diagrama de Taylor (**Figura 4.10**) para a cidade de São Paulo, por exemplo, a maioria das variáveis em 3-18 apresentam menor RMSE e maior correlação ao observado, principalmente para o tamanho da tempestade e para as variáveis temperatura e precipitação.

Entretanto, independentemente da inicialização utilizada, em todas as cidades, a temperatura, pressão e tamanho da tempestade apresentam os menores erros. Por outro lado, a precipitação, a direção e velocidade do vento apresentam menor correlação e maior erro em comparação com as observações. Essa discrepância se deve ao fato de que essas variáveis são caracterizadas pela alta variabilidade temporal e espacial. Assim, mesmo os pequenos erros numéricos na simulação podem resultar em uma diminuição significativa na correlação com as observações.

Para comparar os resultados das simulações entre todas as cidades de interesse, foi realizada uma análise do percentual do RMSE total (somatório dos RMSEs normalizados de todas as variáveis para cada cidade) em relação à inicialização 2-00 (**Figura 4.11**). Os resultados revelam que a inicialização 3-18 apresenta um RMSE menor para São Paulo,

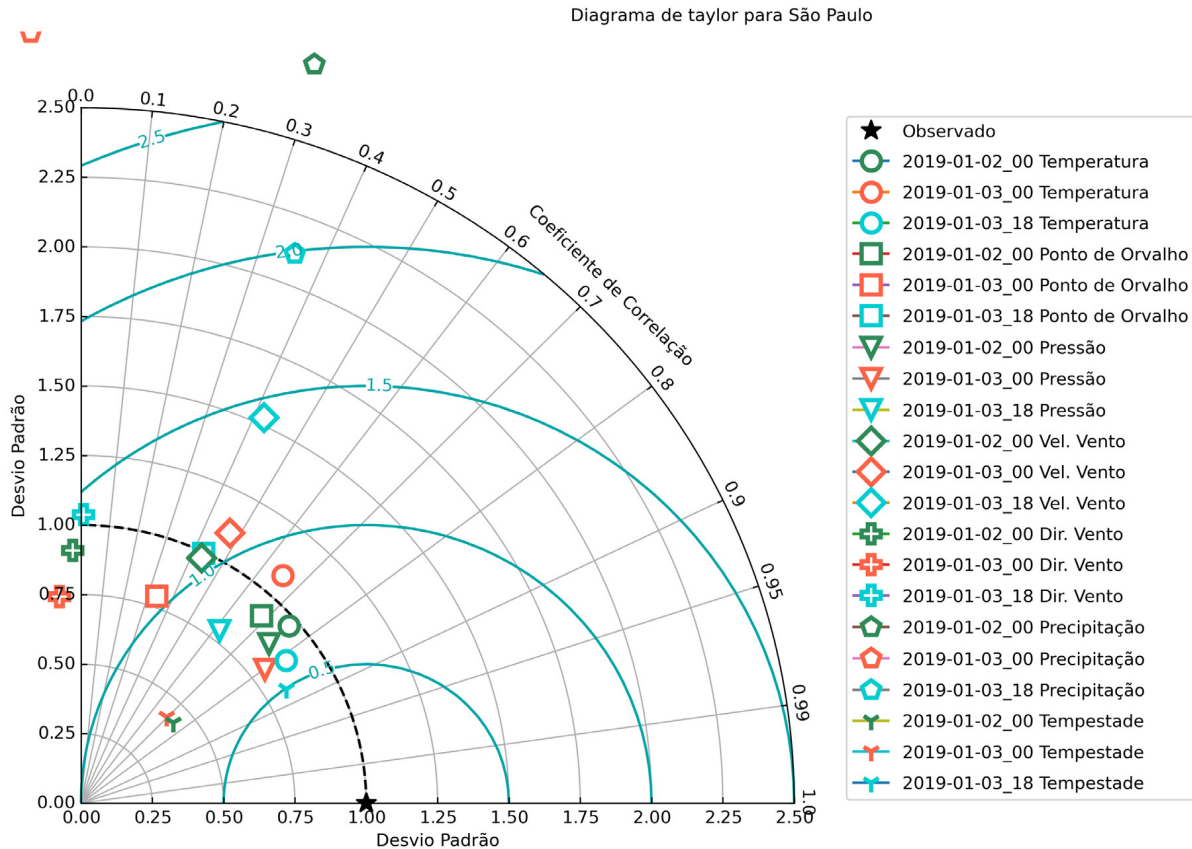


Figura 4.10: Diagrama de Taylor para São Paulo com simulação inicializada em diferentes datas: 2 de janeiro de 2019 às 0000 UTC em verde, 3 de janeiro de 2019 às 0000 UTC em laranja e 3 de janeiro de 2019 às 1800 UTC em azul. A série temporal para os cálculos abrange do dia 04 às 0000 UTC ao dia 05 de janeiro de 2019 às 2300 UTC. A coordenada radial representa o desvio padrão normalizado, a coordenada angular representa o coeficiente de correlação, e os círculos concêntricos indicam o RMSE. A estrela marca o valor observado.

com uma diferença de até 4%; em Rancharia se iguala em 96% com a 3-00 e em Sorocaba a diferença entre elas é de menos de 1%. Embora essa diferença não seja tão grande, a inicialização 3-18 foi selecionada como padrão para a análise das parametrizações de microfísica, já que obteve o menor erro em todas as cidades analisadas. Esse critério está alinhado com (Fiori et al., 2014), que sugere que a simulação mais próxima do evento real tende a ter um desempenho superior. Essa escolha não apenas melhora a precisão dos resultados, mas também reduz os custos computacionais da simulação, uma vez que essa configuração possui o tempo de simulação mais curto.

Da mesma forma, as diferentes parametrizações de microfísica da simulação do WRF foram testadas. Analisando-se somente o diagrama de Taylor em Rancharia (Figura 4.12), observou-se que a parametrização de microfísica Thompson apresenta menor erro para

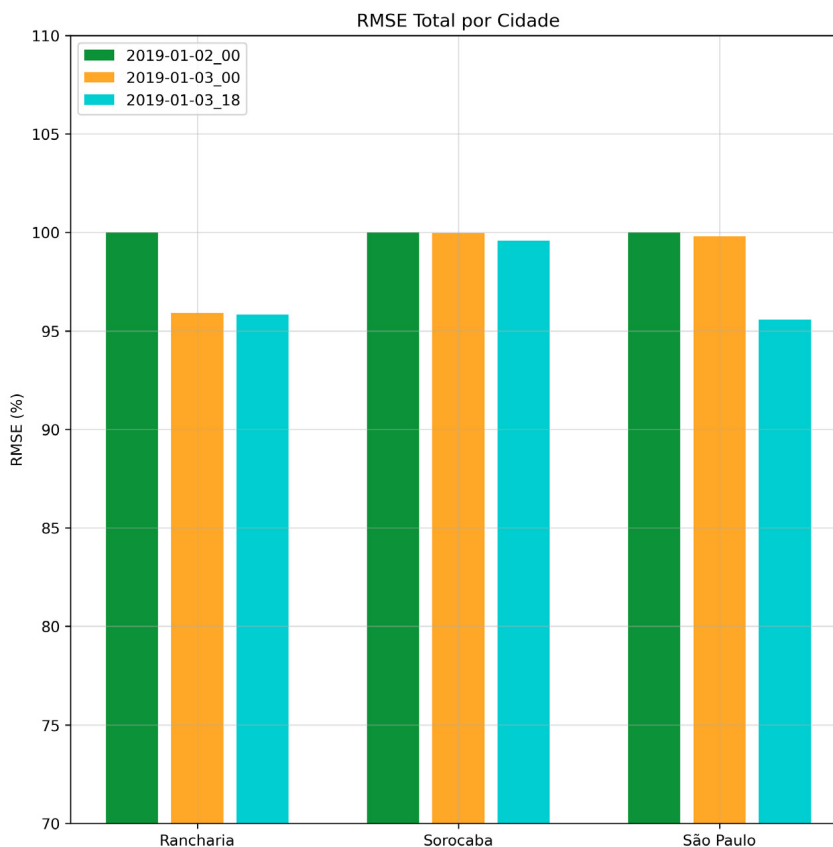


Figura 4.11: RMSE total para Rancharia, Sorocaba e São Paulo com simulações inicializadas em diferentes datas: 2 de janeiro de 2019 às 0000 UTC em verde, 3 de janeiro de 2019 às 0000 UTC em laranja e 3 de janeiro de 2019 às 1800 UTC em azul. O percentual é em relação à inicialização de 2 de janeiro de 2019 às 0000 UTC.

pressão e velocidade do vento, com uma correlação de Pearson maior para precipitação, enquanto, para as outras parametrizações, essa correlação chega a ser negativa. A parametrização WSM6 apresentou erro menor para o tamanho de tempestade e direção do vento. Já a Purdue representa melhor a temperatura do ponto de orvalho. Dessa forma esse gráfico se torna inconclusivo, já que não houve uma parametrização que melhor representou de forma clara as variáveis, sendo necessário analisar novamente o somatório do RMSE normalizado.

O percentual do RMSE total em relação à parametrização Purdue (**Figura 4.13**) indica que a parametrização WSM6 apresenta maior RMSE em Sorocaba e São Paulo, com uma diferença de até 9%. Por outro lado, as parametrizações Purdue e Thompson apresentam valores similares em São Paulo, enquanto Purdue registra um RMSE menor em Sorocaba; já em Rancharia, a Thompson tem um RMSE menor.

Ao considerar as três cidades em conjunto, a parametrização Thompson apresenta o

Diagrama de Taylor para Rancharia

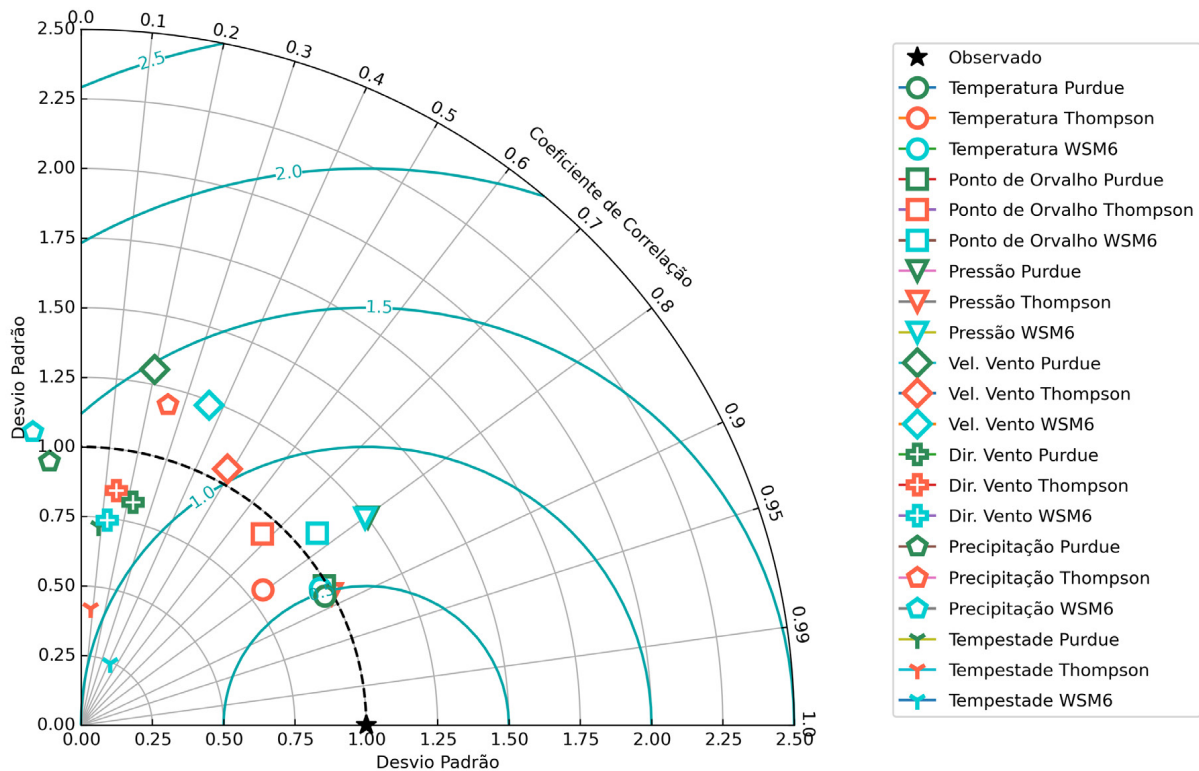


Figura 4.12: Diagrama de Taylor para Rancharia com simulação inicializada em 3 de janeiro de 2019 às 1800 UTC utilizando-se diferentes parametrizações de microfísica: Purdue em verde, Thompson em laranja e WSM6 em azul. A série temporal para os cálculos abrange do dia 04 às 0000 UTC ao dia 05 de janeiro de 2019 às 2300 UTC. A coordenada radial representa o desvio padrão normalizado, a coordenada angular representa o coeficiente de correlação, e os círculos concêntricos indicam o RMSE. A estrela marca o valor observado.

menor RMSE, sugerindo uma simulação mais precisa dos SCMs. Este resultado está de acordo com a análise de [Rasmussen \(2014 apud Rasmussen e Houze, 2016\)](#), que também identificou a parametrização Thompson como a mais adequada para simular SCMs, porém seu estudo focou na região Norte da Argentina. Assim, optou-se pela parametrização Thompson como padrão para a análise de caso desenvolvida adiante.

Vale ressaltar que, para esta simulação, tanto a parametrização Purdue quanto a WSM6 apresentaram praticamente o mesmo tempo de execução, ao passo que a parametrização Thompson levou 26% mais tempo para executar a simulação.

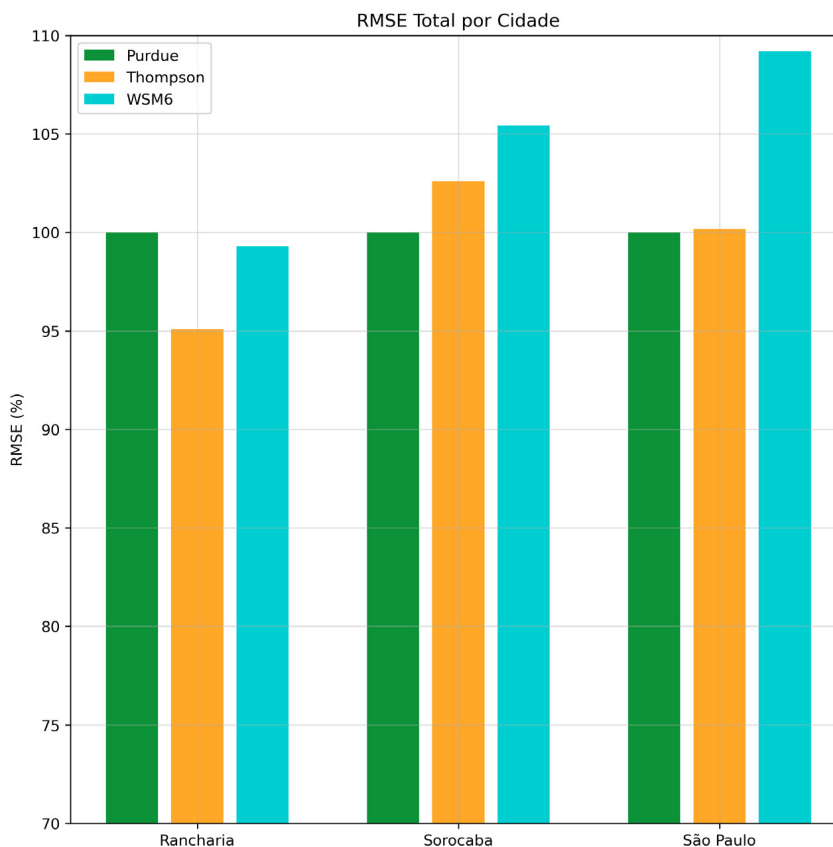


Figura 4.13: RMSE total para Rancharia, Sorocaba e São Paulo com simulação inicializada em 3 de janeiro de 2019 às 0000 UTC utilizando diferentes parametrizações de microfísica: Purdue em verde, Thompson em laranja e WSM6 em azul. O percentual é em relação à parametrização de Purdue.

4.2.4 Análise dos Campos da Simulação do WRF Utilizando-se a Parametrização Thompson

A análise da grade d01 (**Figura 4.14**), com 8100 m de espaçamento de grade horizontal, foi realizada de maneira semelhante à **Figura 4.9**, para comparar se a simulação WRF é capaz de representar os sistemas de escala sinótica como identificados nas análises GFS e dados observados.

Nota-se na **Figura 4.14a**, que a frente fria semi-estacionária gerada pelas soluções do modelo WRF apresenta o mesmo padrão que o identificado nas análises do GFS (**Figura 4.9a**), com o cavado frontal mantendo a mesma pressão e posição, mas com o geopotencial em 500 hPa levemente mais baixo. Na **Figura 4.14b**, o JBN é um pouco mais intenso no WRF, com os ventos apresentando o mesmo giro no Paraná para o estado de São paulo, resultando em núcleos de maior θ_e na região da tempestade. Na **Figura 4.14c**, os valores e configuração do campo de Pwat também se assemelham ao GFS, com maior concentração

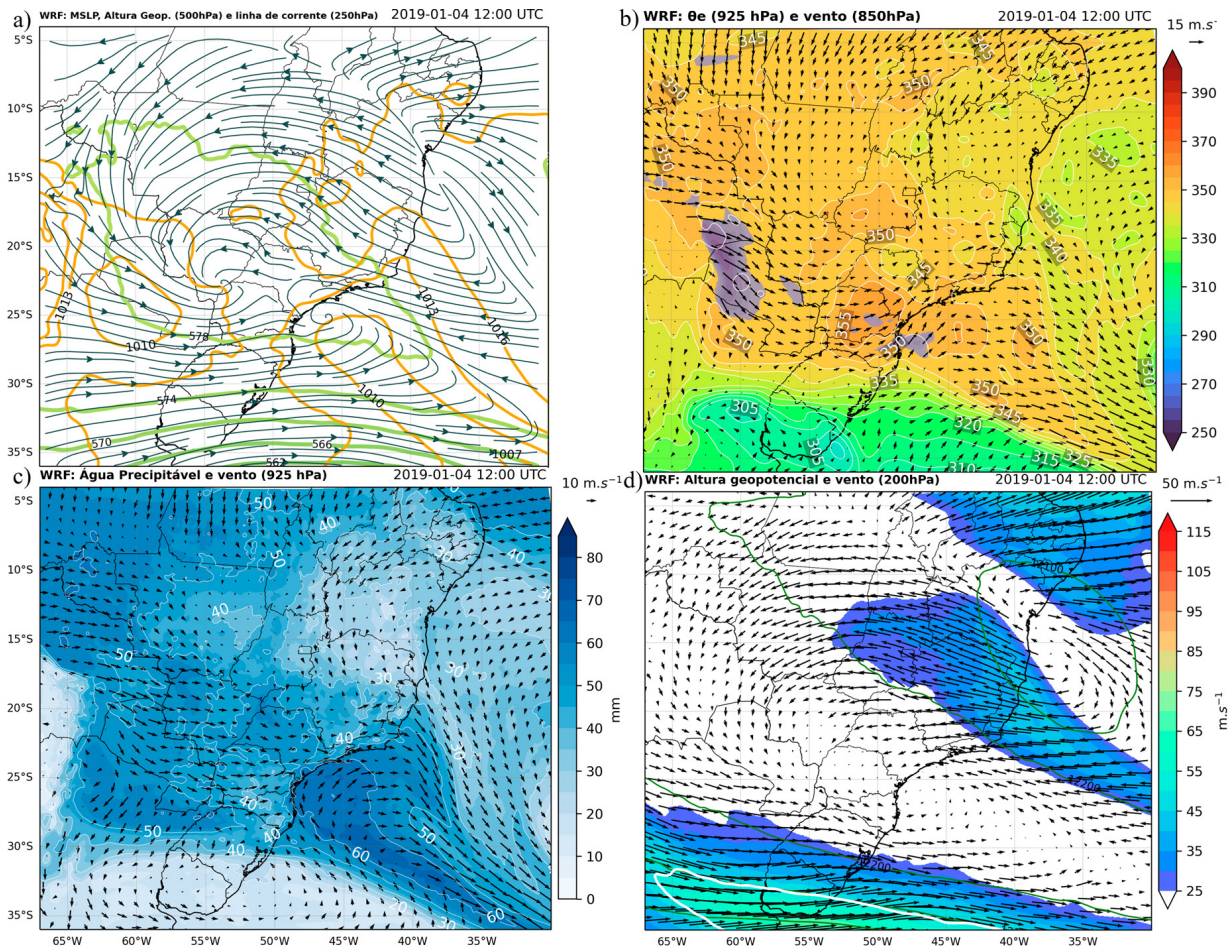


Figura 4.14: Análise do WRF d01 para 04 de janeiro de 2019 às 1200 UTC de: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de 12 m s^{-1}); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de 50 m s^{-1} .

na costa de São Paulo (60 mm) e sobre o estado (50 mm). Na **Figura 4.14d**, os ventos em altos níveis são mais forte no WRF e o VCAN também apresentam semelhanças, embora com uma altura geopotencial menor.

Ainda na grade d01, no dia 04 às 1200 UTC (**Figura 4.15a**), o fluxo de umidade na baixa troposfera provém da Amazônia em direção ao Paraguai, adquirindo curvatura anticiclônica em 25°S para o Paraná e São Paulo, da mesma forma descrita nos ventos em 925 hPa do GFS (**Figura 4.9b**). Além disso, nota-se a convergência do fluxo de umidade sobre o estado de São Paulo, mais intensamente no oceano próximo ao litoral norte do estado, a qual é uma região com altos valores de P_{wat} (**Figura 4.9c**).

Às 1800 UTC (**Figura 4.15b**), observa-se convergência do fluxo de umidade intensa

sobre todo estado de São Paulo, com o fluxo proveniente do sul mais intenso. Às 0000 UTC (**Figura 4.15c**), o fluxo do Paraguai é interrompido, escoando somente do oceano para o interior do estado e perpendicularmente à costa. Às 0700 UTC (**Figura 4.15d**) o fluxo de umidade enfraquece, porém, observa-se o intenso núcleo de convergência de umidade próximo à Rancharia, confirmando o favorecimento ao desenvolvimento de convecção profunda observada nesse horário.

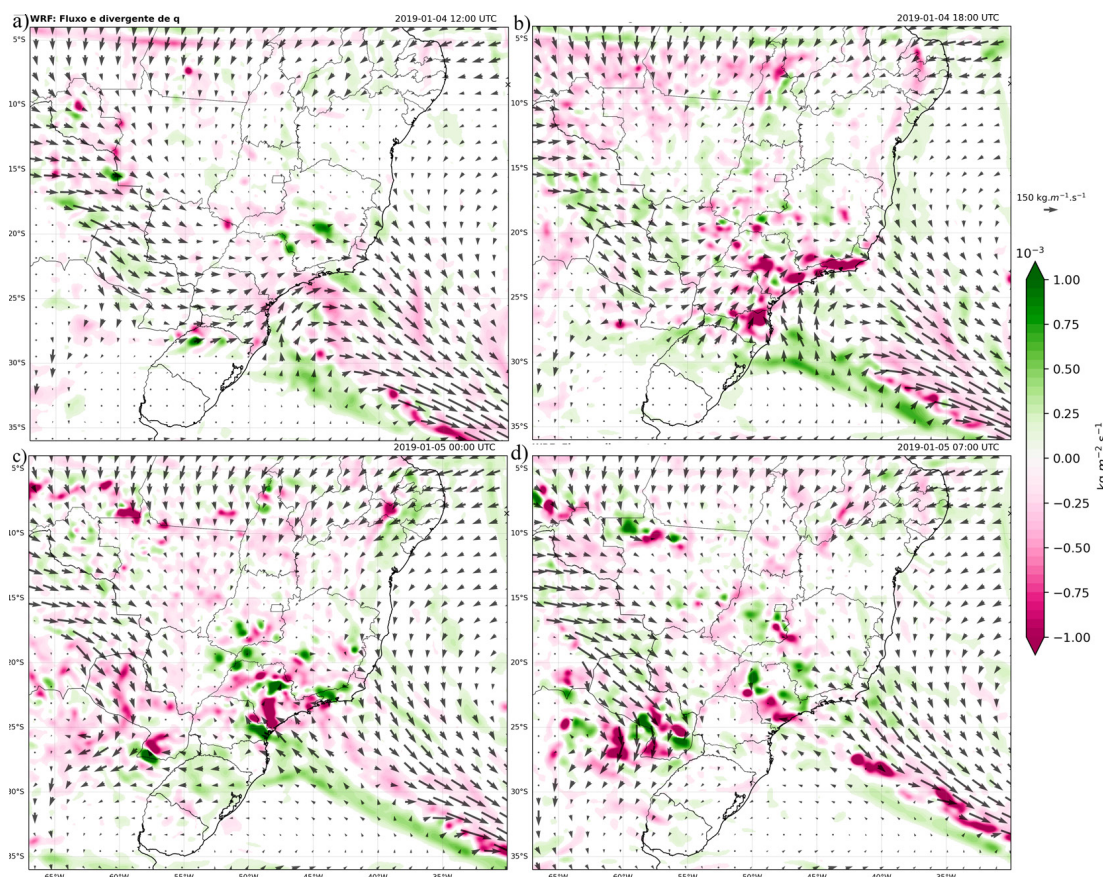


Figura 4.15: Fluxo de umidade específica integrado na vertical e seu divergente para os resultados da simulação do WRF d01 às: (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC para o dia 04; (c) 0000 UTC e (d) 0700 UTC para 05 de janeiro de 2019.

Utilizando a grade d02 é possível analisar os sistemas com mais detalhe. A **Figura 4.16** apresenta a temperatura de brilho da simulação para os mesmos instantes apresentados no infravermelho do GOES-16 (**Figura 4.2**), pois ambos são fisicamente semelhantes, permitindo assim uma comparação direta entre os dados simulados e os observados.

O campo simulado de temperatura de brilho na **Figura 4.16**, apresenta uma notável semelhança com o padrão espacial observado nas imagens do GOES-16. A atividade convectiva inicia por volta de 1500 UTC (**Figura 4.16a**). Às 2000 UTC (**Figura 4.16c**), as

nuvens desenvolveram-se mais rapidamente e com topos mais frios que o observado para o mesmo horário. Na **Figura 4.16d**, às 2300 UTC, observa-se convecção sobre todo o estado, com destaque para uma nuvem muito profunda exatamente sobre Rancharia, a qual foi observada apenas às 0500 UTC no satélite. Às 0500 UTC (**Figura 4.16e**), no litoral ainda persiste um sistema assim como observado (**Figura 4.2e**) apesar de estar mais intenso, já no interior demonstra dissipação da convecção. Por fim, às 1200 UTC (**Figura 4.16f**), os sistemas mais intensos dissiparam-se, restando apenas vestígios da frente fria semi-estacionária sobre o oceano.

A **Figura 4.17** ilustra a série temporal do tamanho das tempestades no estado de São Paulo, tanto para as observações obtidas pelo GOES-16 quanto para as duas grades da simulação realizada pelo modelo WRF. Para ambas as grades, a simulação inicia o processo de convecção um pouco mais cedo, sendo que na grade d02 o tamanho fica próximo ao observado, enquanto na d01 torna-se significativamente maior por volta das 2300 UTC. Além disso, o pico observado às 0500 UTC, referente a tempestade em Rancharia, não é reproduzido em nenhuma das grades. A **Figura 4.17** ainda revela que na grade d02 o RMSE é menor, demonstrando haver uma diminuição efetiva no erro da simulação ao utilizar a grade mais refinada.

Os campos de refletividade calculados com as soluções numéricas da simulação (**Figura 4.18**) mostram que, no geral, os valores de refletividade são moderados (30 dBZ), com pequenos núcleos mais intensos (60 dBZ) embebidos em sistemas convectivos de maior dimensão, mas com menores valores de refletividade. A simulação, assim, indica a tendência de organização de aglomerados convectivos em pequenas linhas de instabilidade na escala meso- β . Comparando com o observado no radar de São Roque (**Figura 4.6**), na simulação, a refletividade moderada encontra-se mais espalhada por todo o domínio e, em geral, exibe valores inferiores de dBZ.

Às 1300 UTC (**Figura 4.18a**), observa-se que a refletividade simulada assemelha-se à do radar (**Figura 4.6a**), e apresenta pequenos núcleos moderados próximos a São Paulo e um aglomerado maior ao norte do estado. Nota-se novamente que a simulação tende a estar adiantada, já que a refletividade mais intensa avança sobre Sorocaba às 1700 UTC (**Figura 4.18b**) como uma linha de instabilidade, no entanto, para São Paulo, a linha de instabilidade é semelhante à observada. Às 2000 UTC (**Figura 4.18c**), a linha intensifica-se com orientação nordeste, mas no radar, o sistema era maior e menos organizado. Às 2200

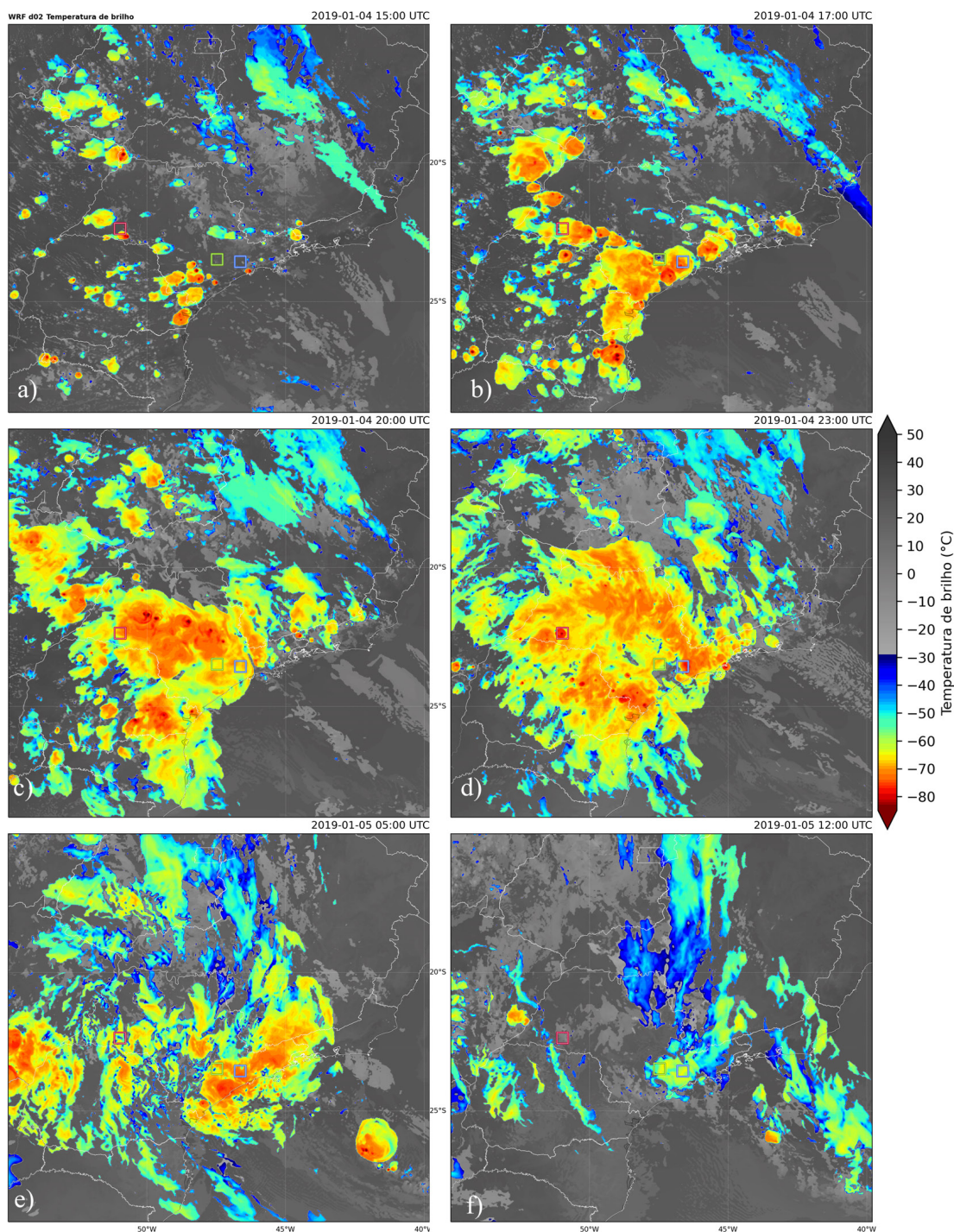


Figura 4.16: Temperatura de brilho ($^{\circ}\text{C}$) da simulação do WRF d02 às: (a) 1500, (b) 1700, (c) 2000 e (d) 2300 UTC para o dia 04 e; (e) 0500, (f) 1200 UTC para 05 de janeiro de 2019. Os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho).

UTC (**Figura 4.18d**), a linha continua a deslocar-se para norte, e aparece outro sistema na fronteira entre o Parana e São Paulo com aglomerados intensos de 55 dBZ.

No dia 05, à 0100 UTC (**Figura 4.18e**), esse sistema se organiza em uma linha, deslocando-se para norte. Uma vantagem da simulação é a capacidade de mostrar a re-

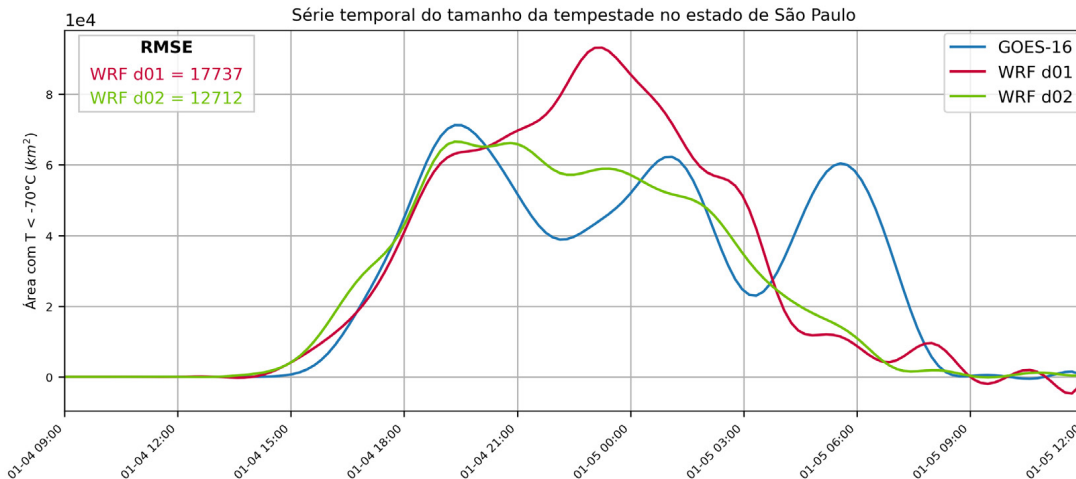


Figura 4.17: Série temporal horária do tamanho da tempestade (km^2) do GOES-16 e as duas grades do WRF, considerando os pontos de grade com temperatura de brilho $\leq -70^{\circ}\text{C}$, das 0900 UTC do dia 04 às 1200 UTC do dia 05 de janeiro de 2019.

fletividade em todo o domínio, não se restringindo apenas ao domínio espacial do radar meteorológico de São Roque. Assim, às 0530 UTC (**Figura 4.18d**), identificam-se intensos núcleos de refletividade (55 dBZ) no flanco oeste da linha em Rancharia, indicando um ambiente com forte rotação dos ventos.

Quando comparado ao MERGE (**Figura 4.7**), a simulação (**Figura 4.19**) apresenta núcleos de precipitação de menor dimensão, porém mais intensos. No dia 04 de janeiro de 2019, às 1700 UTC (**Figura 4.19a**), nota-se uma linha de precipitação intensa (50 mm), que se estende do litoral, passando por São Paulo e Sorocaba, até atravessar todo o estado de São Paulo, o que não foi observado pelo MERGE. Às 1900 UTC (**Figura 4.19b**), essa linha desloca-se para norte, deixando apenas chuvas estratiformes em Sorocaba, momento em que os instrumentos mostram as precipitações mais intensas. Os núcleos de precipitação intensa permaneceram no litoral ao longo da noite até a madrugada do dia 05 (**Figura 4.19c, d**), resultando em acumulados de até 140 mm durante o período. Às 0500 UTC (**Figura 4.19e**), ocorre a precipitação em Rancharia com acumulado de 50 mm, porém muito mais localizada que o observado. Às 1100 UTC (**Figura 4.19f**), restam somente resquícios de precipitação no litoral. Destaca-se que, em ambas as cidades, a precipitação foi antecipada em relação às observações, como destacado anteriormente.

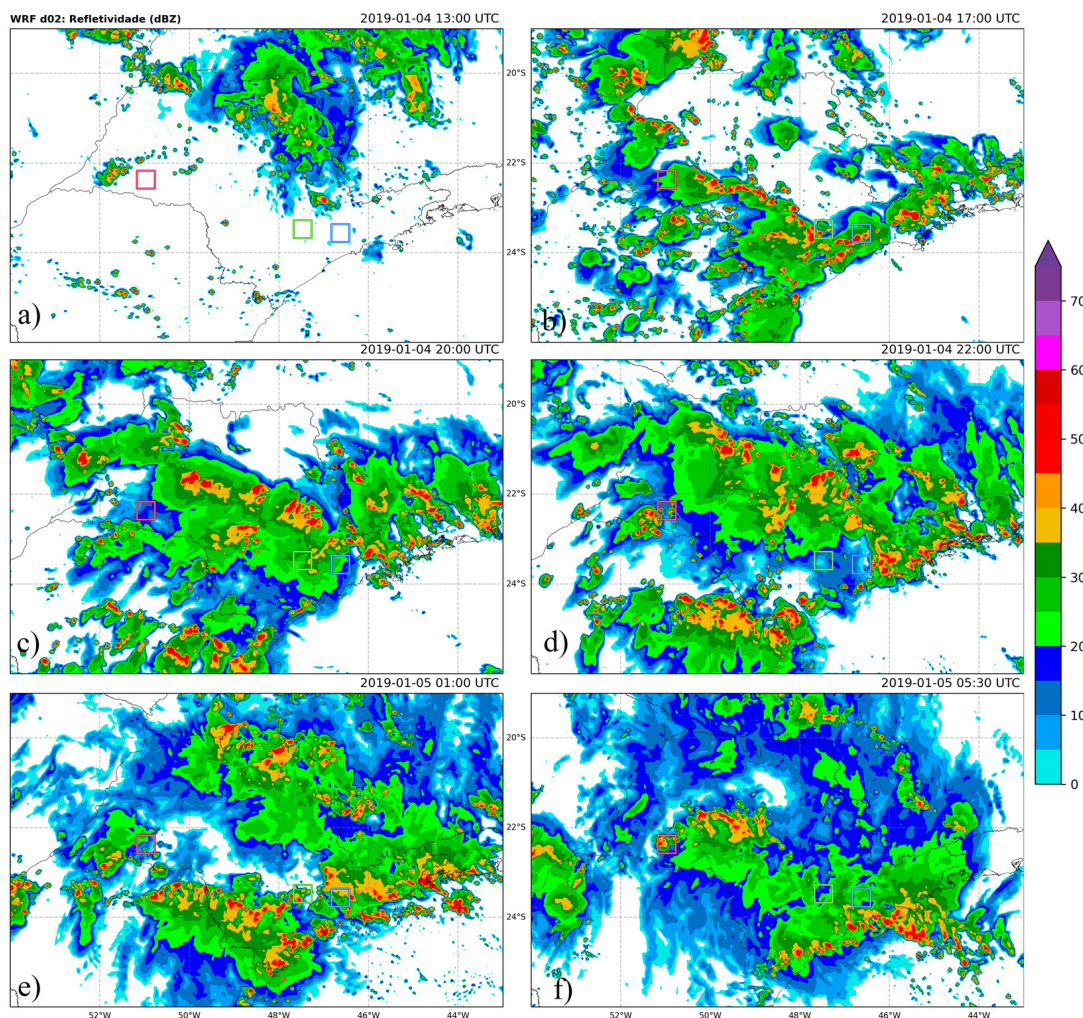


Figura 4.18: Refletividade (dBZ) calculada com as soluções da simulação do WRF d02 às: (a) 1300, (b) 1700, (c) 2200 e (d) 2200 UTC para o dia 04 e; (e) 0100 e (f) 0530 UTC para 05 de janeiro de 2019. Os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho).

4.2.5 Índices de Instabilidade

Os cálculos de GDI foram realizados utilizando-se a simulação do WRF e também as análises do GFS (**Figura 4.20**), para comparação entre os dois conjuntos de dados. O objetivo aqui é verificar se há melhoria ou não da representação dos fenômenos convectivos por meio do aumento da resolução espacial e temporal com o WRF, em relação às análises GFS. Objetiva-se também avaliar a eficácia do GDI na identificação de regiões de potencial convectivo em ambos os modelos.

É evidente que, ambas as simulações identificaram potencial para convecção sobre o estado de São Paulo durante o período. Contudo, ao comparar os dois conjuntos de dados numéricos com as observações de precipitação do MERGE, observa-se que o modelo

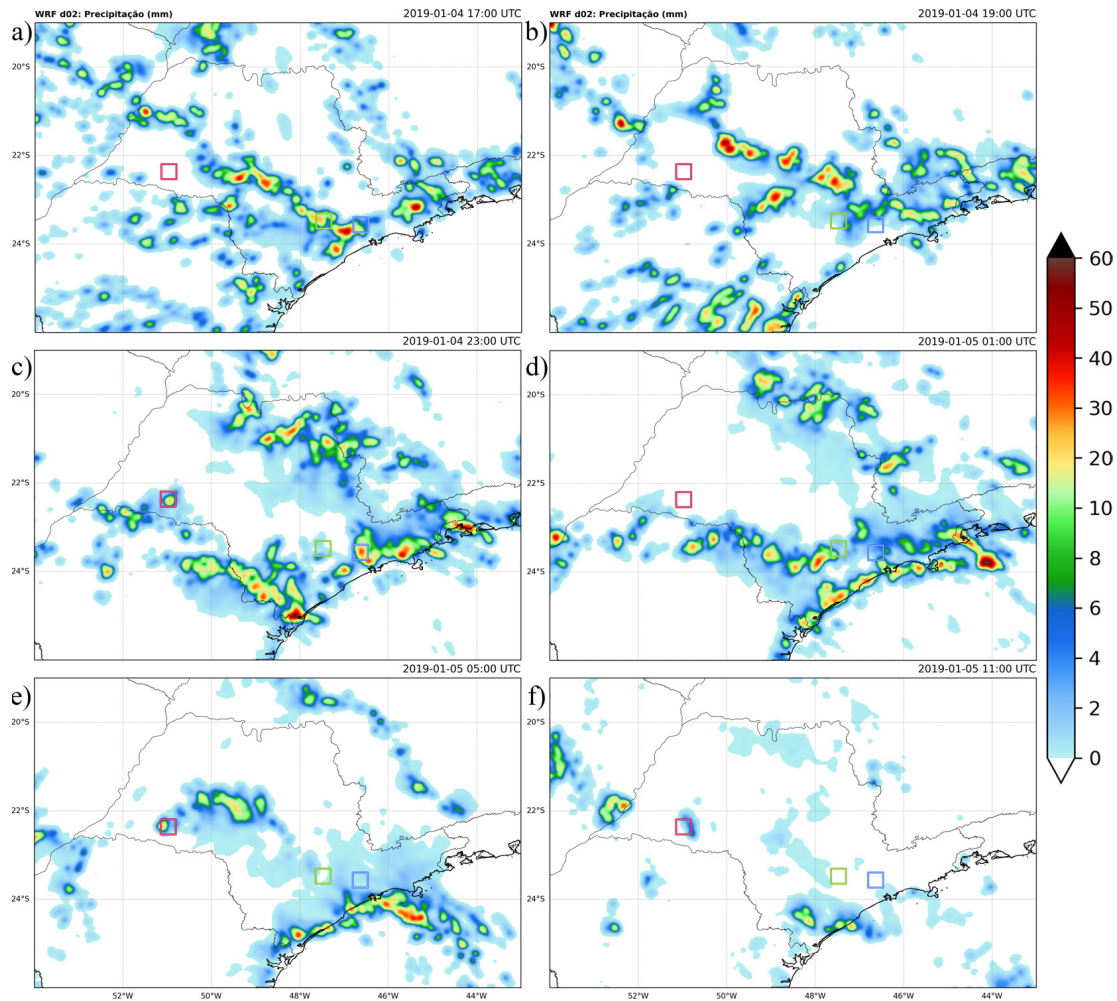


Figura 4.19: Precipitação (mm) acumulada horária da simulação do WRF d02 às: (a) 1700, (b) 1900 e (c) 2300 UTC para o dia 04; (d) 0100, (e) 0500 e (f) 1100 UTC para 05 de janeiro de 2019. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. Os quadrados indicam a localização da cidade de Sorocaba (em verde), São Paulo (em azul) e Rancharia (em vermelho).

GFS indica altos níveis de instabilidade (60) em toda região (**Figura 4.20c**), enquanto o WRF destaca menores núcleos de potencial convectivo profundo, demonstrando maior concordância com o observado. O WRF destaca de maneira mais precisa os núcleos mais intensos ao longo do litoral (**Figura 4.20a**), assim como na região de Rancharia durante a madrugada do dia 05 (**Figura 4.20b**), sem apresentar valores elevados de instabilidade em toda a região. Esses resultados ressaltam a capacidade do GDI associado ao WRF, com uma grade mais refinada, em identificar com maior precisão as áreas de maior potencial convectivo, indicando a influência positiva de uma maior resolução espaço-temporal em direção a uma mesoescala mais refinada (mesoescala- β).

Outros índices são calculados apenas na simulação do modelo WRF. Para facilitar a comparação entre esses índices, adotou-se uma escala de cores equivalente à do GDI,

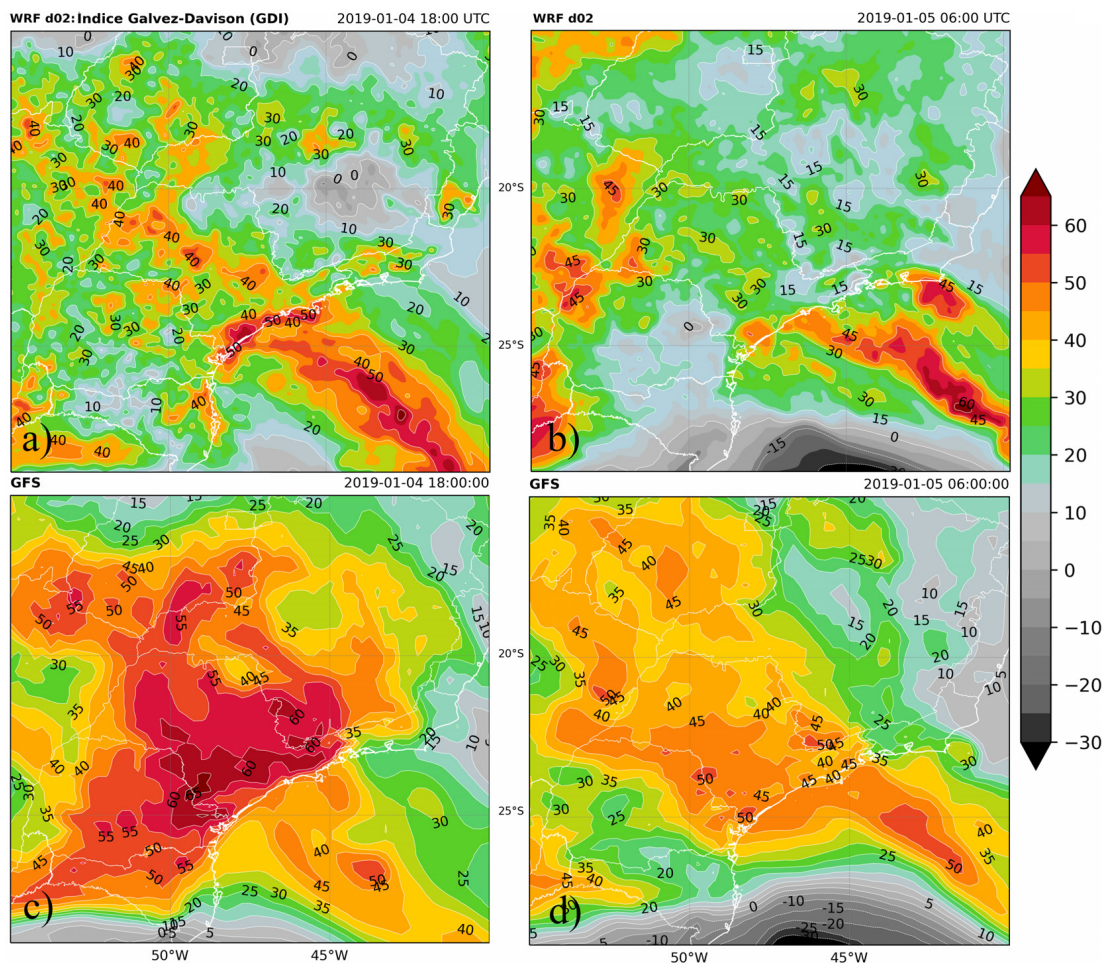


Figura 4.20: GDI para a simulação do modelo WRF d02 e GFS: (a, c) às 1800 UTC do dia 04 de janeiro e (b, d) às 0600 UTC do dia 05 de janeiro de 2019.

destacando-se o potencial convectivo por meio das cores previamente definidas na **tabela 3.2**. Para o LI (**Figura 4.21a**), observa-se instabilidade moderada (-4) em todo domínio, tanto durante a noite quanto na madrugada (**Figura 4.21b**), sendo que no oceano, devido à abundância de umidade nos baixos níveis, o índice indica forte instabilidade atmosférica em todo o período. Sobre o continente, o padrão se assemelha mais ao GDI, mas seus valores ainda indicam muita instabilidade no interior.

O índice SWISS (**Figura 4.21c**) apresenta sinal mais próximo ao observado, porém acaba indicando estabilidade (> 4) em muitas áreas e não consegue capturar a convecção no sul do estado à noite. Além disso, devido à sua relação com o LI, ele também apresenta muita severidade sobre o oceano. No entanto, no dia 05 (**Figura 4.21d**), o SWISS assemelha-se mais ao MERGE, indicando forte instabilidade (-6) na região de Rancharia.

O índice Showalter (**Figura 4.22a**) exhibe um padrão semelhante ao GDI, no entanto, indica apenas instabilidade moderada. Durante a madrugada do dia 05, o índice detecta

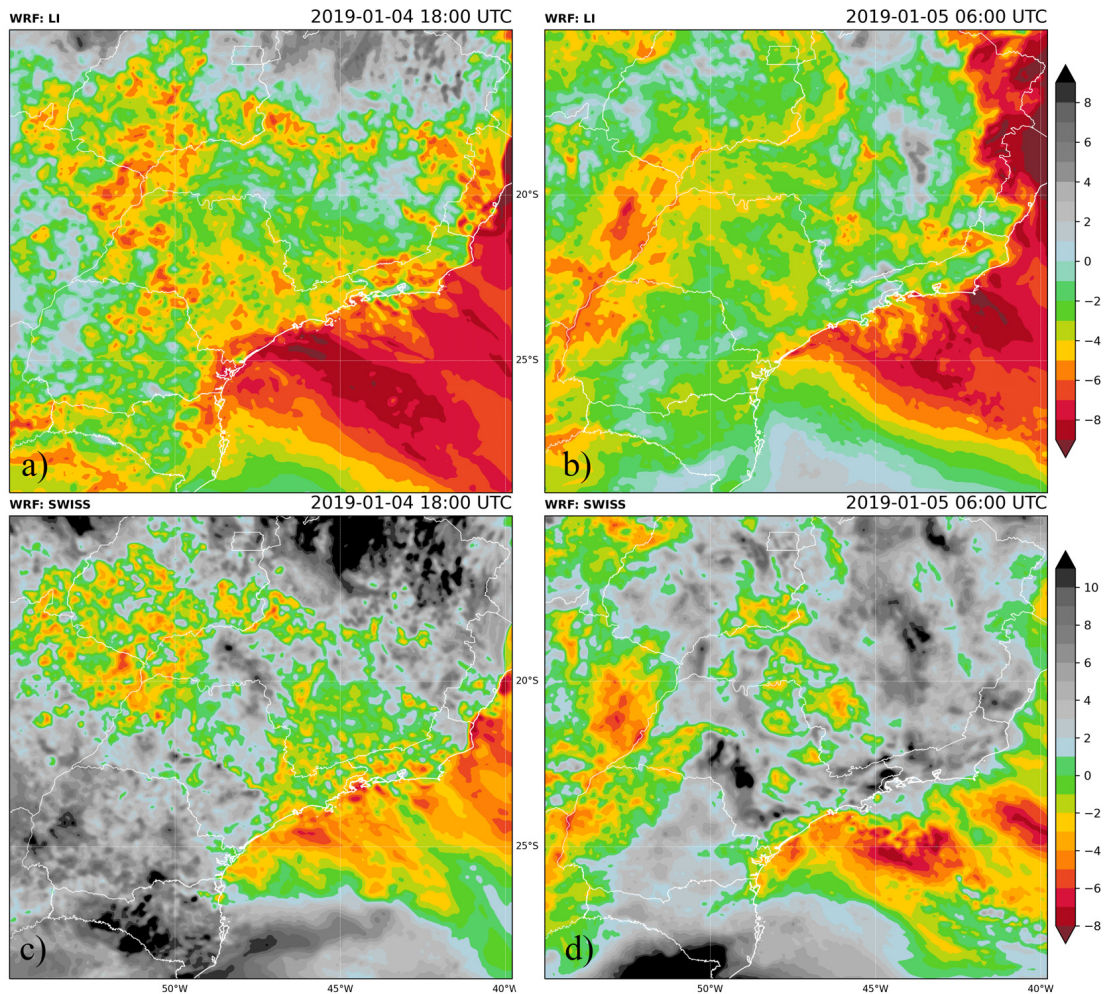


Figura 4.21: Índice de instabilidade LI e SWISS para a simulação do modelo WRF d02: (a, c) às 1800 UTC do dia 04 de janeiro e (b, d) às 0600 UTC do dia 05 de janeiro de 2019.

as regiões de instabilidade no interior (**Figura 4.22b**), porém não foi capaz de indicar a severidade observada. Quanto ao índice K (**Figura 4.22c**), este aponta para instabilidade severa (> 35) em todo o domínio, exceto na região pós-frontal. Essa instabilidade varia pouco ao longo do dia, o que dificulta determinar localmente as áreas com convecção.

4.2.6 Análise Local

Para uma análise local do evento, foram selecionados duas cidades: Sorocaba e Rancharia. A primeira, foi onde ocorreu a maior quantidade de danos reportados pelos jornais e a segunda, a cidade encontrada na região da tempestade multicelular durante a madrugada do dia 05 de janeiro de 2019 (**Figura 4.7**), com grande acumulado de chuva (53 mm em uma hora).

As seções transversais de noroeste da **Figura 4.23** mostram o predomínio de ventos

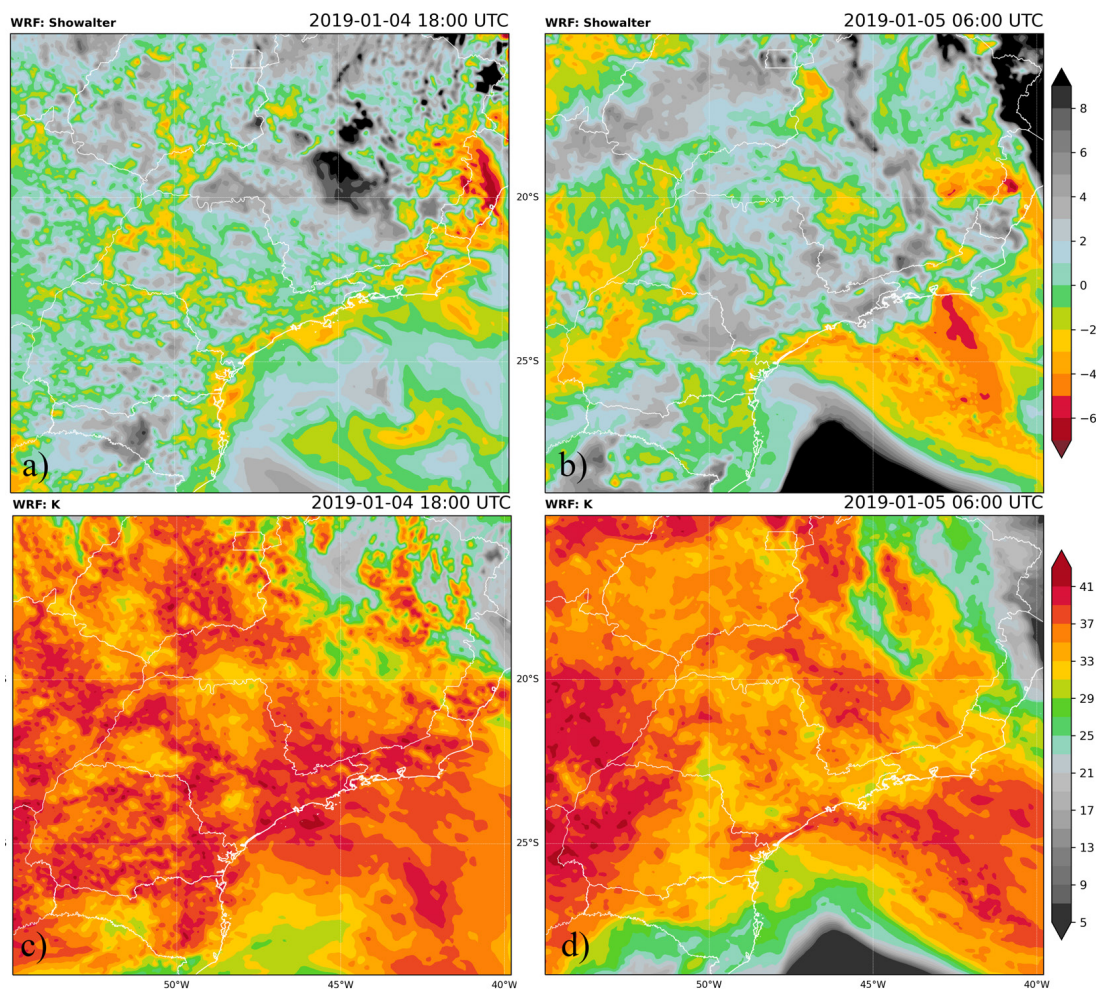


Figura 4.22: Índice de instabilidade Showalter e K para a simulação do modelo WRF d02: (a, c) às 1800 UTC do dia 04 de janeiro e (b, d) às 0600 UTC do dia 05 de janeiro de 2019.

de sudeste em praticamente todo o domínio, sem que se forme uma circulação fechada de brisa marítima. Nas **Figuras 4.23a** e **b**, observa-se o aquecimento da encosta da Serra do Mar, que induz uma corrente ascendente, favorecendo a entrada do ar mais quente e úmido com origem na costa litorânea (Ribeiro et al., 2018). Por outro lado, ao analisar a encosta da Serra de São Francisco (-23.65° , -47.36°), que é voltada para o oeste, nota-se um θ_e menor. Isso ocorre devido a um ângulo mais acentuado da incidência solar no período da manhã, resultando em um aquecimento mais lento. Conseqüentemente, os ventos de noroeste com maior θ_e interagem com essa topografia, dando origem a correntes ascendentes sobre Sorocaba, que iniciam a convecção sobre a cidade.

Na **Figura 4.23c**, vê-se que o vento de sudeste, que carrega uma massa de ar com maior θ_e , penetra o interior do estado com aceleração dos ventos, ocasionando convergência próximo às coordenadas -23.65° , -47.36° com um núcleo de alto θ_e atingindo os 2500 m,

originando uma corrente ascendente intensa. Às 1730 UTC, na **Figura 4.23d**, observa-se convecção generalizada na região, acompanhada por rajadas de vento de até 16 m s^{-1} , associadas ao movimento descendente da tempestade. A partir do intenso gradiente horizontal de θ_e , identifica-se a frente de rajada (linha vermelha) à frente da tempestade. Além disso, ainda é possível observar um intenso movimento ascendente a noroeste da cidade de Sorocaba, associado ao núcleo de θ_e elevado, o que induz a formação de novas células convectivas a noroeste de Sorocaba.

Para Rancharia, a situação é semelhante à de Sorocaba, porém ocorre mais tarde devido à sua localização geográfica mais distante do litoral. À 0100 UTC (**Figura 4.24a**), observam-se os ventos de noroeste no interior e fortes tempestades ocorrendo próximo ao litoral, acompanhadas por ventos de sudeste. Às 0500 UTC (**Figura 4.24b**), os sistemas multicelulares já se propagaram para o interior, alcançando Rancharia.

Analisando pontualmente as variáveis meteorológicas nas cidades, nota-se que, para Sorocaba, ocorre a inversão dos ventos em baixos níveis (**Figura 4.25**). Antes da tempestade, esses ventos eram predominantemente de norte, mas durante a tempestade ficaram no quadrante sul e intensificaram, o que indica influência da frente de rajada. No entanto, esse padrão não se mantém e logo voltam a ser de quadrante norte. Em Rancharia, não foi observada a inversão dos ventos, apesar de ter havido uma mudança na direção do vento de noroeste para nordeste durante a tempestade e ventos mais fortes.

A **Figura 4.26** mostra que houve uma queda de temperatura associada às precipitações, com padrão similar ao identificado na série temporal da estação meteorológica de superfície de Sorocaba (**Figura 4.4**). No entanto, é notável que a temperatura máxima foi alcançada três horas antes, registrando $3 \text{ }^\circ\text{C}$ acima do observado. A temperatura mínima não diminuiu no dia seguinte e a MSLP permanece igual, considerando o ciclo diurno, o que confirma que não ocorreu a passagem de uma frente fria sobre o continente.

Na **Figura 4.27** observa-se que, para Sorocaba, a simulação atrasa o instante com máxima intensidade de precipitação (52 mm), só ocorrendo à 0100 UTC do dia 05. Mas logo antes do horário da tempestade observada também ocorre um grande acumulado na simulação (45 mm). Ressalta-se que a estação meteorológica registrou apenas 20 mm de chuva às 1900 UTC. Para Rancharia, a simulação antecipa um grande acumulado de precipitação no final da noite, entretanto, apenas 5 mm são registrados na estação. Já durante a madrugada do dia 05, a simulação coincide exatamente com o horário e a amplitude da

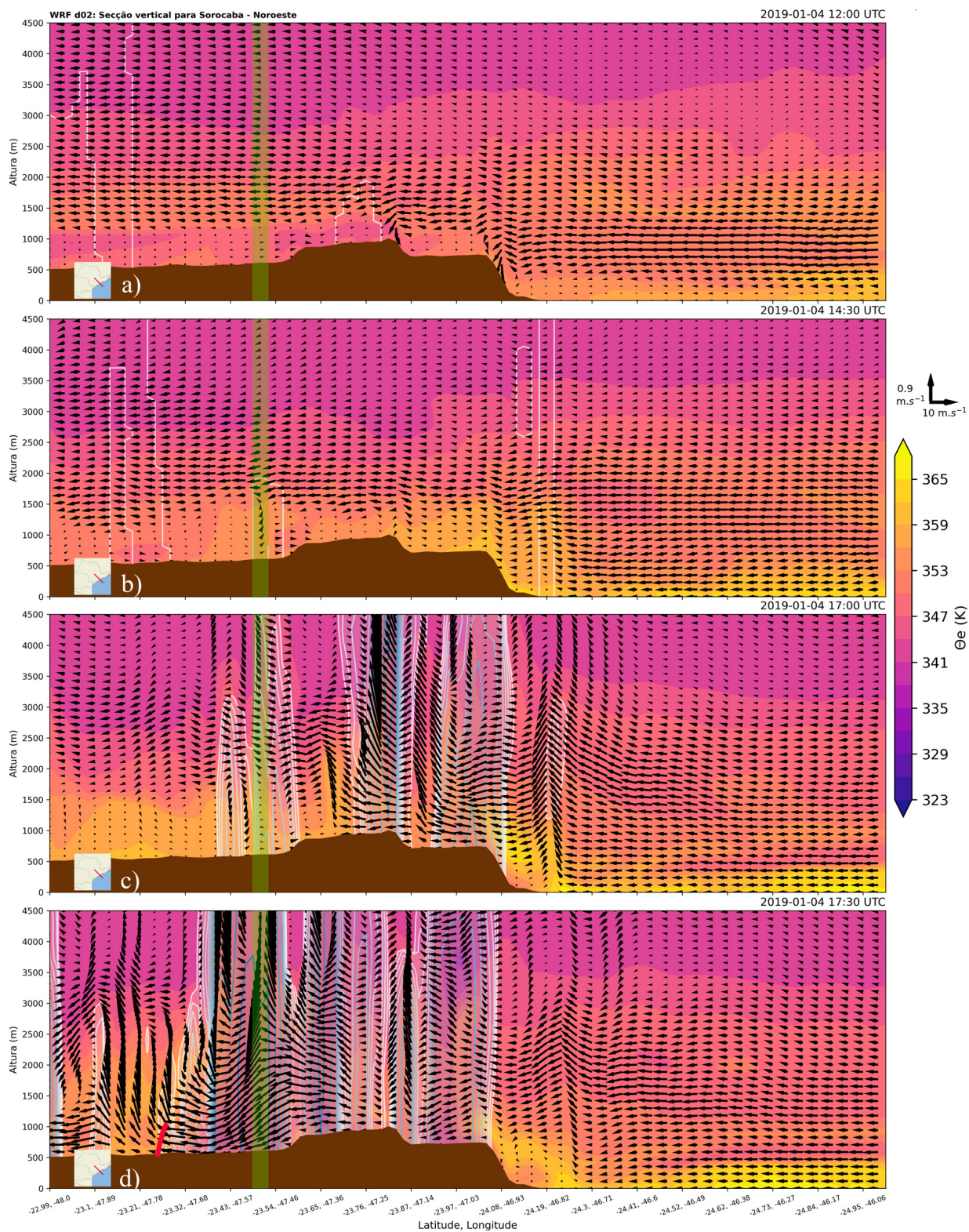


Figura 4.23: Seção vertical na direção noroeste da simulação do WRF d02, utilizando-se a parametrização Thompson, exibindo a temperatura potencial equivalente em K (sombreado colorido), refletividade em dBZ (linhas azuis), vento em $m \cdot s^{-1}$ (vetores) e superfície (sombreado marrom). Às (a) 1200 UTC, (b) 1430 UTC, (c) 1700 UTC e (d) 1730 UTC do dia 04 de janeiro de 2019. A linha vermelha no destaque indica a posição da seção vertical. A linha vermelha na figura indica a posição da frente de rajada. O sombreado em verde marca a posição da cidade de Sorocaba.

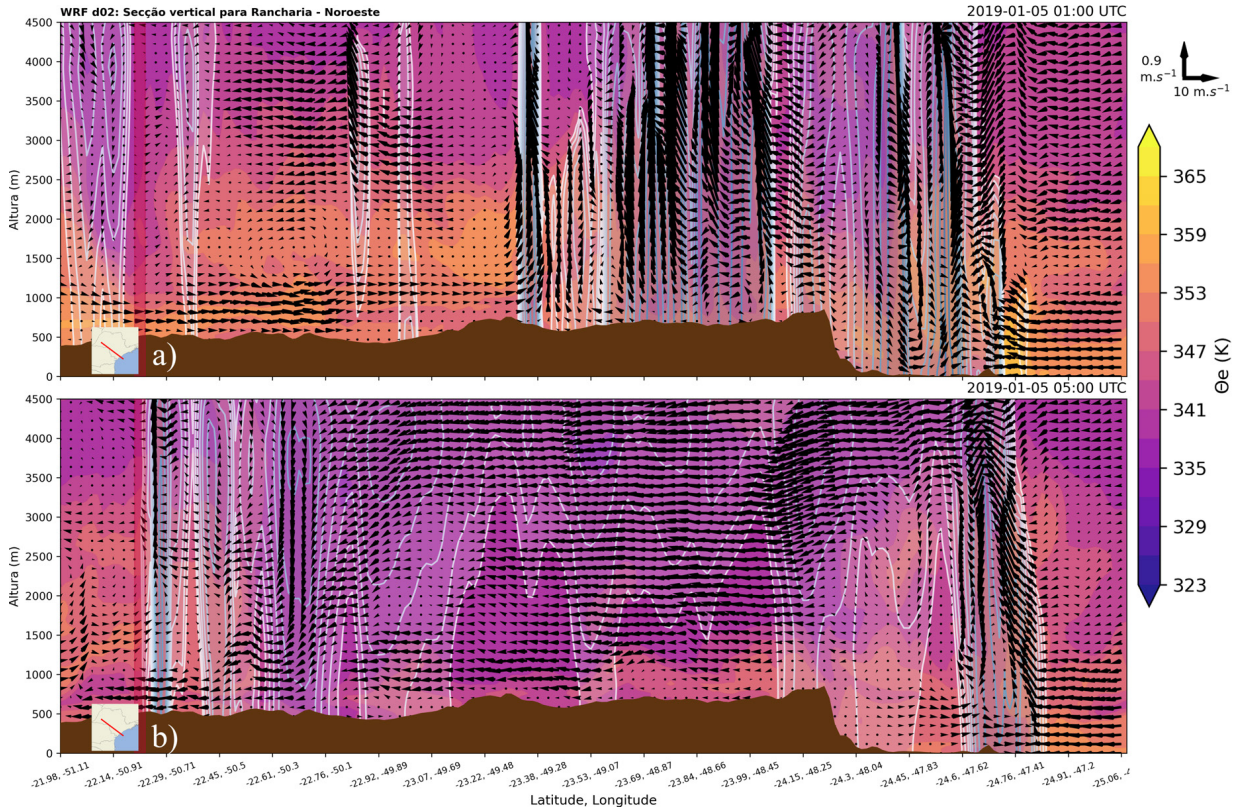


Figura 4.24: Secção vertical na direção noroeste da simulação do WRF d02, utilizando-se a parametrização Thompson, exibindo a temperatura potencial equivalente em K (sombreado colorido), refletividade em dBZ (linhas azuis), vento em $m s^{-1}$ (vetores) e superfície (sombreado marrom). Às (a) 0100 UTC e (b) 0500 do dia 04 de janeiro de 2019. A linha vermelha no destaque indica a posição da secção vertical. O sombreado em vermelho marca a posição da cidade de Rancharia.

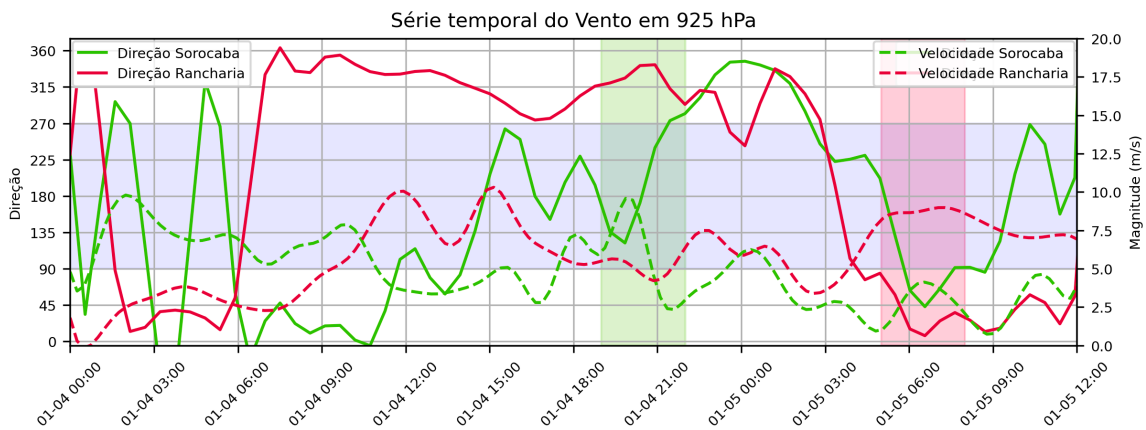


Figura 4.25: Série temporal horária do vento ($m s^{-1}$) em 925 hPa da simulação do WRF d02 para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas verticais indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.

precipitação observada. O GDI apresenta altos valores durante todo dia, apontando para grande potencial convectivo nas cidades analisadas. Há um pico máximo antes da tem-

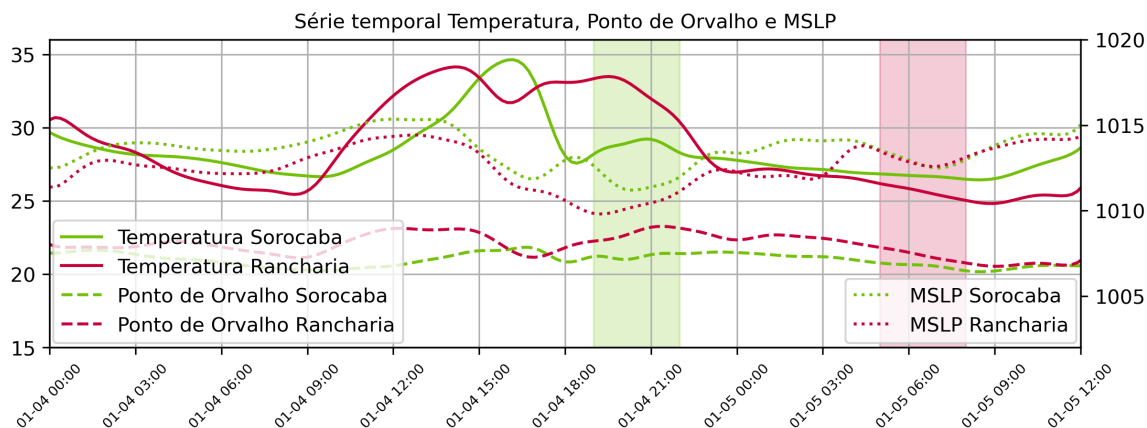


Figura 4.26: Série temporal horária de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), ponto de orvalho em superfície ($^{\circ}\text{C}$) e MSLP (hPa), da simulação do WRF d02 para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas verticais indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades. Região sombreada horizontal em azul indica vento predominante do quadrante Sul.

pestade em Sorocaba, enquanto em Rancharia o máximo ocorre associado à precipitação do modelo à noite. Mas durante a tempestade, no decorrer da madrugada, o GDI ainda indicava potencial para desenvolvimento de convecção profunda (40).

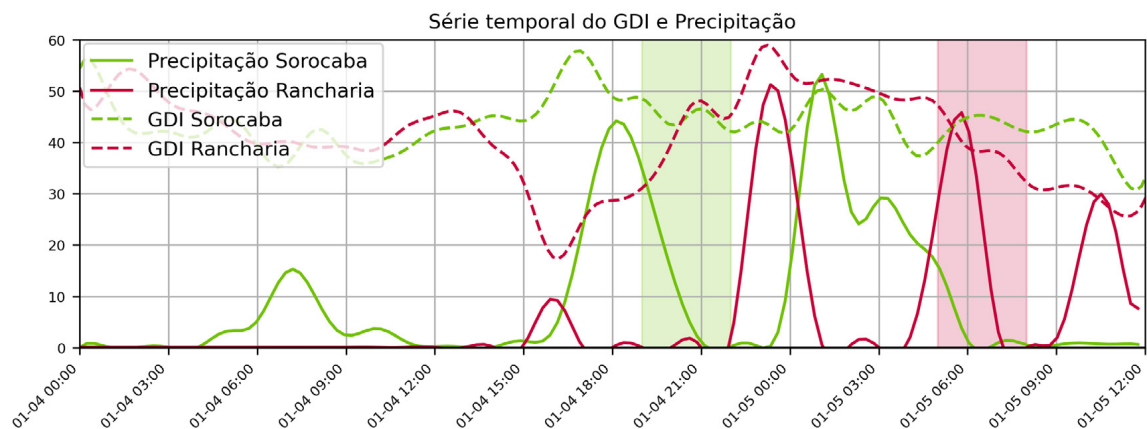


Figura 4.27: Série temporal horária do GDI e precipitação (mm) para a simulação do WRF d02, para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas na vertical indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.

Para P_{wat} em Sorocaba (Figura 4.28), a variável se mantém em 50 mm, com leve aumento para 55 mm antes da tempestade observada e de 60 mm após a mesma, que, na verdade, está relacionado com as tempestades da simulação. Para Rancharia também vê-se um pico de 63 mm as 1800 UTC, quando ocorriam chuvas de 5 mm na estação. Já antes da tempestade de madrugada, o pico chega a 66 mm. A série de θ_e mostra valores de

350 K até as 1500 UTC, elevando-se para 355 K em Sorocaba e 356 K em Rancharia. Em Sorocaba, ocorre uma queda brusca para 348 K durante a tempestade simulada, e continua diminuindo durante a noite. Para Rancharia também é observada uma queda repentina de θ_e para 342 K durante a tempestade.

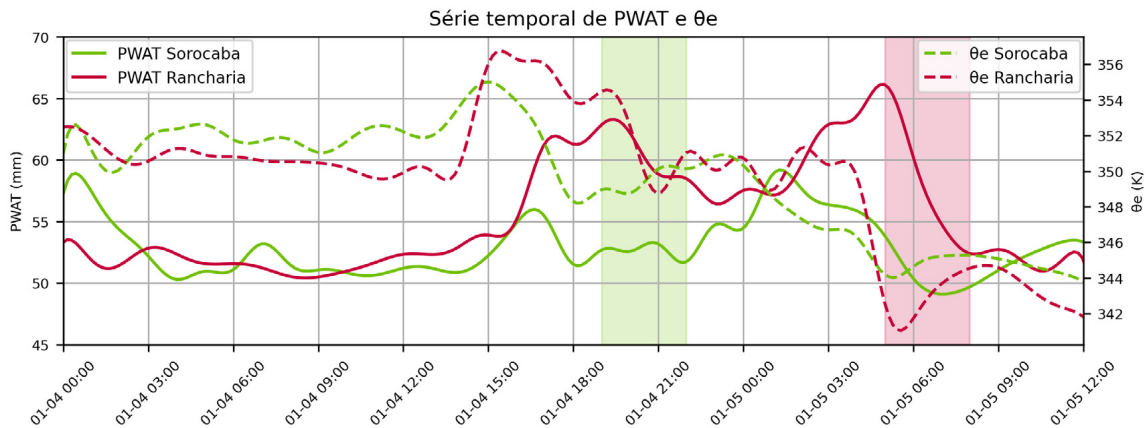


Figura 4.28: Série temporal horária de Pwat (mm) e temperatura potencial equivalente (K) em 850 hPa com a simulação do WRF d02, para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas na vertical indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.

Para complementar a análise também foram calculados outros índices de instabilidade, porém agora considerando a parcela mais instável e com o uso da temperatura virtual, sendo eles: CAPE (MUVCAPE); Bulk Richardson Number (MUVBRN); índice K (MUVKI); LI (MUVLI); SWISS (MUVSWISS); SWEAT (MUVSWEAT) e o Showalter (MUVSW).

O MUVCAPE (**Figura 4.29**) registra valores mais elevados (2500 J/kg) durante as primeiras horas da tarde nas duas cidades, indicando um ambiente termodinamicamente instável. Entretanto, à medida que as tempestades se desenvolvem mais tarde, os valores de MUVCAPE diminuem. O MUVBRN mostra valores maiores que 60 ao longo da maior parte do período analisado, o que aponta para a possibilidade de formação de tempestades multicelulares. Somente durante a tempestade em Rancharia se mantêm próximo a 60, indicando um ambiente favorável à formação de convecção em forma de supercélula, coincidindo com o analisado na refletividade da simulação. É interessante notar que a indicação favorável à formação de supercélula em Rancharia coincide com a célula de maior intensidade, de formato circular, observada às 0500 UTC na imagem do canal infravermelho do satélite GOES-16 (**Figura 4.2d**).

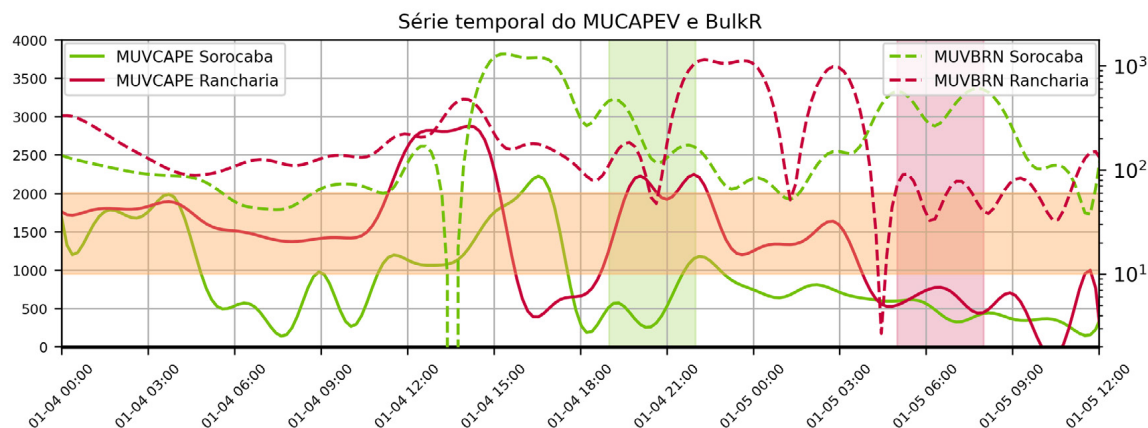


Figura 4.29: Série temporal horária do MUCAPEV em escala linear a esquerda e MUVBRN na escala logarítmica a direita, da simulação do WRF d02 para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), de 04 a 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades. Região sombreada em laranja indica valores de desenvolvimento de super-células pelo MUVBRN.

Na **Figura 4.30** o MUVLI também aponta para ocorrência de tempestades severas no começo da tarde (< -4), sua análise é semelhante à realizada para MUCAPEV uma vez que as séries são simétricas, como observado por [Hallak e Pereira Filho \(2012\)](#). O MUVSWISS para Sorocaba indica possibilidade de tempestade ao longo de todo dia (< 1), porém durante a chuva acaba aumentando, indicando menor instabilidade. Já em Rancharia, o MUVSWISS indica severidade ao longo de toda madrugada, com um valor de -10 durante o horário da tempestade. O MUVSW indica instabilidade (< 0) em todo período, porém em ambas as cidades os valores aumentam no horário da tempestade, na realidade apontando para condições menos instáveis.

O MUVSWEAT (**Figura 4.30**) indica condição de estabilidade (< 1) ao longo de todo dia para ambas as cidades. Por outro lado, o MUVKI apresenta um alto nível de instabilidade durante todo o período (> 30). Em Sorocaba, essa instabilidade diminui durante a tempestade observada. No entanto, em Rancharia, são observados valores de instabilidade extrema (42) imediatamente antes e durante a tempestade.

A maioria dos índices apresentam sinal de forte instabilidade para todo o dia 04. Mas, como identificado por [Uma e Das \(2019\)](#), embora esses índices indiquem frequentemente a possibilidade de convecção profunda, isso não garante que as tempestades realmente ocorram. Ao se analisar na frequência horária, vê-se que os índices têm dificuldade em identificar o instante em que a chuva ocorreu, já que na maior parte, a precipitação acaba

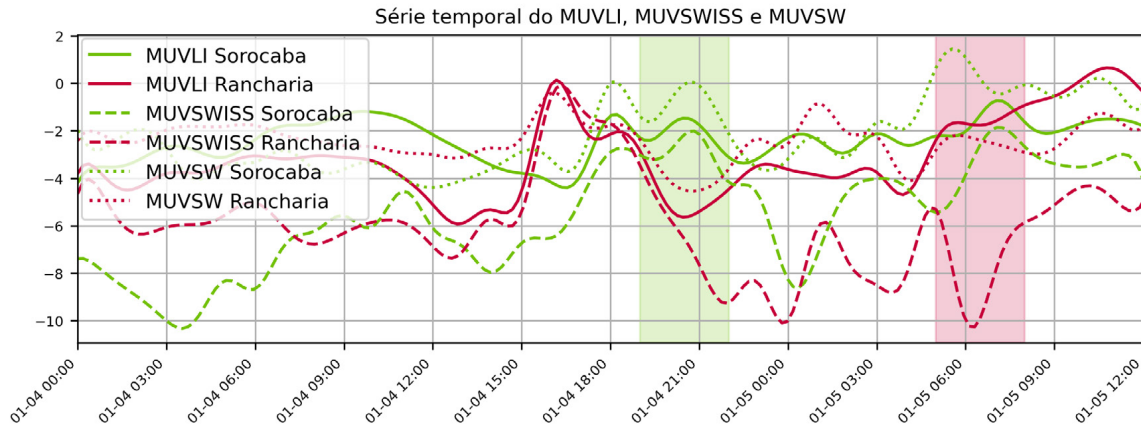


Figura 4.30: Série temporal horária do MUVLI, MUVSWISS e MUVSW com a simulação do WRF d02, para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.

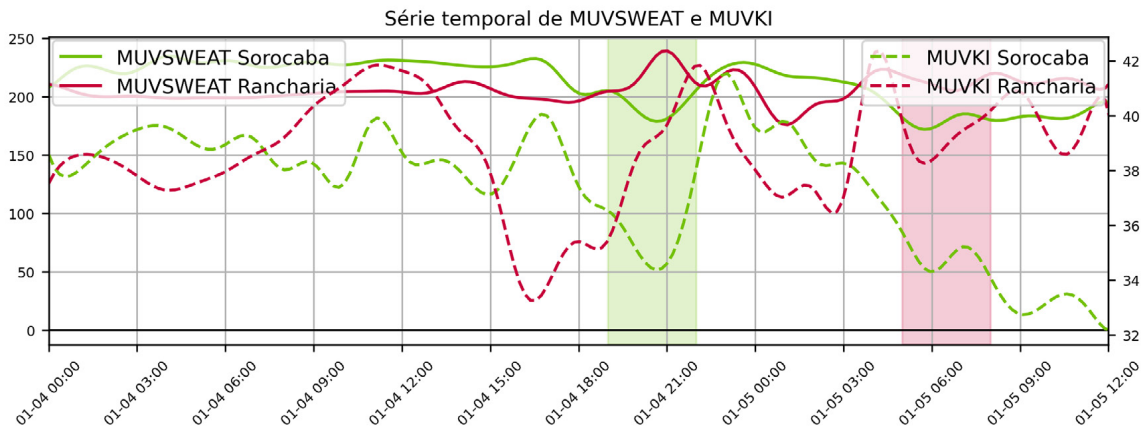


Figura 4.31: Série temporal horária do MUVSWEAT e MUVKI com a simulação do WRF d02, para cidades de Sorocaba (verde) e Rancharia (vermelho), entre 0000 UTC de 04 de janeiro de 2019 e 1200 UTC de 05 de janeiro de 2019. Regiões sombreadas indicam o intervalo de ocorrência das tempestades nas respectivas cidades.

indicando estabilidade pelo esfriamento das camadas que estes são calculados. Na realidade, para esses índices, o instante da precipitação é indicado por um aumento de estabilidade intenso na série horária. Mesmo assim, durante a noite, a capacidade dos índices de identificar instabilidade diminui, principalmente o MUVCAPE e consequentemente o MUVLI, que não conseguem identificar potencial convectivo durante a madrugada. Em contraste, o MUVSWISS, o MUVKI e o GDI apresentam desempenho superior para estimar o horário das tempestades, pois seus picos ocorrem antes ou durante o período em que as tempestades são observadas.

4.3 Caso 2020-01-12

4.3.1 Dados Observados

Para 12 de janeiro de 2020, observa-se pelo satélite o início da atividade convectiva às 1600 UTC (**Figura 4.32a**) nos estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Paraná e sul de Minas Gerais. Às 2000 UTC (**Figura 4.32b**), a instabilidade intensifica-se com forma semelhante ao caso 2019-01-04, com nuvens de topos mais frios no Paraguai, norte da Argentina e no interior do estado de São Paulo, onde são observadas linhas de instabilidade no norte do estado e a oeste da cidade de São Paulo. Às 2200 UTC (**Figura 4.32c**), o sistema desloca-se para noroeste, com aglomerados mais intensos no extremo oeste do estado de São Paulo. No dia 13, às 0500 UTC (**Figura 4.32d**), o sistema está dissipando-se, apresentando apenas algumas nuvens mais frias sobre o estado do Mato grosso do Sul. Da mesma forma que no caso 2019-01-04, uma faixa de nuvens relacionada a uma frente fria sobre o Oceano Atlântico é observada em todas as imagens, enfraquecida e praticamente estacionária ao longo do período observado.

Na série temporal da estação meteorológica (**Figura 4.33**), observa-se que houve diminuição da temperatura máxima no dia 12 de janeiro de 2020, associado à alta nebulosidade ao longo do dia. Não ocorreram chuvas significativas, com precipitação inferior a 10 mm e ventos fracas de até 3 m s^{-1} .

Por meio das medidas obtidas pelo radar de São Roque, às 1916 UTC (**Figura 4.34a**), observa-se a organização de nuvens mais profundas em forma de linha a noroeste da cidade de São Paulo, também verificada no satélite, e núcleos de forte refletividade (55 dBZ) mais ao norte. Às 2056 UTC (**Figura 4.34b**), essa pequena linha de *cumulonimbus* aparece já em dissipação, mas a leste dela, na região de Campinas, um maior aglomerado com padrão de bandas dispersas se intensifica (55 dBZ), causando danos nas cidades da região, conforme notícias publicadas na mídia ([G1 Campinas, 2020](#); [São Carlos Agora, 2020](#)). Durante a noite, identifica-se a persistência de refletividade forte (**Figura 4.34c**), deslocando-se para norte. Às 2356 UTC (**Figura 4.34d**), o campo de refletividade demonstra dissipação, com refletividade moderada (40 dBZ) no interior e um pequeno núcleo forte.

Pelas estimativas do produto MERGE às 1600 UTC (**Figura 4.35a**), vê-se um aglomerado de 50 mm no sudoeste da cidade de São Paulo. À noite, o produto reflete as condições observadas no radar: às 2000 UTC (**Figura 4.35b**) a precipitação ocorre na região central

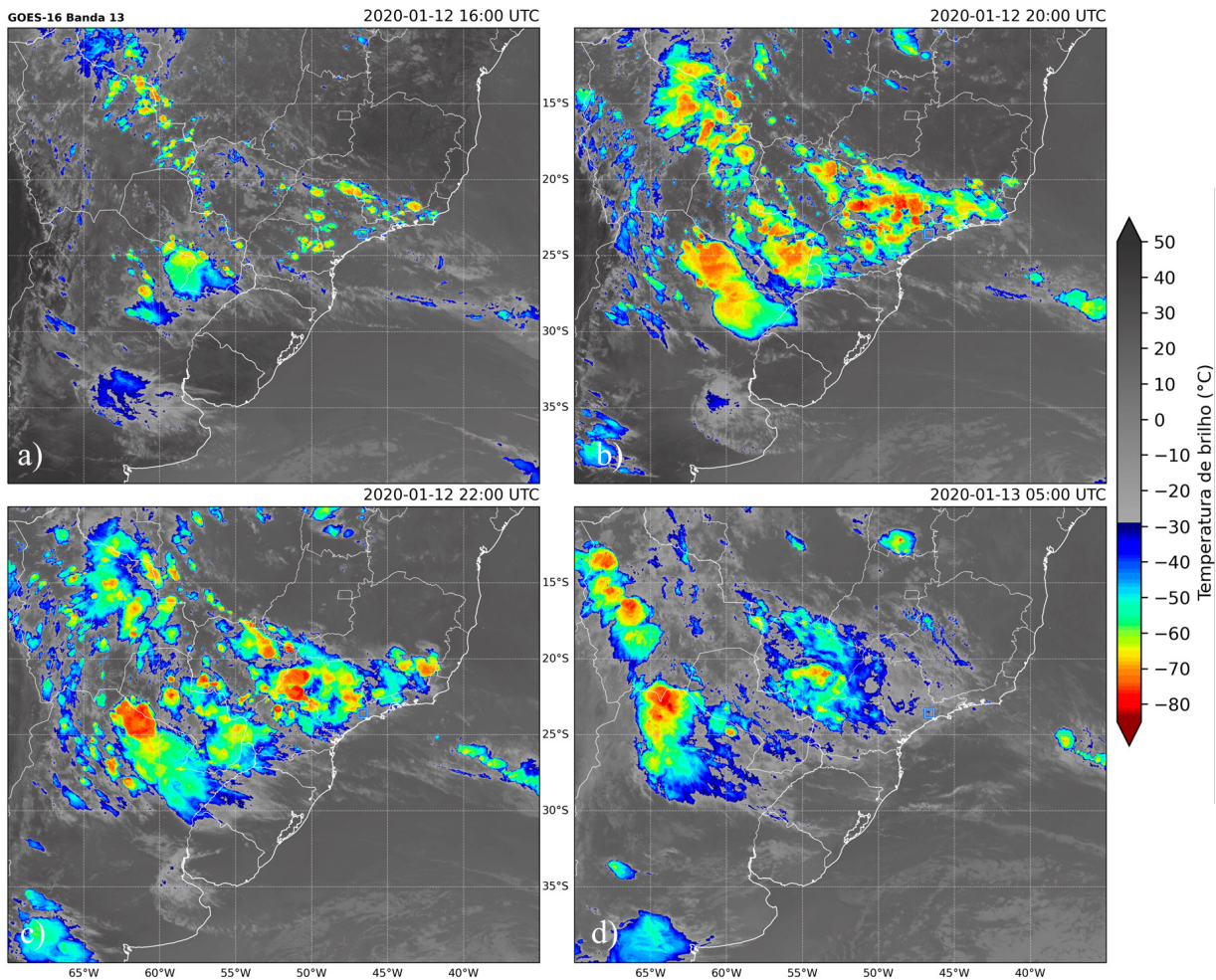


Figura 4.32: Imagens do GOES-16 no infravermelho Banda 13 às: (a) 1600, (b) 2000 e (c) 2200 UTC para o dia 12; (d) 0500 UTC para 13 de janeiro de 2020. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

do estado e permanece ao longo da noite (**Figura 4.35c,d**), com acumulados horários de 50 mm.

4.3.2 Análises do Modelo GFS

O padrão sinótico do caso de 12 de janeiro de 2020 assemelha-se ao caso de 04 de janeiro de 2019 (**Figura 4.9**). Identifica-se a alta da Bolívia na **Figura 4.36a**, com núcleo exatamente sobre São Paulo. O ciclone extratropical está mais afastado e fora do domínio, enquanto na costa de São Paulo observa-se uma baixa pressão relativa com centro de 1010 hPa. Novamente, a região com maior θ_e (350 K) coincide com o local onde foram registradas as tempestades, com gradiente mais intenso sobre o oceano e no Rio Grande do Sul (**Figura 4.36b**), e o JBN mais enfraquecido. Na **Figura 4.36c**, destaca-se um núcleo

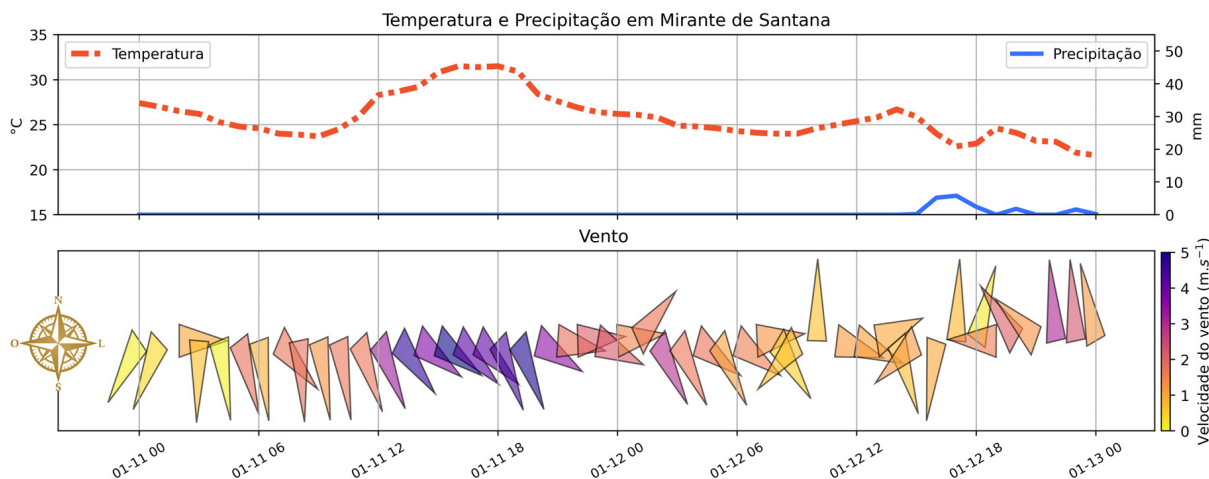


Figura 4.33: Série horária entre 0000 UTC de 11 de janeiro de 2020 e 0000 UTC de 13 de janeiro de 2020 na estação meteorológica do Mirante de Santana. Painel superior: temperatura máxima horária em °C (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em $m\ s^{-1}$ e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).

intenso de Pwat (65 mm) sobre o oceano próximo a São Paulo, com um corredor de maiores valores até a Amazônia. A **Figura 4.36d** resalta o jato de altos níveis na posição zonal ao sul do País. Em São Paulo, os ventos giram no sentido anticiclônico em 200 hPa, indicando divergência.

4.4 Caso 2020-02-01

4.4.1 Dados Observados

Nos dias 01 e 02 de fevereiro de 2020, observou-se valores extremos de Pwat (50 mm) por meio da sondagem realizada no Campo de Marte. Diante desse cenário, ambos os dias serão analisados neste caso.

O início da atividade convectiva no estado de São Paulo é verificada na imagem do canal infravermelho do satélite GOES-16 em 01 de janeiro de 2020 às 1600 UTC (**Figura 4.37a**). Às 1900 UTC (**Figura 4.37b**), a instabilidade intensifica-se na maior parte da região Sudeste, com núcleos de topos mais frios ($-70\ ^\circ\text{C}$) na região próxima ao litoral e norte do estado. Às 2200 UTC (**Figura 4.37c**), o sistema desloca-se para norte, com menor intensidade. No dia 02, às 0500 UTC (**Figura 4.37d**), o sistema encontra-se em dissipação, restando apenas nuvens baixas sobre o estado de São Paulo. Às 1800 UTC desse dia (**Figura 4.37e**), a atividade convectiva aparece novamente intensificada, mas o

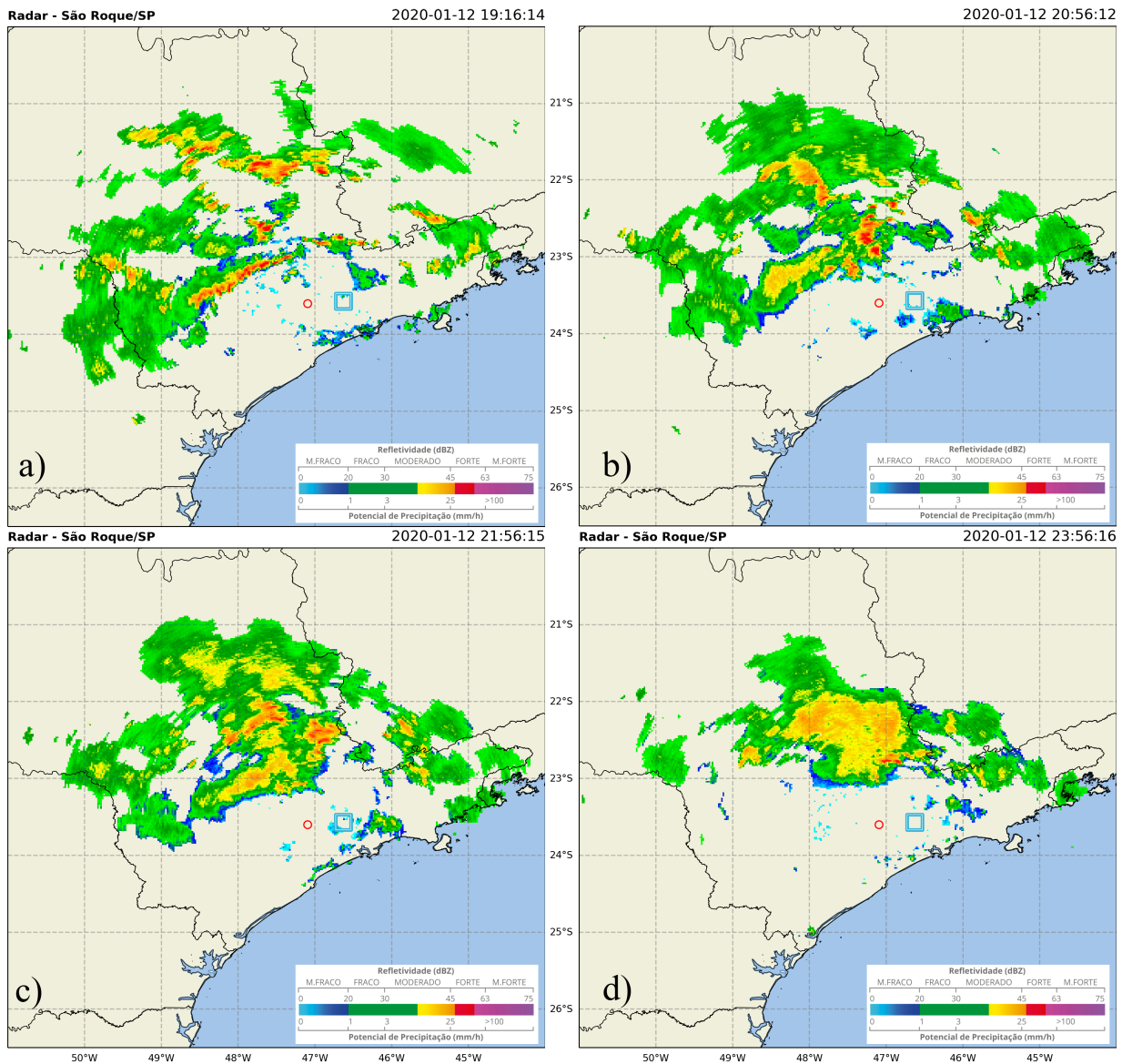


Figura 4.34: Refletividade Max CAPPI do radar de São Roque em 12 de janeiro de 2020 às: (a) 1916, (b) 2056, (c) 2156 e (d) 2356 UTC. O círculo vermelho indica a posição do radar e o quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

sistema não é tão profundo como nos casos anteriores, com topo das nuvens a $-60\text{ }^{\circ}\text{C}$ no geral. Às 2100 UTC (**Figura 4.37f**) há uma nova intensificação da convecção no interior no estado de São Paulo, com núcleo mais profundo ($-70\text{ }^{\circ}\text{C}$) na cidade de São Paulo. Da mesma forma que nos casos anteriores, a faixa de nuvens da frente fria é observada sobre o Oceano Atlântico, enfraquecida e praticamente estacionária ao longo do período observado.

No dia 01 de fevereiro de 2020, na estação do Mirante de Santana (**Figura 4.38**), há queda na temperatura e mudança na direção dos ventos após a ocorrência da tempestade. No dia 02, às 18h UTC do mesmo dia, os ventos passam a soprar de sudeste e intensificam-

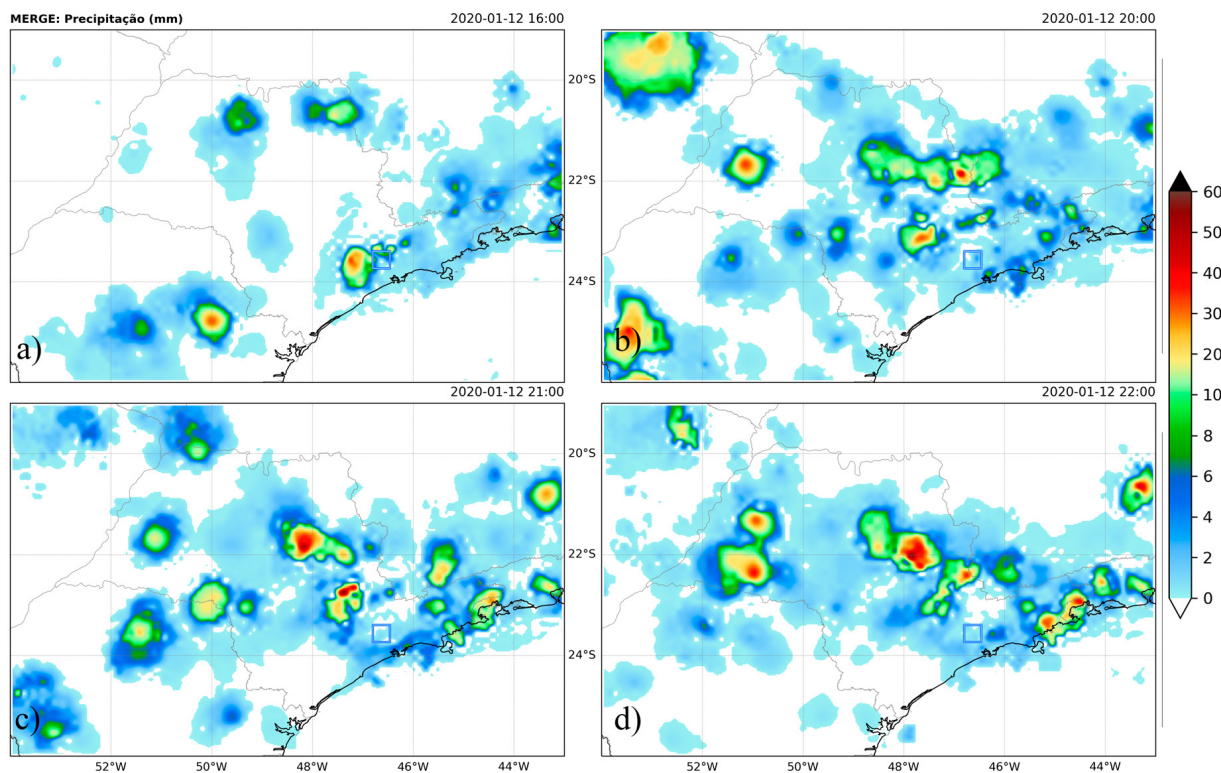


Figura 4.35: Precipitação (mm) acumulada horária do algoritmo MERGE às: (a) 1600, (b) 2000 e (c) 2100 e (d) 2200 UTC para o dia 12 de janeiro de 2020. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

se ao longo do tempo. Em seguida, há precipitação intensa, com acumulado de 45 mm na referida estação.

No radar, a atividade convectiva inicia-se às 1536 UTC do dia 01 (**Figura 4.39a**), com alguns núcleos de alta refletividade (56 dBZ) na região central do estado e no litoral. Às 1856 UTC (**Figura 4.39b**), a convecção intensifica-se com núcleos intensos de refletividade a norte da cidade de São Paulo e no interior, com células *cumulonimbus* alinhando-se no sul do estado. Às 2136 UTC (**Figura 4.39c**), os núcleos mais intensos (52 dBZ) permanecem no litoral, acarretando alagamentos e deslizamentos na baixada santista (G1 Santos, 2020).

Para o dia 02, a convecção intensifica-se às 1836 UTC (**Figura 4.39d**), com uma linha de instabilidade no interior, e um maior aglomerado de refletividade moderada (40 dBZ) no litoral. Às 2036 UTC (**Figura 4.39e**) o sistema permanece, deslocando-se para nordeste com maior refletividade no interior. Às 2256 UTC (**Figura 4.39f**) o sistema continua gerando novas células convectivas, com os núcleos mais intensos a nordeste, restando refletividade moderada na sua retaguarda.

Para o dia 01 às 1900 UTC, o MERGE (**Figura 4.40a**) mostra maiores acumulados no

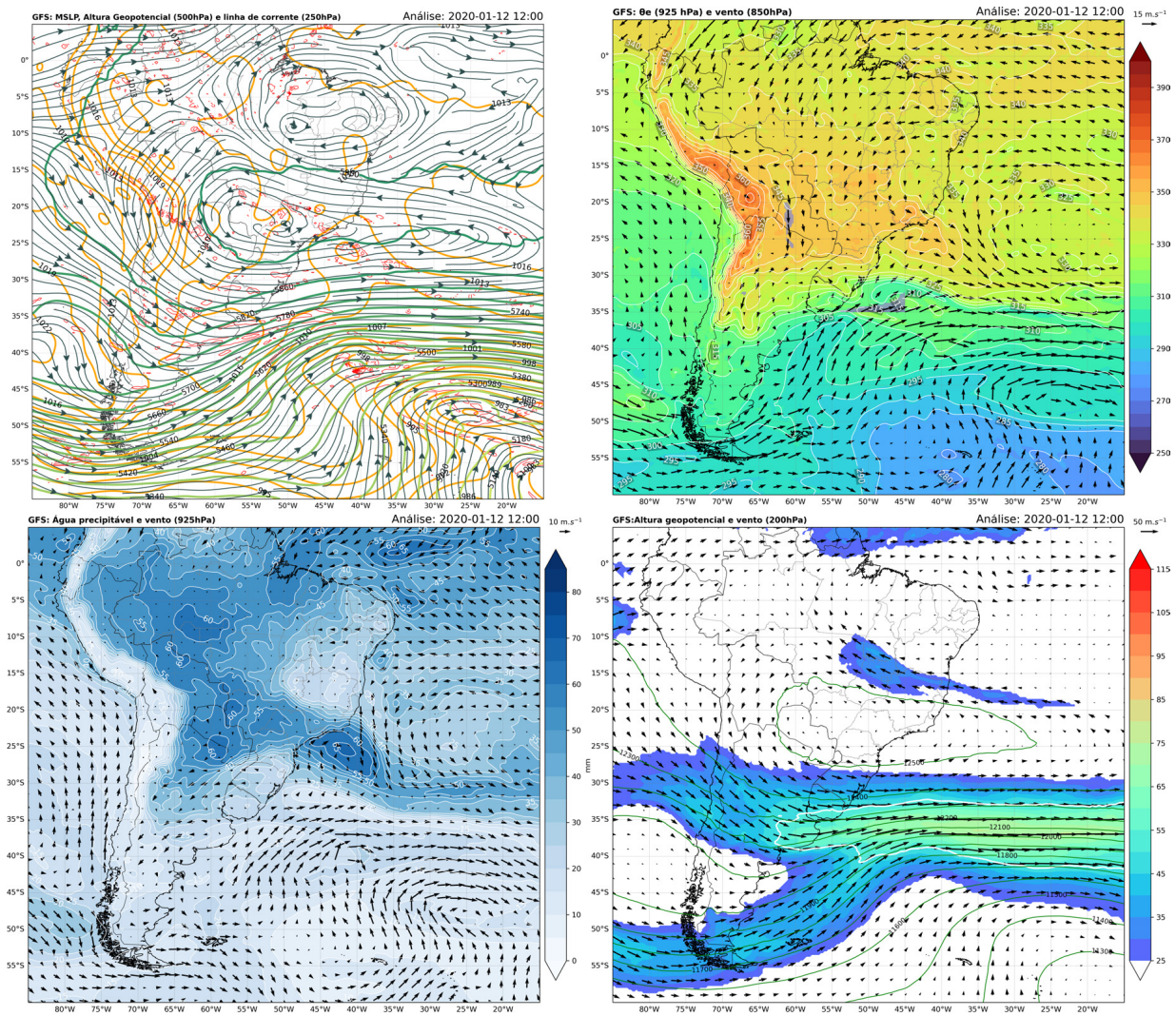


Figura 4.36: Análise do GFS para 12 de janeiro de 2020 às 1200 UTC de: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de 12 m s^{-1}); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de 50 m s^{-1} .

litoral do estado de São Paulo (50 mm) e na região em torno da cidade de São Paulo. Às 2200 UTC (Figura 4.40b), identifica-se-se um núcleo de 55 mm sobre a baixada santista, associado à alta refletividade observada no radar. No dia 02, às 1900 UTC (Figura 4.40c), o padrão de chuva está associado à formação de *cumulonimbus* em linha observada no interior do estado. Às 2300 UTC (Figura 4.40d), as chuvas deslocam-se para nordeste, com um núcleo de 55 mm passando novamente pela Baixada, onde a região acumulou 140 mm ao longo dos dois dias (não mostrado), resultando nos desastres observados.

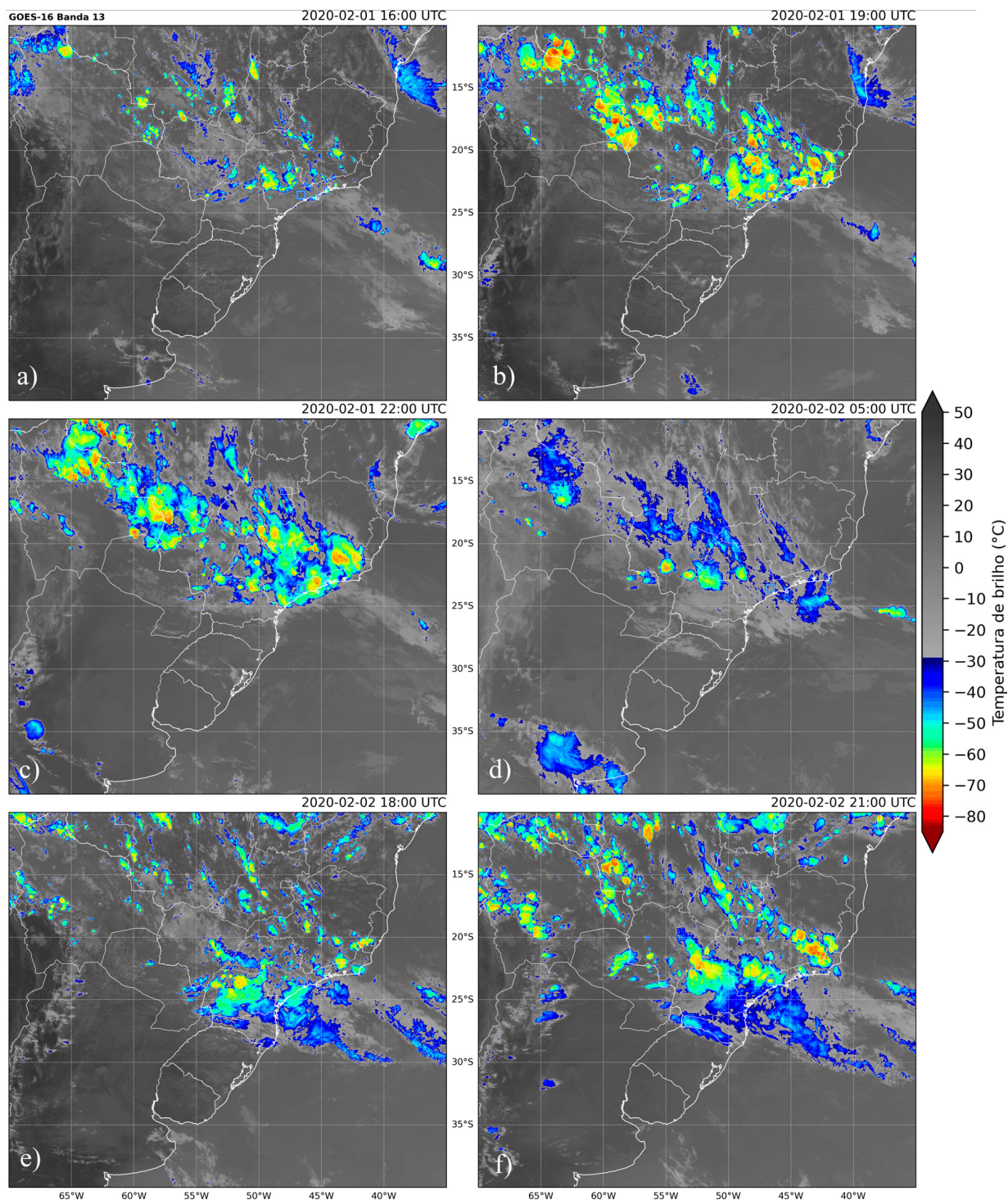


Figura 4.37: Imagens do GOES-16 no infravermelho Banda 13 às: (a) 1600, (b) 1900 e (c) 2200 UTC para o dia 01; (d) 0500, (e) 1800 e (f) 2100 UTC para 02 de fevereiro de 2020. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

4.4.2 Análises do Modelo GFS

Novamente, a **Figura 4.41a** mostra a alta da Bolívia e o VCAN configurados no padrão de ZCAS, com divergência sobre o estado de São Paulo. Na **Figura 4.41b**, os maiores

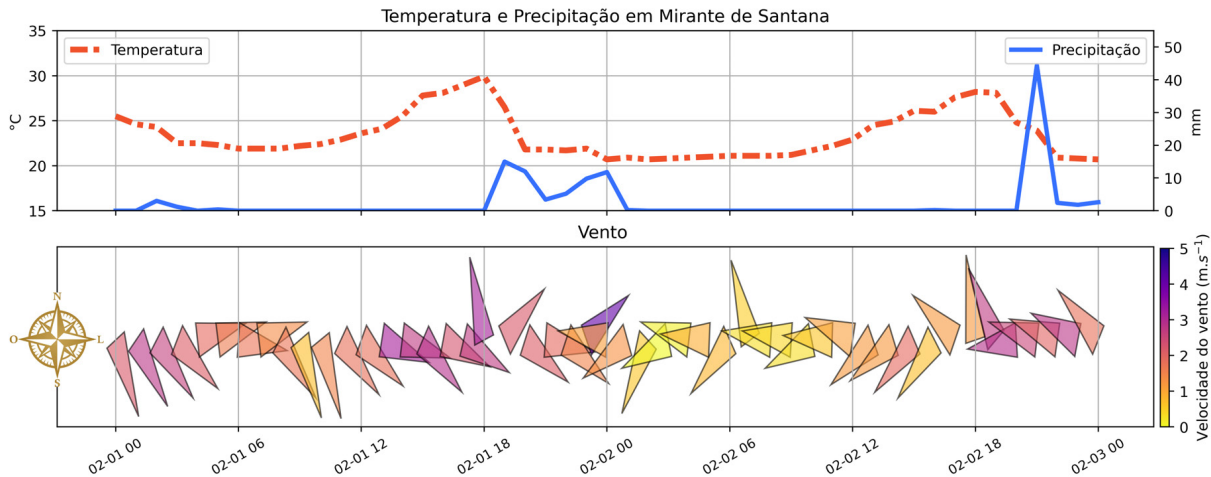


Figura 4.38: Série horária entre 0000 UTC de 02 de fevereiro de 2020 e 0000 UTC de 03 de fevereiro de 2020 na estação meteorológica do Mirante de Santana. Painel superior: temperatura máxima horária em $^{\circ}\text{C}$ (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em m s^{-1} e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).

valores de θ_e (345 K) também se encontram sobre a região da tempestade, deslocados ao norte neste caso, e o JBN enfraquecido. É possível notar um núcleo de 60 mm de P_{wat} na costa de São Paulo (**Figura 4.41c**), com um corredor de maiores valores se estendendo do oceano atlântico até a Amazônia. O jato de altos níveis (**Figura 4.41d**) está dividido neste caso, com o ramo subtropical no Rio Grande do Sul e o ramo polar no extremo sul da Argentina, na figura também destaca-se o padrão de VCAN pelo centro de baixa geopotencial em altos níveis no nordeste brasileiro. Para esse caso, a ZCAS foi configurada pela persistência da banda de nebulosidade e os sistemas por mais de 4 dias.

4.5 Caso 2020-02-26

4.5.1 Dados Observados

No satélite, para 26 de fevereiro de 2020 (**Figura 4.42**), identifica-se a passagem de uma frente fria no estado de São Paulo. Às 0600 UTC (**Figura 4.42a**), observa-se a banda de nebulosidade associada a frente com nuvens baixas atravessando do Amazonas até o Oceano Atlântico. Às 1600 UTC (**Figura 4.42b**), a banda desloca-se para nordeste e intensifica-se no sudeste brasileiro, com uma linha de instabilidade no interior do estado de São Paulo. Às 2000 UTC (**Figura 4.42c**), observam-se nuvens com topos muito frios (-80°C) ao longo da banda de nebulosidade, que continua a deslocar-se para nordeste. Às

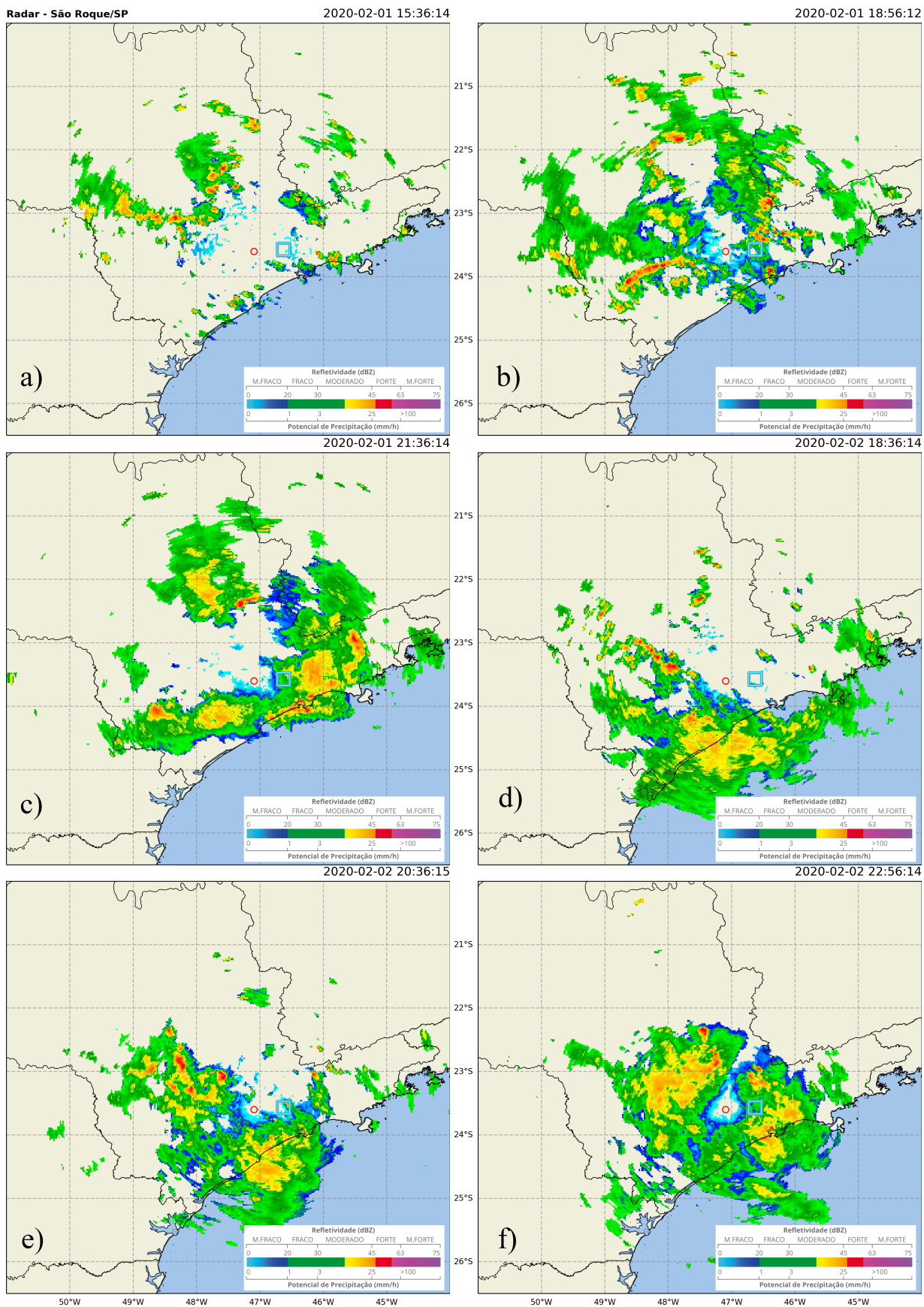


Figura 4.39: Refletividade Max CAPPI do radar de São Roque em 01 de fevereiro de 2020 às: (a) 1536, (b) 1856, (c) 2136 UTC e dia 02 às (d) 1836, (e) 2036 e (f) 2256 UTC. O círculo vermelho indica a posição do radar e o quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

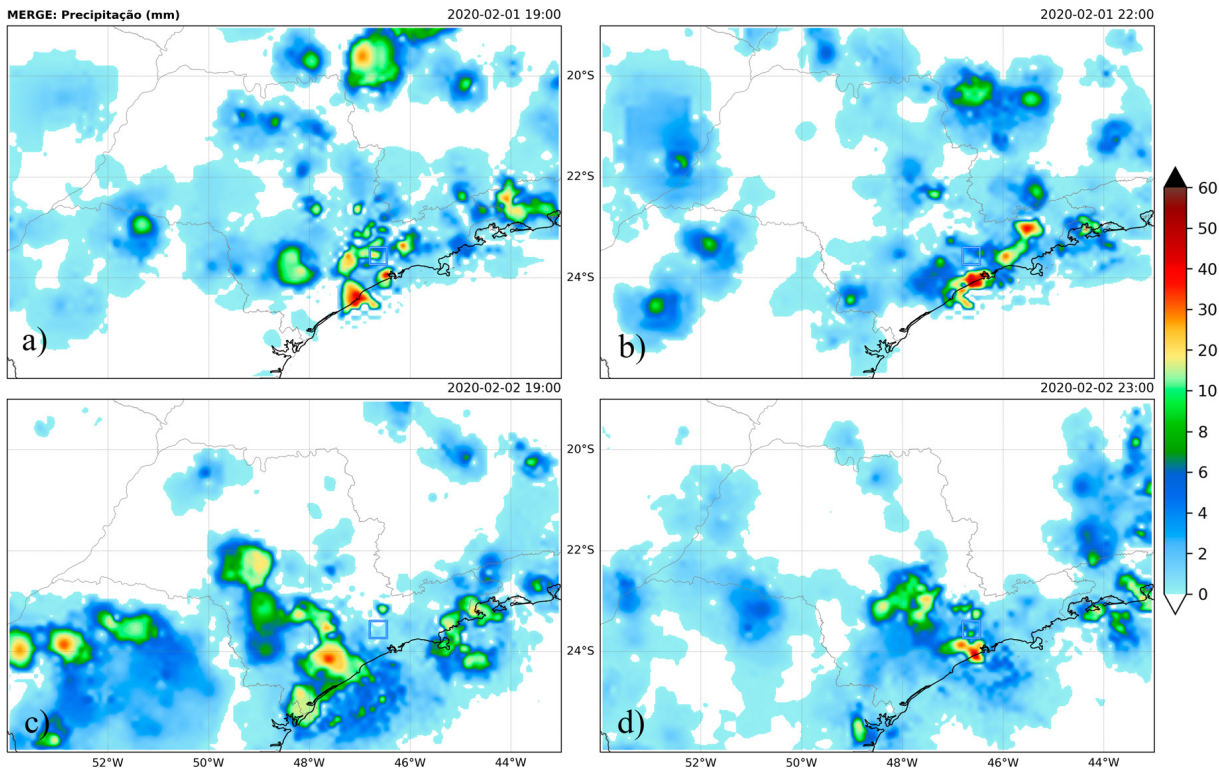


Figura 4.40: Precipitação (mm) acumulada horária do algoritmo MERGE às: (a) 1900 e (b) 2200 UTC para o dia 01; (c) 1900 e (d) 2300 UTC para o dia 02 de fevereiro de 2020. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

0200 UTC (**Figura 4.42d**), as nuvens mais profundas já deslocaram-se para Minas Gerais, restando apenas nuvens baixas sobre São Paulo.

Para o dia 26 de fevereiro de 2020, a sondagem de Campo de Marte registrou valor de Pwat de 52,2. A estação meteorológica do Mirante de Santana (**Figura 4.43**) evidência a passagem da frente fria, indicada pela inversão dos ventos do quadrante norte no dia 26 para quadrante sul no dia 27, acompanhada pela redução das temperaturas. A temperatura mínima foi de 21 °C na madrugada do dia 26, diminuindo para 16 °C na madrugada do dia 27. Durante o dia 26, também foi registrada precipitação, sendo o maior volume (12 mm) observado durante a noite.

É relevante destacar que, de acordo com (INMET, 2023), fevereiro de 2020 foi o mês mais chuvoso já registrado em 81 anos da estação, acumulando 505,7 mm, justificando os extremos de Pwat observados no mês.

No radar, às 1236 UTC (**Figura 4.44a**) é observado refletividade fraca e moderada sobre a cidade de São Paulo e bandas dispersas mais intensas (55 dBZ) a nordeste. Às 1556 UTC (**Figura 4.44b**), o sistema no interior organiza-se em uma linha de instabilidade, conforme

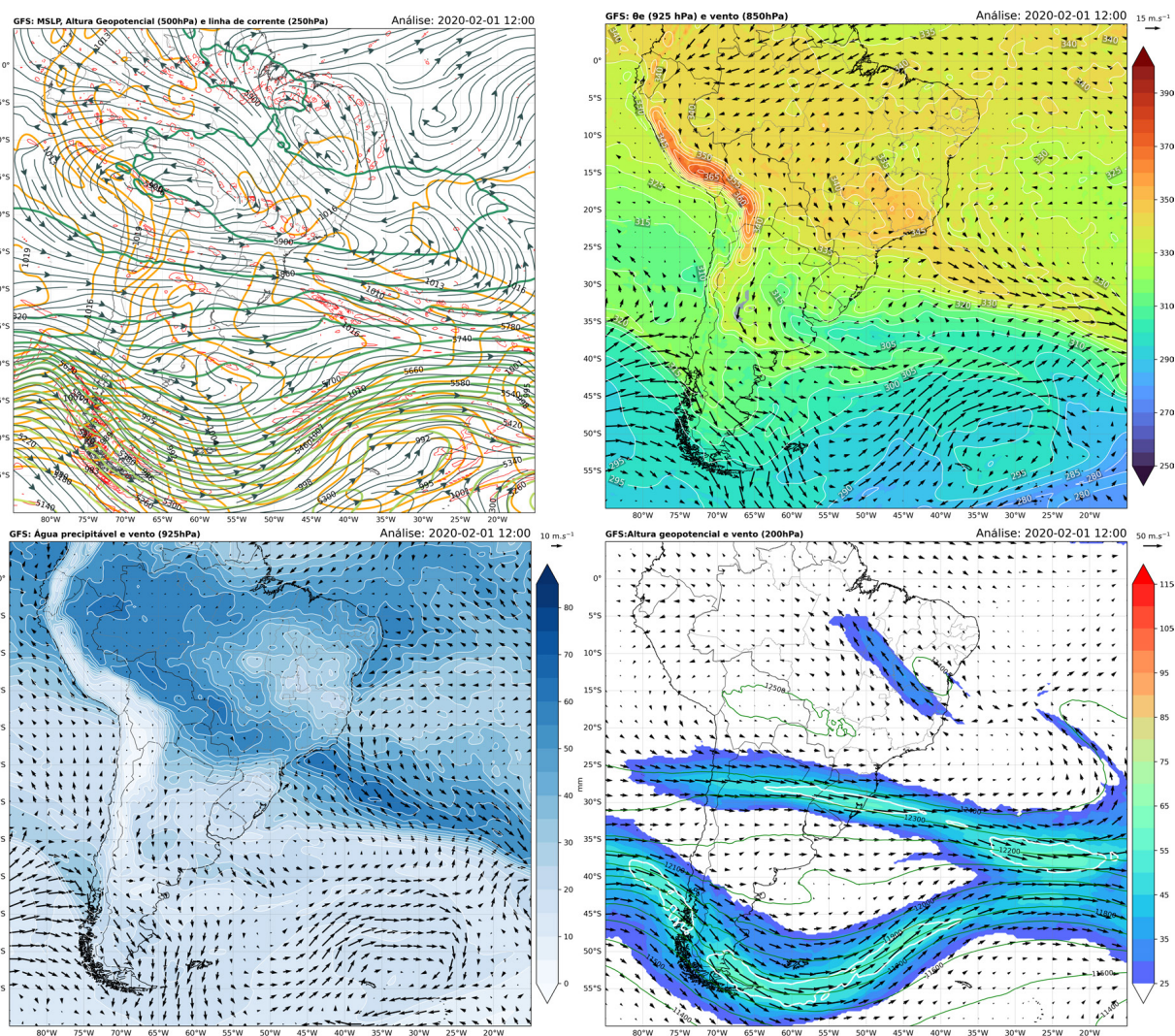


Figura 4.41: Análise do GFS para 01 de fevereiro de 2020 às 1200 UTC de: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de 12 m s^{-1}); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de 50 m s^{-1} .

observado no satélite. Posteriormente, às 1936 UTC (**Figura 4.44c**), essa linha desloca-se para norte e torna-se estratiforme, com menor refletividade, e no litoral sul, outra linha se forma, também associada ao sistema frontal. Condizendo com a precipitação observada na estação, às 0036 UTC (**Figura 4.44d**), é observada refletividade moderada (40 dBZ) na cidade de São Paulo.

Para o MERGE, às 1300 UTC (**Figura 4.45a**), é observado precipitação esparsa (4 mm) em todo estado de São Paulo. Às 1700 UTC (**Figura 4.45b**), identifica-se um núcleo com 50 mm no interior, associado a linha de instabilidade identificada no radar. Às 2000 UTC

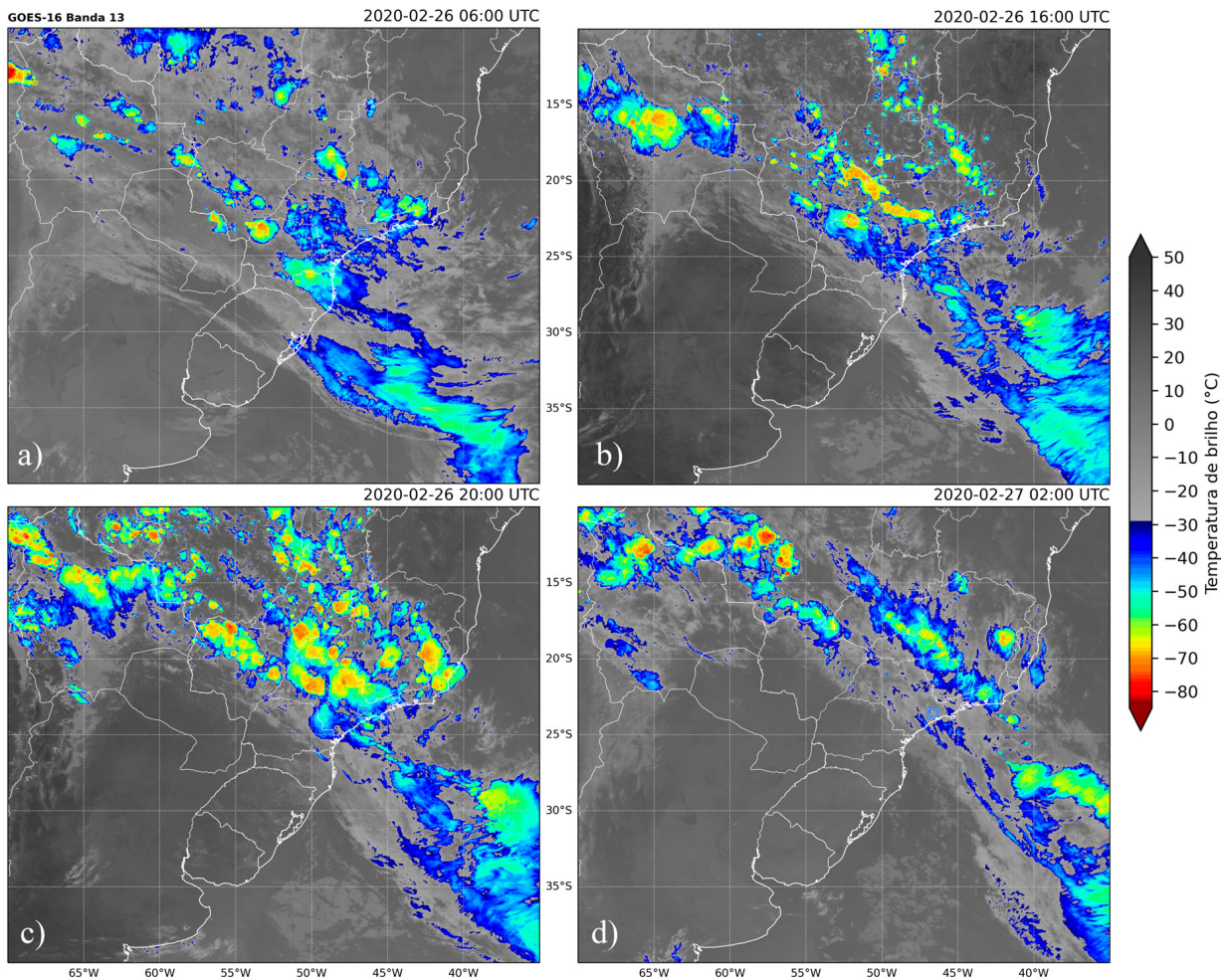


Figura 4.42: Imagens do GOES-16 no infravermelho Banda 13 às: (a) 0600, (b) 1600 e (c) 2000 UTC para o dia 26; (d) 0200 UTC para 27 de fevereiro de 2020. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

(Figura 4.45c), observam-se núcleos moderados de 20 mm no litoral, associados a uma nova linha de instabilidade formada nesse horário. No dia 27, às 0100 UTC (Figura 4.45d), destaca-se um núcleo de 25 mm na cidade de São Paulo, no mesmo horário observado na estação, porém mais intenso.

4.5.2 Análises do Modelo GFS

Na Figura 4.46a, a alta da Bolívia está posicionada mais ao norte, embora não seja observada a alta geopotencial fechada em 500 hPa seu padrão é identificado pelos ventos anticiclônicos em altos níveis. Na Figura 4.46b, observam-se altos valores de θ_e distribuídos por todo o país, destacando-se os núcleos mais intensos (345 k) sobre São Paulo e Minas Gerais, com JBN apresentando maior intensidade sobre a Mato Grosso do Sul, associado

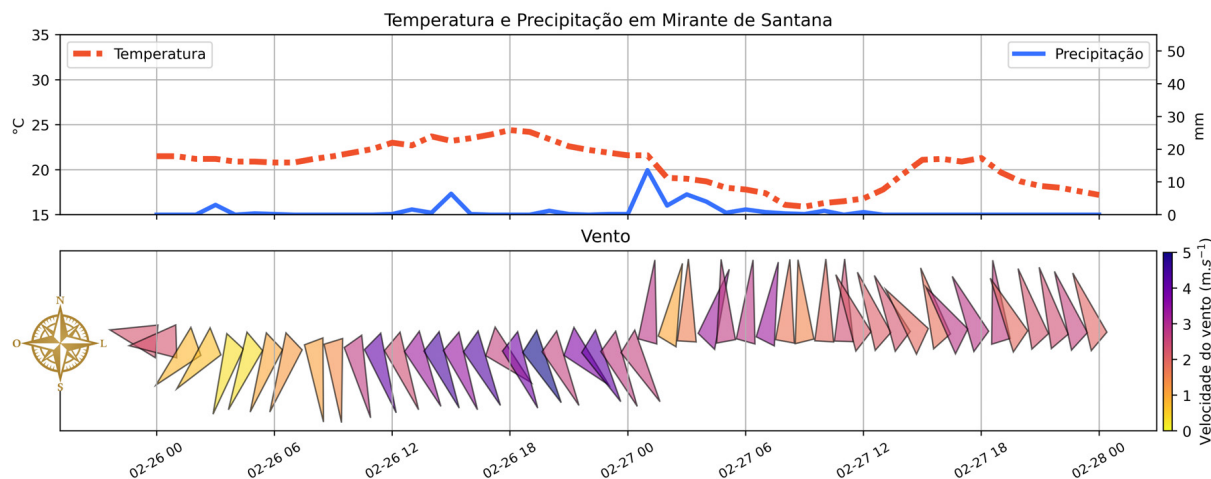


Figura 4.43: Série horária entre 0000 UTC de 26 de fevereiro de 2020 e 0000 UTC de 28 de fevereiro de 2020 na estação meteorológica do Mirante de Santana. Painel superior: temperatura máxima horária em °C (eixo à esquerda), precipitação acumulada horária em mm (eixo à direita). Painel inferior: intensidade do vento em $m s^{-1}$ e sua direção (segundo a rosa dos ventos sobre o eixo esquerdo da figura).

com o escoamento da frente fria. A presença de uma frente fria é destacada pela inversão dos ventos e na região de maior gradiente de θ_e , estendendo-se do Paraguai até o sudeste do Oceano Atlântico. Em relação ao padrão de Pwat, a **Figura 4.46c** demonstra similaridade com outros casos, mas com o núcleo de 60 mm no oceano estendendo-se para o norte. Por fim, na **Figura 4.46d**, não é possível visualizar o padrão de VCAN e o jato de altos níveis, associado à frente fria em superfície, indica a confluência do jato subtropical com o polar sobre o continente, que se divergem sobre o oceano.

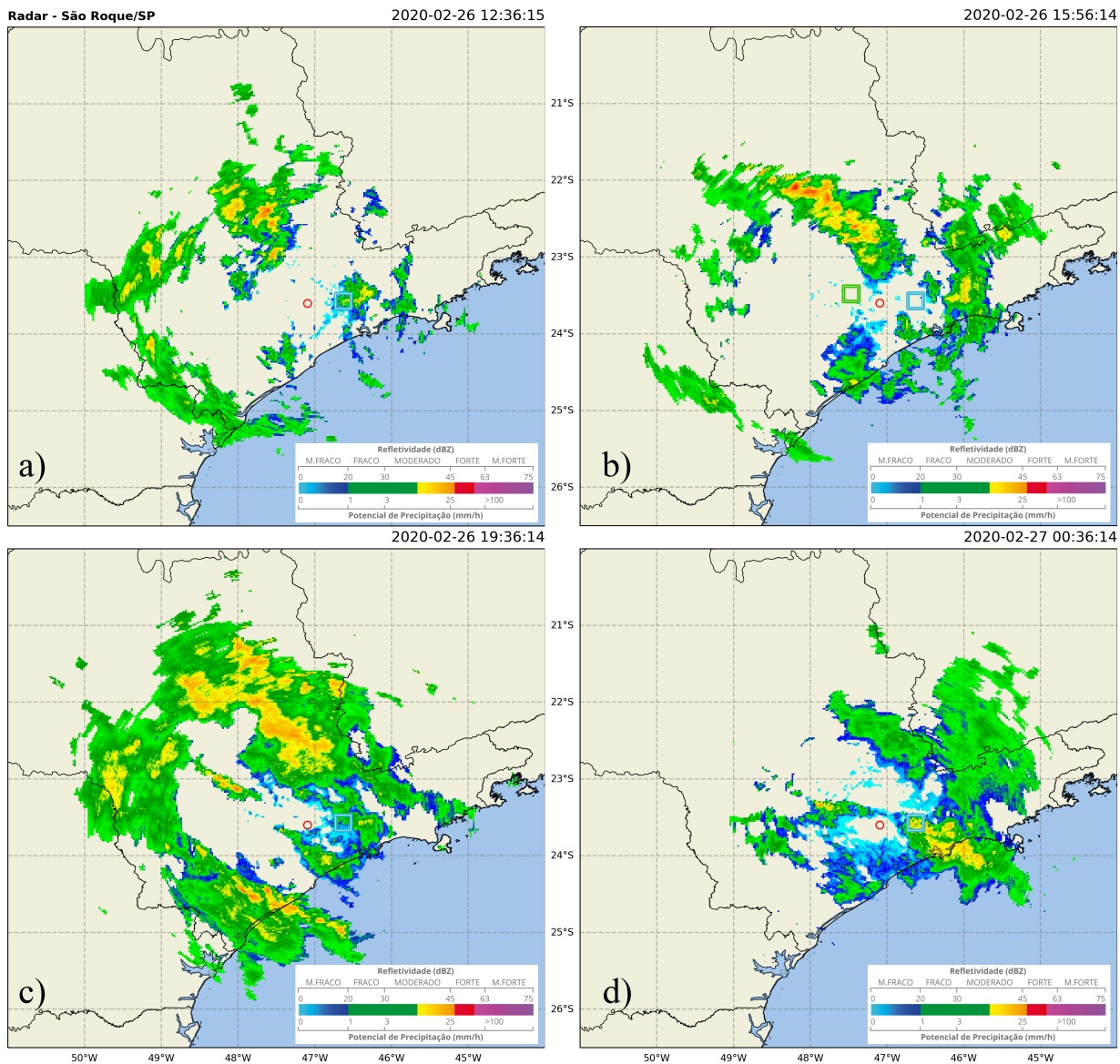


Figura 4.44: Refletividade Max CAPPI do radar de São Roque em 26 de fevereiro de 2020 às: (a) 1236, (b) 1556 e (c) 1936 UTC e dia 27 às (d) 0036 UTC. O círculo vermelho indica a posição do radar e o quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

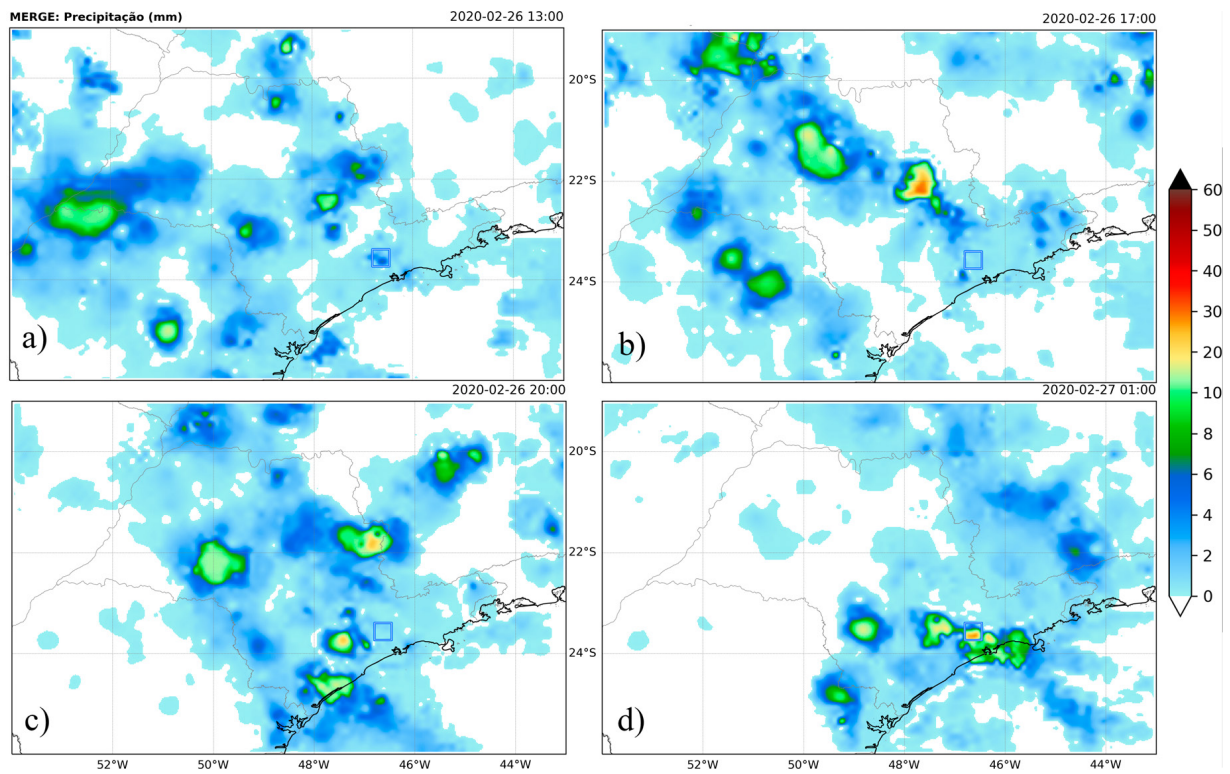


Figura 4.45: Precipitação (mm) acumulada horária do algoritmo MERGE às: (a) 2100 e (b) 2300 UTC para o dia 25; (c) 1300 e (d) 1700 UTC para o dia 26 de fevereiro de 2020. A barra de cores mostra diferentes intervalos de acumulação para ressaltar os núcleos abaixo de 10 mm. O quadrado azul indica a localização da cidade de São Paulo.

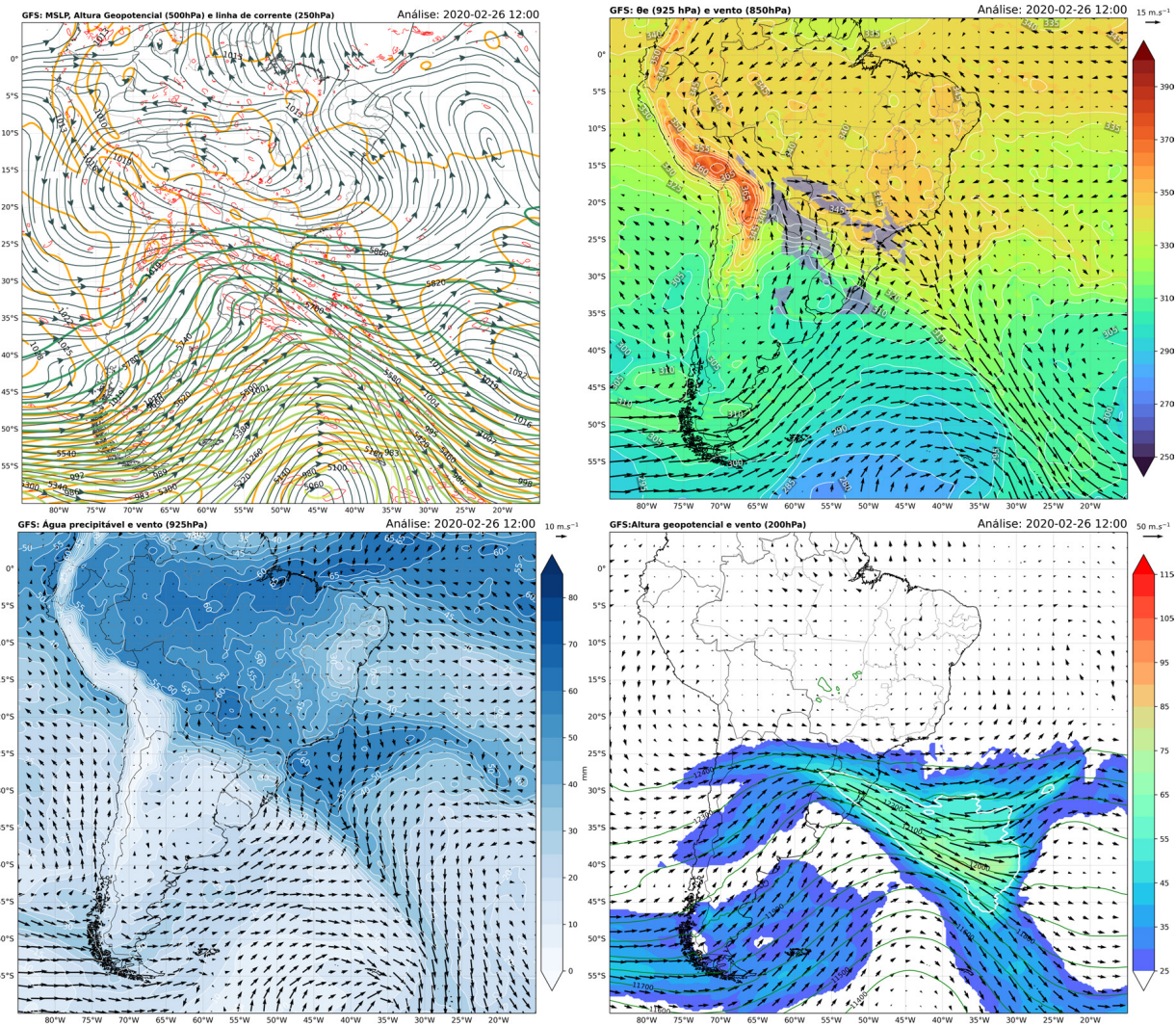


Figura 4.46: Análise do GFS para 25 de fevereiro de 2020 às 1200 UTC de: (a) pressão reduzida ao nível médio do mar [MSLP; (laranja, em hPa)], altura geopotencial (verde, em mgp) e divergente (vermelho) em 500 hPa e linhas de corrente em 250 hPa (preto); (b) Temperatura potencial equivalente em 925 hPa (sombreado colorido, em Kelvin) e vento em 850 hPa (sombreado roxo indica valores acima de 12 m s^{-1}); (c) Água Precipitável (azul, em mm) e vento (925 hPa); (d) Altura Geopotencial (Linhas verdes) e vento (sombreado) em 200 hPa, contorno branco indica vento acima de 50 m s^{-1} .

Considerações Finais

Foram analisados quatro casos de Sistemas Convectivos de Mesoescala, selecionados a partir de valores extremos de P_{wat} dentro de uma série temporal de 13 anos de dados de radiossondagens do Aeródromo de Campo de Marte em São Paulo. Com o objetivo de analisar as condições que favoreceram o desenvolvimento desses sistemas, foram utilizados dados observados, bem como análises do modelo numérico GFS e simulações de mesoescala utilizando o modelo WRF. Dentre os eventos estudados, destaca-se aquele ocorrido em 04 de janeiro de 2019, o qual foi objeto de uma simulação completa, enquanto os demais casos foram utilizados somente dados observados e do modelo numérico GFS, para uma comparação com o caso principal. Os resultados obtidos a partir da simulação com o modelo WRF permitiram uma análise temporal e espacial mais detalhada da situação meteorológica no caso de 04 de janeiro de 2019.

A análise sinótica revelou um padrão bastante semelhante em todos os casos, o que permite propor um modelo conceitual ilustrado na **Figura 5.1**. Nos quatro casos estudados, identificou-se a presença de uma frente fria semi-estacionária no Oceano Atlântico que, apesar de não estar posicionada no continente, exerce influência pelo menos na faixa leste da região Sudeste do Brasil. Isso ocorre devido ao cavado de pressão em superfície, associado à frente fria, favorecer a formação de um centro de baixa pressão atmosférica relativa na costa do estado de São Paulo. Essa região com giro ciclônico dos ventos em superfície, combinado com a alta pós-frontal, propicia a formação de um corredor de umidade do oceano para o estado de São Paulo. A convergência desse escoamento de componente sul no Oceano Atlântico com o escoamento de noroeste no estado de São Paulo, favorecem os extremos de Água Precipitável observados na SBMT. É interessante ressaltar que esse padrão também foi observado no caso analisado por [Abreu e Hallak \(2016\)](#) onde, em 10

de janeiro de 2011, observou-se uma linha de instabilidade no estado de São Paulo dois dias antes de ser identificado um valor de P_{wat} acima do percentil 99 pela radiossonda do campo de Marte.

Outros sistemas de escala sinótica foram identificados nos quatro casos estudados, como o JBN, que transporta umidade da região amazônica para a Região Sudeste do Brasil, e a Alta da Bolívia, a qual contribui para a divergência de massa em altos níveis da troposfera. No que se refere aos fatores termodinâmicos, foram identificados valores elevados de P_{wat} e nos baixos níveis de θ_e , o que indica um ambiente quente, úmido e instável exatamente na região onde a convecção profunda se desenvolveu.

Apesar de serem observados níveis extremos de P_{wat} em São Paulo durante os quatro eventos analisados, a estação meteorológica do Mirante de Santana não apresentou altos valores de chuva. No entanto, é importante ressaltar que as medições das radiossondas são válidas em um raio de pelo menos 300 quilômetros (ERC REPORT 41, 1996). Dentro desse alcance, em todos os casos houve danos em várias cidades (e.g., G1 Sorocaba, 2019; G1 SP, 2019; G1 Santos, 2020; São Carlos Agora, 2020; G1 Campinas, 2020) e volumes significativos de precipitação, especialmente na região litorânea, conforme evidenciado pelas estimativas do produto MERGE. Portanto, os valores extremos de P_{wat} são positivamente correlacionados com a instabilidade atmosférica e prevalência de condições severas na região. No entanto, para avaliar as condições locais é necessária uma análise mais detalhada em alta resolução espaço-temporal.

Nesta pesquisa, foram realizados testes estatísticos para as diferentes inicializações e parametrizações da simulação do modelo WRF, focando nas cidades de maior interesse para o caso de 04 de janeiro de 2019. Os resultados revelaram que a inicialização 3-18 apresentou RMSE menor no geral. Quanto às diferentes parametrizações, a Thompson apresentou o menor RMSE e foi selecionada como a padrão para a análise do caso.

A simulação do WRF apresentou resultados similares ao comparar a temperatura de brilho calculada com a observada pelo satélite GOES-16 no canal infravermelho e também sua precipitação com as estimativas do produto MERGE. A evolução do sistema ao longo do dia foi bem representada, embora a precisão tenha sido menor durante a noite.

Na análise local, notou-se que os ventos predominantes eram de sudeste próximo sobre o oceano e Serra do Mar, com ventos de noroeste próximos à superfície no interior do estado de São Paulo. A convecção foi associada à entrada dos ventos de sudeste com maior



Figura 5.1: Esquema conceitual dos sistemas atmosféricos atuantes nos casos de extremo de Pwat. As setas indicam os ventos da baixa troposfera. O sombreado vermelho indica região com maior θ_e . A região de baixa pressão relativa é indicada pelo "B" em azul, com setas indicando giro ciclônico dos ventos. A frente fria é indicada pela linha azul sólida, com triângulos azuis que apontam para o ar mais quente

θ_e interagindo com a topografia e convergindo com os ventos de noroeste.

A maioria dos índices de instabilidade calculados localmente indicaram um ambiente instável durante a tarde. No entanto, o MUVCAPE e consequentemente o MUVLI tiveram, dificuldade em estimar a instabilidade no período da noite e madrugada, quando de fato foram observadas as tempestades. Por outro lado, o GDI, MUVKI e MUVSWISS apresentaram desempenho superior na estimativa do horário das tempestades, uma vez que seus picos ocorreram em torno do período em que as tempestades foram observadas. Apesar disso, para a análise horária, esses índices estavam fortemente correlacionados com

a precipitação da simulação, não resultando em grande vantagem para estimar quando e com que intensidade a precipitação ocorreria.

Em uma análise espacial nas regiões de interesse, o GDI demonstrou ser mais eficaz quando utilizado no modelo WRF, resultando em uma notável melhoria na estimativa das áreas mais suscetíveis a tempestades. O índice Showalter apresentou um padrão semelhante ao GDI, mas o LI e conseqüentemente o SWISS superestimaram a instabilidade sobre o oceano, enquanto no continente, subestimaram a instabilidade.

O tema abordado neste manuscrito é de grande relevância, uma vez que eventos de precipitação extrema, frequentemente associados a SCMs (Roca e Fiolleau, 2020), apresentam uma tendência de aumento na sua frequência de ocorrência para o estado de São Paulo, segundo estudos relacionados às mudanças climáticas Zilli et al. (2017); de Godoy et al. (2021). Assim, descrever em detalhes a evolução das variáveis atmosféricas que estabelecem condições favoráveis ao desenvolvimento de SCMs nesta região, é crucial para a prevenção e mitigação de episódios meteorológicos críticos à população.

5.1 Sugestões para Trabalhos Futuros

A dissertação abordou algumas das limitações e desafios da modelagem atmosférica. No entanto, para avançar ainda mais nesta área de pesquisa, existem diversas oportunidades para trabalhos futuros. Primeiramente, é fundamental conduzir estudos de validação abrangentes para o modelo WRF, incluindo uma análise detalhada do conjunto de simulações e a consideração de uma grade de resolução mais refinada. Verificando realmente se isso aprimoraria a confiabilidade do modelo em reproduzir as condições atmosféricas em escala local.

Além disso, é importante investigar mais casos com níveis extremos de P_{wat} e também em diferentes regiões, analisando os SCMs associados, a fim de identificar áreas mais vulneráveis a esses eventos. Isso pode contribuir para o desenvolvimento de sistemas de alerta específicos para cada região.

Outra área promissora de pesquisa envolveria o aprimoramento dos índices de instabilidade, especialmente durante a noite. Isso poderia envolver o desenvolvimento de novos índices ou a atualização dos limiares de instabilidade para a região em questão, considerando a variação intensa desses valores ao longo do dia como indicativo de potencial

convecção.

Por fim, a análise de sistemas climáticos de baixa frequência (e.g., Oscilação Madden-Julian ([Madden e Julian, 1972](#)), ENSO ([Rasmusson e Carpenter, 1982](#)) e Oscilação antártica ([Thompson e Wallace, 2000](#))) pode auxiliar a identificar padrões relacionados aos extremos de Pwat, proporcionando uma compreensão mais profunda das condições atmosféricas globais e de seus impactos locais.

Referências Bibliográficas

- Abreu R. C., Hallak R., Análise de mesoescala de um evento convectivo em São Paulo e da assimilação de dados em simulações com o modelo WRF, 2016
- Agência Nacional de Águas, Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil: Regiões Hidrográficas Brasileiras. Edição Especial, Brasília: ANA, 2015
- Alber K., Raghavendra A., Zhou L., Jiang Y., Sussman H. S., Solimine S. L., Analyzing intensifying thunderstorms over the Congo Basin using the Gálvez-Davison index from 1983–2018, *Climate Dynamics*, 2021, vol. 56, p. 949
- Ambrizzi T., Ferraz S. E., An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone, *Frontiers in Environmental Science*, 2015, vol. 3, p. 23
- Anabor V., Stensrud D. J., De Moraes O. L., Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America, *Monthly Weather Review*, 2008, vol. 136, p. 3087
- Azevedo L. H. D. R. d., Avaliação de método de previsão para tempestades convectivas severas por mudança da temperatura do ar e do ponto de orvalho junto à superfície em sondagens atmosféricas, 2009
- Banacos P. C., Schultz D. M., The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives, *Weather and Forecasting*, 2005, vol. 20, p. 351
- Beal A., Hallak R., Martins L. D., Martins J. A., Biz G., Rudke A. P., Tarley C. R., Climatology of hail in the triple border Paraná, Santa Catarina (Brazil) and Argentina, *Atmospheric Research*, 2020, vol. 234, p. 104747

- Benesty J., Chen J., Huang Y., Cohen I., Pearson correlation coefficient. Springer, 2009, 1
- Bjerknes J., Saturated-adiabatic ascent of air through dry-adiabatically descending environment, *QJ Roy. Meteor. Soc.*, 1938, vol. 64, p. 325
- Bolton D., The computation of equivalent potential temperature, *Monthly weather review*, 1980, vol. 108, p. 1046
- Bonner W. D., Climatology of the low level jet, *Monthly Weather Review*, 1968, vol. 96, p. 833
- Bretherton C. S., Peters M. E., Back L. E., Relationships between water vapor path and precipitation over the tropical oceans, *Journal of climate*, 2004, vol. 17, p. 1517
- Cardoso R., Soares P., Miranda P., Belo-Pereira M., WRF high resolution simulation of Iberian mean and extreme precipitation climate, *International Journal of Climatology*, 2013, vol. 33, p. 2591
- Carvalho L. M. V. d., Cavalcanti I. F., The South American Monsoon System (SAMS), *The monsoons and climate change*, 2016, pp 121–148
- Cavalcanti I. F. A., Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century, *Atmospheric Research*, 2012, vol. 118, p. 27
- Chakraborty R., Basha G., Ratnam M. V., Diurnal and long-term variation of instability indices over a tropical region in India, *Atmospheric Research*, 2018, vol. 207, p. 145
- Chen B., Liu Z., Global water vapor variability and trend from the latest 36 year (1979 to 2014) data of ECMWF and NCEP reanalyses, radiosonde, GPS, and microwave satellite, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, vol. 121, p. 11
- Chen T.-C., Global water vapor flux and maintenance during FGGE, *Monthly Weather Review*, 1985, vol. 113, p. 1801
- Coelho C. A., Cardoso D. H., Firpo M. A., A seca de 2013 a 2015 na região sudeste do Brasil, *Revista Climanalise*, 2016, pp 55–66

- Coriolis G. G., *Mémoire sur les équations du mouvement relatif des systèmes de corps*. Bachelier, 1835
- da Silva F. P., da Silva A. S., da Silva M. G. A. J., Extreme rainfall events in the Rio de Janeiro city (Brazil): description and a numerical sensitivity case study, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2022, vol. 134, p. 77
- da Silva F. P., Rotunno Filho O. C., Sampaio R. J., Dragaud I. C. D. V., de Araújo A. A. M., Justi da Silva M. G. A., Pires G. D., Evaluation of atmospheric thermodynamics and dynamics during heavy-rainfall and no-rainfall events in the metropolitan area of Rio de Janeiro, Brazil, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2019, vol. 131, p. 299
- da Silva Cardoso L. K., Jesus N. d. V. G., da Silva L. M., Vieira A. C., Avaliação dos Índices Termodinâmicos na Previsibilidade de Chuvas em Belém-PA: o Uso Alternativo de Sondagens Atmosféricas por Satélite, *Anuário do Instituto de Geociências*, 2022, vol. 45, p. 1
- de Godoy R. M. P., Gozzo L. F., Llopart M., Peron B. L., Reboita M. S., Repinaldo H. F. B., de Almeida Marrafon V. H., Projeções Climáticas de Temperatura do Ar e Precipitação para o Estado de São Paulo Utilizando o Modelo Regional RegCM4, *Anuário do Instituto de Geociências*, 2021, vol. 44
- do Carmo L. F. R., Vasconcellos F. C., Menezes W. F., Vasconcellos E. C., Análise de índices de instabilidade em casos de chuva intensa, chuva moderada e chuva fraca/sem chuva nas regiões sul e sudeste do Brasil, *Anuário do Instituto de Geociências*, 2019, vol. 42, p. 769
- Doswell C. A., Brooks H. E., Maddox R. A., Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology, *Weather and forecasting*, 1996, vol. 11, p. 560
- Doswell III C. A., Severe convective storms—An overview, *Severe convective storms*, 2001
- Dudhia J., Hong S.-Y., Lim K.-S., A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in bulk microphysics parameterizations, *J. Climate*, 2008, vol. 21, p. 3033
- Durkee J. D., Mote T. L., A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America, *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 2010, vol. 30, p. 418

- Durkee J. D., Mote T. L., Shepherd J. M., The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America, *Journal of Climate*, 2009, vol. 22, p. 4590
- ERC REPORT 41, European Conference of Postal e Telecommunications Administrations, Technical and Operational Characteristics of Weather Radiosondes in Europe, CEPT, 1996
- Faria L. F., Reboita M. S., Mattos E. V., Carvalho V. S. B., Martins Ribeiro J. G., Capucin B. C., Drumond A., Paes dos Santos A. P., Synoptic and Mesoscale Analysis of a Severe Weather Event in Southern Brazil at the End of June 2020, *Atmosphere*, 2023, vol. 14, p. 486
- Farias J. F. d. S., Pereira Filho A. J., Previsão de chuva a curtíssimo prazo na área de abrangência do radar meteorológico de São Paulo, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2013, vol. 28, p. 199
- Fiori E., Comellas A., Molini L., Rebora N., Siccardi F., Gochis D., Tanelli S., Parodi A., Analysis and hindcast simulations of an extreme rainfall event in the Mediterranean area: The Genoa 2011 case, *Atmospheric Research*, 2014, vol. 138, p. 13
- G1 Campinas e Região. Temporal causa alagamentos em cidades da região e motorista é resgatado após carro ser arrastado para rio em Americana. 12 jan. 2020. Disponível em: <https://g1.globo.com/sp/campinas-regiao/noticia/2020/01/12/chuva-provoca-serie-de-alagamentos-em-americana.ghtml>. Acesso em: 23 Out. 2023.
- G1 Santos. Chuva provoca deslizamentos de terra em morros de Santos e Peruíbe, SP. 2 jan. 2020. Disponível em: <https://g1.globo.com/sp/santos-regiao/noticia/2020/02/02/chuva-provoca-deslizamentos-de-terra-em-morros-de-santos-e-peruibe-sp.ghtml>. Acesso em: 23 Out. 2023.
- G1 Sorocaba e Jundiaí. Chuva forte provoca alagamentos e complica o trânsito na região. 4 jan. 2019. Disponível em: <https://g1.globo.com/sp/sorocaba-jundiai/noticia/2019/01/04/chuva-forte-provoca-alagamentos-e-complica-o-transito-na-regiao-de-sorocaba.ghtml>. Acesso em: 23 Out. 2023.

- G1 SP. Chuvas causam transbordamento de córrego, alagamentos e deixam SP em estado de atenção. 5 jan. 2019. Disponível em: <https://g1.globo.com/sp/sao-paulo/noticia/2019/01/04/chuvas-colocam-regioes-de-sp-em-estado-de-atencao-para-alagamentos-4.ghtml>. Acesso em: 23 Out. 2023.
- Gallus W. A., Eta simulations of three extreme precipitation events: Sensitivity to resolution and convective parameterization, *Weather and forecasting*, 1999, vol. 14, p. 405
- Gálvez J. M., Davison M., The Gálvez-Davison index for tropical convection, 2016
- Galway J. G., The lifted index as a predictor of latent instability, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1956, vol. 37, p. 528
- George J., *Weather Forecasting for Aeronautics*—Academic Press, New York, 1960, vol. 41
- Gerard L., An integrated package for subgrid convection, clouds and precipitation compatible with meso-gamma scales, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 2007, vol. 133, p. 711
- Grabowski W. W., Morrison H., Supersaturation, buoyancy, and deep convection dynamics, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2021, vol. 21, p. 13997
- Haklander A. J., Van Delden A., Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands, *Atmospheric Research*, 2003, vol. 67-68, p. 273
- Hallak R., *Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP*, Universidade de São Paulo, 2007, Tese de Doutorado
- Hallak R., Pereira Filho A. J., Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2011, vol. 26, p. 591
- 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*, 2012, vol. 27, p. 173
- Hong S.-Y., Lim J.-O. J., The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6), *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, 2006, vol. 42, p. 129
- Houze R. A., Mesoscale convective systems, *Reviews of Geophysics*, 2004, vol. 42
- Huntrieser H., Schiesser H., Schmid W., Waldvogel A., Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland, *Weather and Forecasting*, 1997, vol. 12, p. 108
- Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). São Paulo (SP): Fevereiro foi o 3º mais chuvoso em 81 anos. 16 Mar. 2023. Disponível em: <https://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:CLkcWi-YvCEJ:https://portal.inmet.gov.br/noticias/s%25C3%25A3o-paulo-sp-fevereiro-foi-o-3%25C2%25BA-mais-chuvoso-em-81-anos&hl=pt-BR&gl=br>. Acesso em: 23 Out. 2023.
- Jin Y., Wang S., Nachamkin J., Doyle J. D., Thompson G., Grasso L., Holt T., Moskaitis J., Jin H., Hodur R. M., et al., The impact of ice phase cloud parameterizations on tropical cyclone prediction, *Monthly Weather Review*, 2014, vol. 142, p. 606
- Kain J. S., Fritsch J. M., A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1990, vol. 47, p. 2784
- Kain J. S., Fritsch J. M., , 1993 in , *The representation of cumulus convection in numerical models*. Springer pp 165–170
- Kim S., Sharma A., Wasko C., Nathan R., Linking total precipitable water to precipitation extremes globally, *Earth's Future*, 2022, vol. 10, p. e2021EF002473
- Kousky V. E., Gan M. A., Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic, *Tellus*, 1981, vol. 33, p. 538
- Lenters J., Cook K. H., On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1997, vol. 54, p. 656

- Lin Y.-L., Farley R. D., Orville H. D., Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *Journal of Applied Meteorology and climatology*, 1983, vol. 22, p. 1065
- Liu C., Zipser E. J., The global distribution of largest, deepest, and most intense precipitation systems, *Geophysical Research Letters*, 2015, vol. 42, p. 3591
- Madden R. A., Julian P. R., Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1972, vol. 29, p. 1109
- Manzato A., A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods, *Atmospheric research*, 2003, vol. 67, p. 417
- Manzato A., Morgan Jr G., Evaluating the sounding instability with the lifted parcel theory, *Atmospheric research*, 2003, vol. 67, p. 455
- Markowski P., Richardson Y., *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. John Wiley & Sons, 2011
- May R. M., Arms S. C., Marsh P., Bruning E., Leeman J. R., Goebbert K., Thielen J. E., Bruick Z. S., Camron M. D., , 2022 *MetPy: A Python Package for Meteorological Data*
- Miller P. W., Mote T. L., Ramseyer C. A., An empirical study of the relationship between seasonal precipitation and thermodynamic environment in Puerto Rico, *Weather and Forecasting*, 2019, vol. 34, p. 277
- Miller R. C., Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. vol. 200, AWS, 1975
- Mohan P. R., Srinivas C., Yesubabu V., Baskaran R., Venkatraman B., Simulation of a heavy rainfall event over Chennai in Southeast India using WRF: Sensitivity to microphysics parameterization, *Atmospheric Research*, 2018, vol. 210, p. 83
- Nascimento E. d. L., Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2005, vol. 20, p. 121
- Negrón-Juárez R. I., Chambers J. Q., Guimaraes G., Zeng H., Raupp C. F., Marra D. M., Ribeiro G. H., Saatchi S. S., Nelson B. W., Higuchi N., Widespread Amazon forest tree

- mortality from a single cross-basin squall line event, *Geophysical Research Letters*, 2010, vol. 37
- Nesbitt S. W., Cifelli R., Rutledge S. A., Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features, *Monthly Weather Review*, 2006, vol. 134, p. 2702
- Oliveira M. D. d. S., Tempestades com granizo na cidade de São Paulo: diagnóstico, estatística de índices e previsibilidade numérica, Universidade de São Paulo, 2022, Tese de Doutorado
- Orlanski I., A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1975, pp 527–530
- Pereira Filho A., Braga Junior B., Barros M., Carrera C., Previsão de inundações: radar meteorológico resolve, SIMP. BRAS. de RECURSOS HÍDRICOS, IX, Rio de Janeiro, RJ., Anais. Rio de Janeiro, 1991, vol. 3, p. 1
- Persson A., How do we understand the Coriolis force?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998, vol. 79, p. 1373
- Plana P. E., A contribuição do JBNAS para a precipitação em um episódio de ZCAS: análises físicas e simulações com o modelo WRF, Master Thesis. São Paulo: IAG, USP, 2021
- Rasmussen K., Houze R., Convective initiation near the Andes in subtropical South America, *Monthly Weather Review*, 2016, vol. 144, p. 2351
- Rasmussen K. L., Chaplin M., Zuluaga M., Houze Jr R., Contribution of extreme convective storms to rainfall in South America, *Journal of Hydrometeorology*, 2016, vol. 17, p. 353
- Rasmussen K. L. E., On the nature of severe orographic thunderstorms near the Andes in subtropical South America, 2014
- Rasmusson E. M., Carpenter T. H., Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Monthly Weather Review*, 1982, vol. 110, p. 354

- Raymond D. J., Thermodynamic control of tropical rainfall, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2000, vol. 126, p. 889
- Rehbein A., Dutra L. M. M., Ambrizzi T., da Rocha R. P., Reboita M. S., da Silva G. A. M., Gozzo L. F., Tomaziello A. C. N., Campos J. L. P. S., Mayta V. R. C., et al., Severe weather events over southeastern Brazil during the 2016 dry season, *Advances in Meteorology*, 2018, vol. 2018
- Ribeiro F. N., de Oliveira A. P., Soares J., de Miranda R. M., Barlage M., Chen F., Effect of sea breeze propagation on the urban boundary layer of the metropolitan region of Sao Paulo, Brazil, *Atmospheric Research*, 2018, vol. 214, p. 174
- Roca R., Fiolleau T., Extreme precipitation in the tropics is closely associated with long-lived convective systems, *Communications Earth & Environment*, 2020, vol. 1, p. 1
- Roebber P. J., Schultz D. M., Colle B. A., Stensrud D. J., Toward improved prediction: High-resolution and ensemble modeling systems in operations, *Weather and Forecasting*, 2004, vol. 19, p. 936
- Romatschke U., Houze R. A., Extreme summer convection in South America, *Journal of Climate*, 2010, vol. 23, p. 3761
- Rotunno R., Klemp J. B., Weisman M. L., A theory for strong, long-lived squall lines, *Journal of Atmospheric Sciences*, 1988, vol. 45, p. 463
- Rozante J. R., Moreira D. S., de Goncalves L. G. G., Vila D. A., Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America, *Weather and forecasting*, 2010, vol. 25, p. 885
- Rutledge S. A., Hobbs P., The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the “seeder-feeder” process in warm-frontal rainbands, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1983, vol. 40, p. 1185
- Schumacher R. S., Rasmussen K. L., The formation, character and changing nature of mesoscale convective systems, *Nature Reviews Earth & Environment*, 2020, vol. 1, p. 300

- Showalter A., A stability index for forecasting thunderstorms, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1947, vol. 34, p. 250
- Silva F. D. D. S., Pereira Filho A. J., Hallak R., Classificação de sistemas meteorológicos e comparação da precipitação estimada pelo radar e medida pela rede telemétrica na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2009, vol. 24, p. 292
- Silva Dias M. A., An increase in the number of tornado reports in Brazil, *Weather, Climate, and Society*, 2011, vol. 3, p. 209
- Silva dias M. A. F. d., Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1987, vol. 2, p. 133
- Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D., Duda M. G., Powers J. G., A Description of the Advanced Research WRF 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., Duda M., Barker D., et al., A description of the advanced research WRF version 4, NCAR tech. note ncar/tn-556+ str, 2019, vol. 145
- Solot S. B., Computation of depth of precipitable water in a column of air, *Monthly Weather Review*, 1939, vol. 67, p. 100
- Song F., Zhang G. J., Ramanathan V., Leung L. R., Trends in surface equivalent potential temperature: A more comprehensive metric for global warming and weather extremes, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2022, vol. 119, p. e2117832119
- Stensrud D. J., *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press, 2009
- Stull R. B., *Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science*. University of British Columbia, 2015
- São Carlos Agora. A chuva mais forte dos últimos seis anos traz mais destruição ao centro de São Carlos. 12 jan. 2020. Disponível em: <https://www.saocarlosagora.com.br/>

- [cidade/a-chuva-mais-forte-dos-ultimos-seis-anos-traz-mais-destruicao-a-o/122016/](#). Acesso em: 23 Out. 2023.
- Taylor K. E., Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, vol. 106, p. 7183
- Thompson D. W., Wallace J. M., Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *Journal of climate*, 2000, vol. 13, p. 1000
- Thompson G., Field P. R., Rasmussen R. M., Hall W. D., Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization, *Monthly Weather Review*, 2008, vol. 136, p. 5095
- Thompson G., Rasmussen R. M., Manning K., Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis, *Monthly Weather Review*, 2004, vol. 132, p. 519
- Ukkonen P., Manzato A., Mäkelä A., Evaluation of thunderstorm predictors for Finland using reanalyses and neural networks, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2017, vol. 56, p. 2335
- Uma K., Das S., Do the stability indices indicate the formation of deep convection?, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2019, vol. 131, p. 1
- Velasco I., Fritsch J. M., Mesoscale convective complexes in the Americas, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1987, vol. 92, p. 9591
- Vemado F., Pereira Filho A. J., et al., Severe weather caused by heat island and sea breeze effects in the metropolitan area of São Paulo, Brazil, *Advances in Meteorology*, 2016, vol. 2016
- Wallace J. M., Hobbs P. V., *Atmospheric science: an introductory survey*. vol. 92, Elsevier, 2006
- Warner T. T., *Numerical weather and climate prediction*. cambridge university press, 2010
- Weisman M. L., Klemp J. B., The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy, *Monthly Weather Review*, 1982, vol. 110, p. 504

-
- Weisman M. L., Klemp J. B., The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears, *Monthly Weather Review*, 1984, vol. 112, p. 2479
- Wilms H., Cupelli M., Monti A., Gross T., Exploiting spatio-temporal dependencies for RNN-based wind power forecasts, 2019, pp 921–926
- Yano J.-I., Ziemiański M. Z., Cullen M., Termonia P., Onvlee J., Bengtsson L., Carrassi A., Davy R., Deluca A., Gray S. L., et al., Scientific challenges of convective-scale numerical weather prediction, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2018, vol. 99, p. 699
- Zeng X., The relationship among precipitation, cloud-top temperature, and precipitable water over the tropics, *Journal of Climate*, 1999, vol. 12, p. 2503
- Zilli M. T., Carvalho L. M., Liebmann B., Silva Dias M. A., A comprehensive analysis of trends in extreme precipitation over southeastern coast of Brazil, *International Journal of Climatology*, 2017, vol. 37, p. 2269