

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

Melissa Dias da Silva Oliveira

**Tempestades com Granizo na Cidade de São
Paulo: Diagnóstico, Estatística de Índices e
Previsibilidade Numérica**

São Paulo

2022

Melissa Dias da Silva Oliveira

Tempestades com Granizo na Cidade de São Paulo: Diagnóstico, Estatística de Índices e Previsibilidade Numérica

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial do título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Hallak

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2022

À minha família, por acreditarem em mim, por todo apoio e suporte necessário para que eu pudesse concluir mais esta etapa da minha vida.

Agradecimentos

Agradeço a Deus pela saúde, força e confiança para superar as dificuldades e que me permitiu alcançar mais uma etapa tão importante da minha vida. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento deste trabalho. Ao professor Doutor Ricardo Hallak por toda orientação do meu trabalho e que contribuiu bastante ao longo de todas as etapas do trabalho. À minha família, amigos, colegas e professores que sempre me apoiaram e ajudaram de forma direta ou indiretamente para que eu continuasse a busca pelo meu desenvolvimento profissional.

“Em algum lugar, algo incrível está esperando para ser descoberto.”

Carl Sagan

Resumo

Uma vez que a cidade de São Paulo (CSP) é muitas vezes afetada por eventos de queda de granizo, o objetivo principal deste trabalho é responder se existem padrões da distribuição espaço-temporal de variáveis físicas que estejam associados a esses eventos. O período de dados de radiossondagens cobre os anos de 2003 a 2020. Os resultados mostram que variáveis e índices termodinâmicos são úteis como ferramentas diagnósticas da instabilidade atmosférica. A maior frequência desses eventos na CSP deve-se a células cumulonimbus isoladas com topo em formato circular ou oblongo quando observadas por satélites meteorológicos. A maioria dos registros de granizo ocorre dentro de um período de até 2 horas antes da maturação da tempestade. Sugere-se que os eventos ocorrem em células no estágio *cumulus congestus*. O caso de granizo observado no início da noite no Aeródromo de Campo de Marte em 05 de dezembro de 2013 esteve associado à passagem de um sistema frontal pela CSP e foi simulado com o modelo regional *Weather Research and Forecasting Model* (WRF). O domínio numérico de 0,9 km desenvolveu um sistema convectivo de pequenas dimensões, aqui batizado como *subsistema convectivo de mesoescala*, que estava embebido no sistema frontal e que foi responsável pelo evento. Mostrou-se que a instabilidade termodinâmica aumenta, hora a hora, entre às 1200 UTC e o horário de ocorrência do evento na simulação (1900 UTC). A simulação não captura o granizo em superfície, pois há derretimento desses hidrometeoros entre a base da nuvem e a superfície. O estudo mostra que o aumento da resolução de grade produz correntes descendentes mais intensas de modo diretamente proporcional à resolução de grade. Para trabalhos futuros com o WRF, sugerem-se domínios numéricos com maior resolução horizontal e a inclusão de uma parametrização de superfície urbana com maior detalhamento.

Palavras-chave: convecção, granizo, WRF, tempestades, índices

Abstract

Since the city of São Paulo (CSP) is often affected by hail events, the main objective is to answer whether there are patterns of spatio-temporal distribution of physical variables associated with these events. The radiosondes data covers the years 2003 to 2020. The results show that thermodynamics variables and indices are useful as diagnostic tools for atmospheric instability. The higher frequency of these events in the CSP is due to isolated cumulonimbus cells with a circular or oblong top when observed from meteorological satellites. Most hail records occur within a period of up to 2 hours before the storm matures. It is suggested that events occur in cells in the cumulus congestus stage. The case of hail observed in the early evening at Campo de Marte Aerodrome on December 5th, 2013 was associated with the passage of a frontal system through the CSP and it was simulated with the regional model Weather Research and Forecasting Model (WRF). The 0.9 km numerical domain developed a small convective system, here named mesoscale convective subsystem, which was embedded in the frontal system and was responsible for the event. The thermodynamic instability has been shown to increase hourly between 1200 UTC and the time of occurrence of the event in the simulation (1900 UTC). The simulation does not capture the hail on the surface, as there is melting of these hydrometeors between the cloud base and the surface. The study shows that increasing the grid resolution produces more intense downdrafts in a way that is directly proportional to the grid resolution. For future works with the WRF, numerical domains with higher horizontal resolution and the inclusion of a more detailed urban surface parametrization are suggested.

Keywords: convection, hail, WRF, thunderstorm, indices

Lista de Siglas

- AF – Água Funda
- AC - 1 - Aglomerado Convectivo em frente fria sobre a CSP
- AC - 2 - Aglomerado Convectivo sem presença de frente fria (pré ou pós frontal, brisa marítima ou outro motivo)
- AP - Água Precipitável
- AS – América do Sul
- ASAS - Alta Subtropical do Atlântico Sul
- CAPE – *Convective Available Potential Energy*
- Cb – Cumulonimbus
- CCM – Complexos Convectivos de Mesoescala
- CGE - Centro de Gerenciamento de Emergências Climáticas da Prefeitura de São Paulo
- CIENTEC - Parque de Ciência e Tecnologia
- CINE – *Convective Inhibition Energy*
- CI - 1 - Convecção Isolada Circular
- CI - 2 - Convecção Isolada Cisalhada (Oblonga)
- CMORPH - *CPC MORPHing technique*
- CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
- CSP - cidade de São Paulo
- CT – Centro
- CNTL - experimento denominado controle
- D - Densidade
- DFU - Divergência do Fluxo de Umidade
- DM - Divergência de Massa

EH - Energia de Helicidade
ESP - Estado de São Paulo
EXP2 - Experimento 2
EUA - Estados Unidos da América
FORTRAN90 - *Formula Translation*
FU - Fluxo de Umidade
GFS - *Global Forecast System*
GOES - *Geostationary Operational Environmental Satellite*
GrADS - *Grid Analysis and Display System*
GR - dias de tempestades com registro de granizo à superfície
GRMI - dias de granizo com índices termodinâmicos mais instáveis
GT – dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície
HA - Hipótese Alternativa
H0 - Hipótese Nula
H0°C - altura do nível vertical de derretimento do gelo
IAG - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IL - Índice Levantado
INPE - Instituto Nacional de Meteorologia
IS - Índice *Showalter*
JAN - Jato de Altos Níveis
JBN – Jato de Baixos Níveis
K - Índice K
K-S - *Kolmogorov-Smirnov*
LH - Calor Latente
LI - *Lifted Index*
NCE - Nível de Convecção Espontânea
NCEP - *National Center for Environmental Prediction*
NCL - Nível de Condensação por Levantamento
NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*
NPE - Nível de Perda de Empuxo
OLR - Radiação de Onda Longa

PBLH - Altura da Camada Limite Planetária
PNMM - Pressão Atmosférica ao Nível Médio do Mar
PW - água precipitável
R - coeficiente de determinação
REDEMETS - Rede de Meteorologia
RMSP - Região Metropolitana de São Paulo
SP - São Paulo
SBMT- Arquivos METAR do Aeródromo de Campo de Marte
SBSP - Arquivos METAR do Aeroporto de Congonhas
SCM – Sistemas Convectivo de Mesoescala
SGT - dias sem ocorrência de tempestade
SREH - Energia de Helicidade Relativa ao Movimento da Tempestade
StmDir - Direção (°) da tempestade
StmSpd - velocidade (nós) da tempestade
T - temperatura do ar ambiente
 T_d - temperatura do ponto de orvalho do ar ambiente
 θ_e - temperatura potencial equivalente
TRMM - *Tropical Rainfall Measuring Mission*
TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície
TT - *Total Totals*
USGS - *United States Geological Survey*
USP – Universidade de São Paulo
UTC - *Coordinated Universal Time*
WRF – *Weather Research and Forecast Model*
ZL – Zona Leste
ZN – Zona Norte
ZO – Zona Oeste
ZS – Zona Sul

Lista de Figuras

3.1	Climograma da CSP. Fonte: IAG-USP (2020).	50
3.2	Mapa da RMSP. Fonte: EMPLASA (2019).	52
3.3	Classificação do tipo de atividade convectiva: a) CI - 1: Convecção Isolada Circular, b) CI - 2: Convecção Isolada Cisalhada (Oblonga), c) AC - 1: Aglomerado Convectivo em frente fria sobre a CSP e d) AC - 2: Aglomerado Convectivo sem presença de frente fria (pré ou pós frontal, brisa marítima ou outro motivo). Fonte: CPTEC/INPE (2021).	54
3.4	Ilustração das variáveis termodinâmicas CAPE, CINE e NCL no perfil da atmosfera dado pela radiossondagem. Fonte: Adaptado de <i>The COMET Program</i> (2020). As linhas laranja, verde e azul são a temperatura do ar ambiente, a temperatura do ponto de orvalho ambiente e a temperatura da parcela em ascensão, respectivamente. Os símbolos NCL e NCE são o nível de condensação por levantamento e o nível de convecção espontânea, respectivamente. As áreas coloridas em laranja e azul são a CAPE e a CINE, respectivamente.	58
3.5	Representação do <i>boxplot</i> e suas informações. Fonte: Neto (2017).	63
3.6	Modelo de distribuição Gaussiana. Fonte: <i>Portal Action</i> (2021). Disponível em: http://www.portalaction.com.br/probabilidades/62-distribuicao-normal . Acesso em: 28 jan. 2021.	64
3.7	Distribuições com diferentes valores de <i>skewness</i> . Fonte: Adaptado de <i>Grapher Help</i> (2021).	67
3.8	Distribuições com diferentes valores de curtose. Fonte: Adaptado de <i>Grapher Help</i> (2021).	67

3.9	Diagrama do sistema de modelagem do WRF. Fonte: Adaptado de ARW (2019).	70
3.10	Ilustração da coordenada vertical normalizada pela pressão hidrostática que é utilizada no WRF. Fonte: Adaptado de ARW (2019).	72
3.11	Ilustração dos processos microfísicos que devem ser representados na modelagem. Fonte: Adaptado de Rutledge e Hobbs (1984).	76
3.12	Representação das grades utilizadas na simulação.	78
3.13	Localização do Aeródromo de Campo de Marte na CSP região onde ocorreu o registro de granizo à superfície ilustrado pelo ponto azul.	79
4.1	Distribuição por zona administrativa do número absoluto do total de casos (415) de granizo à superfície na CSP registrados pelas estações SBMT, SBSP, AF e pelo CGE no período de outubro-março de 2003 a 2020. ZN: Zona Norte; CT: Centro; ZL: Zona Leste; ZO: Zona Oeste e ZS: Zona Sul.	83
4.2	Distribuição do número total de casos (415) de granizo à superfície na CSP registrados pelas estações SBMT, SBSP, AF e pelo CGE no período de outubro-março de 2003 a 2020: (a) por mês e (b) por hora local.	83
4.3	Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em aproximadamente 2 horas após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 2000 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 2200 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 2300 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES16.	84
4.4	Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em aproximadamente 1 hora após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 2000 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 2100 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 2300 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES13.	85
4.6	Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em aproximadamente 3 horas após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 1800 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 2100 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 2200 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES16.	85

4.5	Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em menos de uma hora após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 1800 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 1830 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 1900 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES13.	86
4.7	Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em aproximadamente 4 horas após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 1600 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 2000 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 2100 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES13.	86
4.8	<i>Boxplots</i> das variáveis e índices no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) NCL, b) H0°C, c) IS, d) IL, e) CAPE e f) CINE. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis e SGT - dias sem ocorrência de tempestade.	88
4.9	<i>Boxplots</i> das variáveis e índices no período de outubro-março de 2003 a 2020: g) Cisalhamento, h) AP, i) Temperatura do ar à Superfície, j) Espessura e k) Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis e SGT - dias sem ocorrência de tempestade.	89

- 4.10 Histogramas de frequências relativas de NCL no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis. 93
- 4.11 Histogramas de frequências relativas de IS no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas e b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície e SGT - dias sem ocorrência de tempestade. 94
- 4.12 Histogramas de frequências relativas de IL no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas e b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície e SGT - dias sem ocorrência de tempestade. 95

- 4.13 Histogramas de frequências relativas de CAPE no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis. 97
- 4.14 Histogramas de frequências relativas de CINE no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis. 98

4.15	Histogramas de frequências relativas de cisalhamento vertical do vento horizontal no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.	100
4.16	Histogramas de frequências relativas de AP no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.	102

- 4.17 Histogramas de frequências relativas de Temperatura do ar à Superfície no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis. 105
- 4.18 Histogramas de frequências relativas de Espessura entre os níveis onde a temperatura está entre -10 °C e -30 °C no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis. 106

4.19	Histogramas de frequências relativas de Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.	108
4.20	Correlações dos casos GR no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) IL x IS e b) IL x CAPE. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície.	111
4.21	Histogramas de frequências relativas de Cisalhamento segundo o tipo de classificação no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) para os casos GR onde as linhas vermelhas são CI-1, linhas pretas são CI-2 e as linhas laranjas são AC (AC-1 + AC-2) e b) para os casos GRMI onde as linhas vermelhas são CI-1, linhas pretas são CI-2 e as linhas laranjas são AC (AC-1 + AC-2). GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.	112
4.22	Imagens de satélite do GOES-13 no canal infravermelho: a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013. Fonte: CP-TEC/INPE.	115

4.23	Campos de pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) (linhas de contorno pretas contínuas), espessura entre 500-1000 hPa (mgp) (linhas de contorno vermelhas tracejadas) e jato de altos níveis (JAN) em 250 hPa ($m s^{-1}$) (sombreado segundo os valores da barra de cores) para: a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013.	116
4.24	Os sombreados são os campos de divergência do fluxo de umidade ($kg kg^{-1} s^{-1}$) e os vetores são a representação vetorial do fluxo de umidade ($kg kg^{-1} m s^{-1}$): a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013.	118
4.25	As linhas coloridas são os campos de linhas de corrente em 850 hPa: a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013.	119
4.26	Os sombreados são os campos de divergência de massa (s^{-1}) em 200 hPa e os vetores são a representação vetorial dos ventos em altos níveis em 200 hPa ($m s^{-1}$): a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013.	120
4.27	Séries temporais dos dias 04, 05 e 06 dezembro de 2013 das medidas METAR do Aeródromo de Campo de Marte: a) Temperatura do ar à superfície, b) Intensidade do vento à superfície, c) Temperatura do ponto de orvalho à superfície, d) Direção do vento à superfície e e) Pressão ao nível médio do mar à superfície. As linhas verde, vermelha e azul correspondem aos dias 04, 05 e 06, respectivamente.	121

4.28	Perfil vertical da atmosfera obtido pela radiossondagem do Aeródromo de Campo de Marte às 1200 UTC do dia 05/12/2013 (8 horas antes da ocorrência do evento). A curva preta à esquerda é a temperatura do ponto de orvalho e, à direita, a temperatura do ar ambiente. A curva azul representa a trajetória de uma parcela de ar hipotética que se eleva verticalmente a partir da superfície local num processo adiabático, donde se calculam as variáveis mostradas no destaque. No destaque, mostram-se os valores calculados para K: Índice K ($^{\circ}\text{C}$); TT: <i>Total Totals</i> ($^{\circ}\text{C}$); PW: água precipitável (cm). No nível mais baixo da sondagem (<i>Lowest Level</i>): pressão local do ar (hPa), temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$) do 1 $^{\circ}$ nível da sondagem (superfície); θ_e : temperatura potencial equivalente (K) à superfície; LI: <i>Lifted Index</i> ($^{\circ}\text{C}$); CAPE e CINE ($J\text{ kg}^{-1}$) de superfície. Para o nível mais instável (<i>Most Unstable</i>): mesmas variáveis e índices de instabilidade calculados com o levantamento adiabático de uma parcela de ar hipotética a partir do nível mais instável da sondagem, ou seja, de máximo valor de θ_e ; EH: Energia de Helicidade ($J\text{ kg}^{-1}$); SREH: Energia de Helicidade Relativa ao Movimento da Tempestade ($J\text{ kg}^{-1}$); StmDir: Direção ($^{\circ}$) da tempestade; StmSpd: velocidade (nós) da tempestade; Barbelas de vento: 1/2 barbela: 5 nós; 1 barbela: 10 nós; 1 bandeirola: 50 nós	124
4.29	a) Imagem no canal do infravermelho do satélite GOES-13 às 2100 UTC do dia 05/13/2013, b) Precipitação acumulada em 1 hora do MERGE às 2100 UTC do dia 05/13/2013 e c) Radiação de Onda Longa simulada pelo WRF do experimento 8.1CNTL às 2100 UTC do dia 05/13/2013.	128
4.30	Precipitação acumulada em 1 hora do CMORPH às 2100 UTC do dia 05/13/2013.	128
4.31	Os sombreados são os campos da altura da camada limite planetária (m) simulados pelo WRF: a) 1200 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, b) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, c) 1200 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2 e d) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2.	129

4.32	Os sombreados são os campos da altura da camada limite planetária (m) simulados pelo WRF para o experimento 2.7EXP2: a) 1900 UTC de 05/12/2013, b) 1915 UTC de 05/12/2013, c) 1930 UTC de 05/12/2013, d) 1945 UTC de 05/12/2013 e e) 2000 UTC de 05/12/2013.	130
4.33	Os sombreados são os campos de fluxo de calor latente (Wm^{-2}) simulados pelo WRF: a) 1200 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, b) 1200 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2, c) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL e d) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2.	131
4.34	Os sombreados são os campos de precipitação acumulada em 1h (mm) gerada pela parametrização de microfísica de nuvens simulados pelo WRF: a) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, b) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2, c) 1900 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL e d) 1900 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2.	132
4.35	Os sombreados são os campos de precipitação acumulada em 1 h (mm) gerada pela parametrização de microfísica de nuvens simulados pelo WRF: a) 2000 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, b) 2000 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2, c) 2100 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL e d) 2100 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2.	133
4.36	Os sombreados são os campos de precipitação acumulada de 1h (mm) gerada pela parametrização de microfísica de nuvens simulados pelo WRF às 2000 UTC, que apresenta um pequeno aglomerado de nuvens Cb sobre a CSP na qual foi feito o corte vertical do dia 05/12/2013: a) experimento 2.7EXP2 e b) experimento 0.9EXP2. As linhas vermelhas, apontadas pelas setas pretas, indicam a posição dos cortes verticais da nuvem cumulonimbus associada ao evento de interesse.	134

- 4.37 Seções verticais dos experimentos 2.7EXP2 e 0.9EXP2 de diferentes razões de misturas da célula convectiva às 1900 UTC do dia 05/12/2013: a) experimento 2.7EXP2 e b) experimento 0.9EXP2. As linhas vermelhas representam a razão de mistura de granizo. Os sombreados são a soma das razões de misturas de mistura de água de nuvem, cristais de gelo e neve. As linhas pretas contínuas e as tracejadas indicam os valores da componente vertical do vento (w), ou seja, movimento ascendente e descendente, respectivamente. 135
- 4.38 Os sombreados são as categorias de uso do solo conforme os dados do USGS às 1200 UTC do dia 05/12/2013: a) experimento 0.9CNTL e b) experimento 0.9EXP2. Para o experimento EXP2, os números representam as seguintes categorias: 1 - Terreno urbano e construído, 2 - Terras secas e pastagens, 3 - Cultivos irrigados e pastagens, 4 - Misto de terras secas/cultivos irrigados e pastagem, 5 - Mosaico de terras cultivadas/gramados, 6 - Mosaico de terras cultivadas/florestas, 7 - Pastagem, 8 - Terras de arbustos, 9 - Misto de terras de arbustos/gramados, 10 - Savana, 11 - Floresta decídua de folhas largas, 12 - Floresta decídua de folhas pontiagudas, 13 - Folhas largas perenes, 14 - Folhas pontiagudas perenes, 15 - Floresta mista, 16 - Corpos d'água, 17 - Pântano Herbáceo, 18 - Pântano de madeira e 19 - Árido ou escassamente vegetado. Para o experimento CNTL, os números representam as seguintes categorias: 1 - Floresta de folhas pontiagudas perenes, 2 - Floresta de folhas largas perenes, 3 - Floresta decídua de folhas pontiagudas, 4 - Floresta decídua de folhas largas, 5 - Floresta mista, 6 - Matagais fechados, 7 - Arbustos Abertos, 8 - Savanas arborizadas, 9 - Savanas, 10 - Pastagens, 11 - Zonas úmidas permanentes, 12 - Terras de cultivo, 13 - Terreno urbano e construído, 14 - Mosaico de Terra Cultivada/Vegetação Natural, 15 - Neve e gelo, 16 - Árido ou com vegetação esparsa, 17 - Água, 18 - Tundra arborizada e 19 - Tundra mista. 136

4.39	Seções verticais do experimento 0.9EXP2 de diferentes razões de misturas do sistema convectivo do dia 05/12/2013: a) às 1800 UTC, b) às 1830 UTC, c) às 1845 UTC e d) às 1900 UTC. As linhas vermelhas representam a razão de mistura de granizo. Os sombreados são a soma das razões de misturas de água de nuvem, cristais de gelo e neve. As linhas pretas contínuas e as tracejadas indicam os valores da componente vertical do vento (w), ou seja, movimento ascendente e descendente, respectivamente.	138
4.40	Seções verticais do experimento 0.9EXP2 de diferentes razões de misturas da célula convectiva do dia 05/12/2013: a) às 1915 UTC, b) às 1930 UTC, c) às 1945 UTC e d) às 2000 UTC. As linhas vermelhas representam a razão de mistura de granizo. Os sombreados são a soma das razões de misturas de água de nuvem, cristais de gelo e neve. As linhas pretas contínuas e as tracejadas indicam os valores da componente vertical do vento (w), ou seja, movimento ascendente e descendente, respectivamente.	139
4.41	Seção vertical do experimento 0.9EXP2, ao longo da linha vermelha em destaque nas Figuras 4.36a e b, de razão de mistura de granizo (sombreados) e razão de mistura de chuva (linha preta contínua), ambas em $g\ kg^{-1}$, para o dia 05/12/2013 às: a) 1845 UTC; b) 1900 UTC; c) 1915 UTC e d) 1930 UTC.	141
4.42	Diagramas pseudoadiabáticos <i>skew T - log p</i> do perfil vertical da atmosfera às 1200 UTC (8 horas anteriores ao registro do evento): a) dos dados médios da simulação no 0.9EXP2 em uma área de $30\ km^2$ ao redor do Aeródromo de Campo de Marte e b) das medições da radiossondagem lançada no Aeródromo de Campo de Marte. As curvas em preto são: à esquerda, a temperatura do ponto de orvalho ambiente; à direita, a temperatura do ar ambiente. A curva azul representa a trajetória de uma parcela de ar hipotética que se eleva verticalmente e de forma adiabática a partir da superfície local.	142

4.43	Diagramas pseudoadiabáticos <i>skew T - log p</i> do perfil vertical da atmosfera : a) dado pela simulação às 1700 UTC, b) dado pela simulação às 1800 UTC e c) dado pela simulação às 2000 UTC. As curvas em preto são: à esquerda, a temperatura do ponto de orvalho ambiente; à direita, a temperatura do ar ambiente. A curva azul representa a trajetória de uma parcela de ar hipotética que se eleva verticalmente e de forma adiabática a partir da superfície local.	144
4.44	Séries temporais de algumas das variáveis termodinâmicas calculadas dadas pela simulação: a) NCL, b) IS, c) IL, d) CAPE.	145
4.45	Séries temporais de algumas das variáveis termodinâmicas calculadas dadas pela simulação: a) CINE, b) AP e c) cisalhamento.	146

Lista de Tabelas

3.1	Valores de intensidade do cisalhamento vertical entre os baixos níveis e os primeiros 6 km da atmosfera (s^{-1}).	61
3.2	Informações das grades utilizadas na simulação do experimento controle. . .	79
4.1	Densidade de casos de granizo por zona da CSP.	82
4.2	Resultado das estatísticas calculadas para os casos GR, TS, GT, SGT e GRMI, quando a distribuição é próxima da Gaussiana.	90
4.3	Resultado do teste F para as variáveis listadas na 1a. coluna.	109
4.4	Resultado do teste t de <i>Student</i> para as variáveis listadas na 1a. coluna. . .	110
4.5	Classificação dos casos GR e GRMI segundo as imagens dos satélites GOES. . .	112

Sumário

1. <i>Introdução</i>	35
1.1 Proposição do Problema e Motivação do Estudo	35
1.2 Objetivo do Projeto de Pesquisa	37
1.2.1 Objetivos Específicos	38
2. <i>Revisão Bibliográfica</i>	39
2.1 Tempestades	39
2.2 Iniciação e Desenvolvimento de Granizo	41
3. <i>Dados e Metodologia</i>	47
3.1 Dados	47
3.1.1 Relatos de granizo à superfície na CSP	47
3.1.2 Tratamento inicial dos dados	48
3.1.3 Escolha do caso e simulações WRF	50
3.2 Metodologia	51
3.2.1 Área de estudo	51
3.2.2 Densidade de casos por zona geopolítica da CSP	52
3.2.3 Classificação e horário de maior intensidade das tempestades dos casos de queda de granizo na CSP	53
3.2.4 Cálculo de variáveis e índices	54
3.2.5 Análise estatística das variáveis e índices associados à instabilidade atmosférica	62
3.2.6 O modelo WRF	69
3.2.7 Parametrização convectiva	73

3.2.7.1	Parametrização de nuvens cúmulos de <i>Kain-Fritsch</i>	74
3.2.8	Parametrização da microfísica de nuvens	75
3.2.8.1	Parametrização de microfísica de nuvens de <i>Lin</i>	77
3.2.9	Características das simulações adotadas neste estudo	77
3.2.9.1	Campos plotados para análise da simulação	80
4.	<i>Resultados e Discussões</i>	81
4.1	Análise da distribuição espacial e temporal dos casos de granizo na CSP	81
4.2	Análises Estatísticas	87
4.2.1	<i>Boxplots dos índices e variáveis termodinâmicas</i>	87
4.2.2	Histogramas de índices e variáveis termodinâmicas	90
4.2.3	Teste F e t de <i>Student</i> de índices e variáveis termodinâmicas	109
4.2.4	Correlações das variáveis termodinâmicas CAPE e IS com IL	110
4.2.5	Análise estatística do cisalhamento para os casos GR e GRMI	111
4.3	Análises do Caso Simulado	114
4.3.1	Análises das condições sinóticas	114
4.3.2	Análises do registro de METAR (SBMT)	120
4.3.3	Análises do diagrama <i>Skew T-Log p</i>	123
4.4	Análise da simulação WRF	126
4.4.1	Resultados da simulação com a grade de 8,1 km	127
4.4.2	Resultado da simulação com as grades de 2,7 km e 900 m	128
4.4.3	Resultado da simulação com a grade de 900 m	136
5.	<i>Conclusão</i>	149
5.1	Discussão dos principais resultados	149
5.2	Sugestões para trabalhos futuros	153
	<i>Referências</i>	155

Introdução

1.1 Proposição do Problema e Motivação do Estudo

Observações de granizo à superfície são relativamente frequentes na cidade de São Paulo (CSP). Embora não costume causar danos materiais de grande monta ou perdas de vidas humanas ou de animais na CSP, a queda de granizo registrada em várias partes do País causa perdas na agricultura em geral, mas principalmente no cultivo de frutas e hortaliças, como ocorre no cinturão verde ao redor da CSP, bem como danificam latarias de automóveis e telhados, causam quedas de árvores, além de danos às redes elétricas e problemas nos parques de energia eólica. Em adição, normalmente os eventos com granizo estão associados a chuva intensa e ocorrência de vendavais.

Este trabalho estuda as tempestades com observação de granizo à superfície na CSP. O estudo inclui análises de observações meteorológicas e modelagem numérica de um evento de granizo específico registrado na CSP associado à presença de frente fria em deslocamento pela cidade. Pela ausência de informações do tamanho das pedras de gelo nos bancos de dados utilizados neste estudo, não é feita distinção sobre a severidade das tempestades usando-se critérios pré-definidos, como os adotados nos serviços meteorológicos dos Estados Unidos da América (EUA), Austrália e em outras regiões do globo.

Para uma definição mais precisa de granizo, ressalta-se que a WMO (2019) define este fenômeno atmosférico como uma precipitação de partículas de gelo (pedras de granizo), que podem ser transparentes, parcial ou completamente opacas. Geralmente possuem formatos esferoidais, mas podem ser cônicas ou irregulares, com diâmetro médio variando de 5 a 50 mm. Podem cair da nuvem separadamente ou aglomerarem-se em pedaços de tamanhos irregulares. Com frequência, caem como grandes pedaços de gelo, mas quando menores,

as pequenas pedras são conhecidas também como *graupel* (termo que não tem tradução direta para o Português).

Enquanto no Brasil ainda não se produziu uma estimativa dos valores envolvidos nas perdas proporcionadas pela queda de granizo, nos EUA, os valores são superiores à casa do bilhão de dólares/ano (Cintineo et al., 2012), considerando-se todos os setores afetados. Este valor significativo de perdas nos EUA proporciona uma ideia dos prejuízos materiais que provavelmente ocorrem no Brasil. Por outro lado, a previsão da queda de granizo é um fenômeno desafiador à comunidade meteorológica, por ser, em geral, localizado, ou seja, que atinge pequenas extensões territoriais em cada episódio.

Considerando-se o uso de dados observados e modelos numéricos globais e regionais da atmosfera, uma questão científica importante que surge neste ponto é sobre a previsibilidade do fenômeno. Para abordar este tema, é necessário investigar as características tridimensionais, origem, desenvolvimento, ciclo de vida, formas de propagação e severidade dos sistemas convectivos mais comuns na CSP associados a eventos de queda de granizo.

As tempestades com granizo à superfície que afetam a CSP são fenômenos cuja complexidade é grande em razão das características de crescimento urbano desordenado e intenso da cidade (Hallak, 2007; Macedo, 2020). Ainda, as circulações locais produzidas pelo efeito da ilha de calor urbana, brisa marítima e de vale-montanha contribuem para o surgimento e intensificação da convecção na CSP (Freitas, 2003; Vemado, 2012).

Tendo em mente as características fisiográficas descritas no parágrafo anterior, este trabalho pretende verificar se existem padrões físicos identificáveis por meio da análise de medidas meteorológicas que possam ser enumeradas, descritas e, dentro de uma margem de erro aceitável, servirem como preditores da ocorrência deste tipo de fenômeno. Outro questionamento interessante e pouco abordado é a ocorrência de situações meteorológicas favoráveis à formação de tempestades na CSP que levam, em algumas vezes, à queda de granizo à superfície e em muitas outras vezes, não.

Dando importância aos aspectos já mencionados, o estudo de caso de evento de queda de granizo em superfície na CSP apresentado nesta dissertação é elaborado com o uso de dados meteorológicos obtidos por diversas fontes, como imagens de satélite, medidas *in situ* e análises dos modelos numéricos globais da atmosfera. Contudo, devido à escassez de medidas *in loco*, bem como a ainda baixa resolução espacial das análises de modelos globais atuais para o estudo de convecção profunda, é necessário o uso das técnicas de

modelagem numérica regional a fim de aumentar as possibilidades de análises físicas sobre o comportamento do fenômeno convectivo em epígrafe. Dessa forma, esta pesquisa recorre à simulações obtidas com o modelo numérico regional *Weather Research and Forecast Model* (WRF), as quais foram obtidas em alta resolução espaço-temporal, conforme detalhado no Capítulo 3.

Este estudo visa contribuir com a compreensão do comportamento físico dos fenômenos convectivos em todo o espectro espaço-temporal da mesoescala, responsáveis por gerar grande parte dos eventos observados de granizo em superfície que ocorrem frequentemente na CSP, conforme é mostrado no decorrer do texto. Com isso, objetiva-se contribuir para esta área de pesquisa ainda pouco explorada na América do Sul (AS).

Ressalta-se que a maioria dos trabalhos já publicados explora os aspectos climatológicos do fenômeno, como em Martins et al. (2017), que compilam dados de observações de ocorrência de queda de granizo em superfície a partir de diversas fontes para descrever a climatologia das tempestades de granizo mais destrutivas na AS, e Beal et al. (2020), que estuda as características morfológicas de cidades agrícolas do oeste do estado do Paraná, frequentemente atingidas por fortes eventos de granizo.

Por fim, existe ainda uma lacuna de conhecimento a ser preenchida, relacionada às tempestades de granizo no Brasil. É necessária uma melhor compreensão dos processos relacionados a este fenômeno, mais observações de eventos a longo prazo e modelagem de alta resolução. No exterior, no entanto, são vários os trabalhos que envolvem tempestades de granizo. São também várias as diferentes abordagens sobre o assunto, como descrito na revisão de Raupach et al. (2021) onde, ainda, são discutidos os impactos das mudanças climáticas sobre o comportamento físico deste fenômeno atmosférico.

1.2 Objetivo do Projeto de Pesquisa

O objetivo geral deste projeto é responder se existem padrões frequentes da distribuição espaço-temporal de variáveis físicas associadas aos eventos de granizo observados à superfície na CSP entre os anos de 2003 e 2020.

1.2.1 *Objetivos Específicos*

1. Identificar padrões físicos referentes às variáveis físicas de interesse, seus perfis verticais, suas séries temporais e suas estatísticas de distribuição de frequências;
2. Caracterizar a física da instabilidade termodinâmica durante a evolução temporal dos sistemas meteorológicos associados aos eventos de granizo por meio da análise de índices de instabilidade no modo diagnóstico;
3. Verificar a previsibilidade do fenômeno "granizo à superfície" a partir de simulações numéricas do modelo regional WRF em alta resolução espacial e temporal.

Revisão Bibliográfica

2.1 *Tempestades*

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) causam condições adversas de tempo, sendo compostos de aglomerados de nuvens do tipo cumulonimbus (Cb) que se formam devido à interação entre a instabilidade termodinâmica e a dinâmica atmosférica. De acordo com alguns autores, como Houze Jr (2004) e Campos e Eichholz (2011), por exemplo, os SCMs são definidos por apresentarem uma área de precipitação contígua de, no mínimo, 100 km de extensão horizontal em seu maior eixo, rajadas de vento e, muitas vezes, granizo à superfície.

Os SCMs são responsáveis por grande parte da precipitação nos trópicos e nas latitudes médias mais quentes (Houze Jr, 2004). Estes sistemas convectivos enquadram-se na classificação de mesoescala de Orlanski (1975), que se divide em meso- α , meso- β e meso- γ . A dimensão horizontal da mesoescala de Orlanski varia de 2 a 2000 km, e a duração de seu ciclo de vida, de 1 h a um dia ou pouco mais, a qual é função do tamanho da escala horizontal de cada fenômeno.

Encontram-se ainda na classificação de Orlanski (1975) as tempestades isoladas (situadas na escala meso- γ), que são de especial importância para este estudo, desde que são fenômenos frequentes nos meses quentes e úmidos na CSP. Estas tempestades são fenômenos que se formam em resposta a um desequilíbrio energético na atmosfera, que está vinculado a processos dinâmicos, termodinâmicos e radiativos diabáticos multiescalares, responsáveis por produzirem a instabilidade atmosférica observada (Bluestein, 1993; Hallak, 2007).

Os mecanismos físicos associados à iniciação e ao desenvolvimento vertical das tem-

pestades ocorrem em uma escala local. No entanto, ressalta-se que, na maioria das vezes, as tempestades são favorecidas por processos e movimentos atmosféricos que pertencem à escalas superiores, que pré-condicionam a atmosfera para o seu desenvolvimento (Anthes, 1976; Johnson e Mapes, 2001; Hallak, 2007). Assim, desconsiderando-se as influências de escala planetária, como a oscilação *Madden-Julian* e outras, a escala sinótica é a maior responsável pelo estabelecimento de condições atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento destes fenômenos, enquanto a mesoescala ou processos na escala de tempestades são os responsáveis por desencadear a convecção profunda (Doswell, 2001; Beltran, 2017).

De forma sumária, para o desenvolvimento de convecção úmida, profunda e vigorosa, e sobretudo para a formação de tempestades, é necessário haver:

1. a sobreposição de uma massa de ar frio e seco com ar quente e úmido abaixo, devido à flutuação positiva vigorosa (Cotton e Anthes, 1992);
2. distribuições verticais de temperatura e umidade que sejam favoráveis ao estabelecimento de um nível de convecção espontânea (NCE), sem o qual não ocorre a formação e o desenvolvimento dessas tempestades (Fawbush e Miller, 1952; Ludlam, 1966);
3. garantia de disponibilidade de energia na forma de calor latente, necessária para a intensificação da tempestade no decorrer do seu ciclo de vida (Beltran, 2017);
4. uma taxa de diminuição da temperatura do ar com a altitude (*lapse-rate* do ambiente) suficiente para gerar alta flutuabilidade na parcela de ar e correntes ascendentes intensas, em especial um *lapse-rate* que leve à instabilidade condicional e à disponibilidade de CAPE [*Convective Available Potential Energy* - Energia Potencial Disponível para Convecção] (Beltran, 2017);
5. um mecanismo de levantamento capaz de elevar o ar da superfície acima do nível de convecção livre ou espontânea, dando origem, então, às correntes ascendentes vigorosas (Doswell, 1987; Beltran, 2017).

As tempestades convectivas individuais (ou isoladas) podem ocorrer de duas formas distintas: células ordinárias e supercélulas, que são células convectivas isoladas, mas de dimensões muito maiores que as ordinárias) (Weisman e Klemp, 1986). Os outros tipos de tempestades são formadas por aglomerados de células individuais em variados estágios do ciclo de vida, chamados de sistemas multicelulares.

Em específico e de forma mais rigorosa, os critérios adotados em países como EUA e Austrália para definir se uma tempestade é severa ou não estão associados à observação de um ou mais dos seguintes fenômenos: queda de granizo com diâmetro $\geq 1,9$ cm, velocidade do vento ≥ 26 m/s, tornado(s) e taxas elevadas de precipitação que causam inundações (normalmente repentinas) (Johns e Doswell, 1992; Mills e Colquhoun, 1998; Nascimento, 2005), com algumas variações nesses critérios de acordo com cada país. Para o presente trabalho, com a inexistência de informações sobre o tamanho do granizo observado em superfície, somente seria possível avançar no assunto da severidade de cada tempestade se fossem analisados os demais critérios pré-definidos, o que não foi aqui realizado.

Contudo, é importante deixar registrado que as tempestades mais severas e que satisfazem aos critérios mencionados anteriormente estão frequentemente associadas ao cisalhamento vertical do vento de intensidade moderada a forte em ambientes baroclínicos típicos de latitudes médias, que contribuem para manter as correntes ascendentes e descendentes desacopladas, e a criação de uma estrutura convectiva mais organizada e de maior duração (Klemp, 1987; Beltran, 2017). Este aspecto é explorado nesta dissertação para o caso específico das tempestades na CSP.

Por fim, as latitudes médias e subtropicais da AS a leste dos Andes apresentam condições favoráveis à ocorrência de tempestades severas e isto pode acontecer em todas as estações (Brooks et al., 2003; Zipser et al., 2006). Um dos fatores é a presença do Jato de Baixos Níveis (JBN), um escoamento de componente norte ao redor do nível de 850 hPa, que contribui para o transporte de umidade proveniente da Amazônia (Berri e Inzunza, 1993). Sobre o Paraguai, norte da Argentina e Rio Grande do Sul, frequentemente há o acoplamento entre escoamento dos jatos de baixos e de altos níveis, sendo um mecanismo fundamental para a formação de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) naquelas áreas (Uccellini e Johnson, 1979). O CCM é um tipo de SCM responsável por boa parte da precipitação anual naquelas regiões.

2.2 Iniciação e Desenvolvimento de Granizo

As interações do cristal de gelo com gotículas de água super-resfriada, bem como de cristal de gelo com cristal de gelo, levam à formação de *graupel*, que podem evoluir para granizo (Pruppacher e Klett, 2012). Quando as partículas de gelo crescem por meio de

um intenso processo de *riming*, definido por partículas de gelo que coletam gotas líquidas super-resfriadas, as quais se congelam imediatamente ao entrar em contato com o cristal de gelo, tem-se então inicialmente a formação do *graupel* com dimensões máximas inferiores a 5 mm (Pruppacher e Klett, 2012; Houze, 2014).

O processo descrito anteriormente normalmente produz granizo de 1 cm em diâmetro. No entanto, em casos extremos, são observadas pedras tão grandes quanto 10 a 15 cm (Houze, 2014), pois o granizo se desenvolve nas partes superiores da Cb, regiões da nuvem ricas em água condensada, como água super-resfriada em níveis abaixo da isolinha de -40 °C e há diversas formas de gelo entre 0 °C e o topo da Cb. O gelo ocorre em vários formatos, como cristais de gelo, neve e granizo de diversos tamanhos.

Nessa camada de abundância de água condensada, e onde a temperatura é ao redor de -10 °C, o crescimento do cristal de gelo embrionário para *graupel* é mais eficiente. Dessa forma, o crescimento do *graupel* é o processo de formação de precipitação mais rápido. Por exemplo, núcleos de condensação de cristal de gelo podem crescer para granizo com tamanho de 1 cm de diâmetro dentro de um prazo de dez minutos (Pruppacher e Klett, 2012; Houze, 2014).

Quando há uma abundância de água líquida originada pela condensação do vapor d'água disponível dentro da nuvem, o calor latente de solidificação liberado quando a água coletada se congela acaba afetando significativamente a temperatura da pedra de granizo, e esse aspecto é reconhecidamente importante na taxa de crescimento do granizo. Para respeitar o balanço de calor entre o gelo e a água líquida, a pedra de granizo em seu crescimento pode estar vários graus mais quente do que seu ar ambiente (Rogers e Yau, 1996; Pruppacher e Klett, 2012; Houze, 2014).

Em síntese, as pedras de granizo são formadas quando partículas de *graupel* ou grandes gotas de água congelada crescem com a agregação de gotículas de nuvens super-resfriadas (Rogers e Yau, 1996). Elas são de dimensões tipicamente muito maiores do que 5 mm, e possuem velocidade terminal de 5 m s^{-1} ou mais, quando geralmente não podem mais ser suportadas pelas correntes ascendentes. Evidências apontam que o "embrião" do granizo em geral é o próprio *graupel* e, normalmente, este possui densidade menor do que $0,3 \text{ g cm}^{-3}$, especialmente no seu estágio inicial de crescimento ou quando o crescimento ocorre principalmente em baixas temperaturas, entre -20 °C e -30 °C (Rogers e Yau, 1996; Pruppacher e Klett, 2012).

Inicialmente estes hidrometeoros crescem principalmente por condensação de vapor, quando o diâmetro da partícula excede cerca de 100μ e então elas continuam seu crescimento predominantemente por colisão e acreção de gotículas não congeladas (Pruppacher e Klett, 2012). A acreção geralmente é dominante, e se torna ainda mais importante à medida que a pedra de granizo cresce. Caso a pedra de gelo assim iniciada permaneça na nuvem super-resfriada, tempo suficiente, ela atinge o tamanho em que a sua temperatura de equilíbrio é $0 \text{ }^\circ\text{C}$, isto porque a transferência de calor para o ar ao redor é insuficiente, e normalmente isto pode ocorrer para uma pedra de granizo com diâmetro de cerca de 1 cm (Rogers e Yau, 1996).

A concentração de água líquida nas nuvens é o fator de maior importância para determinar se ocorre o "crescimento úmido" de uma pedra de granizo, quando a temperatura de equilíbrio da superfície da pedra está a $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Por isso, a água coletada não congela imediatamente e a superfície é úmida. Embora uma parte da água possa ser perdida pela pedra de granizo quente, ainda pode restar uma parte que pode ser incorporada ao granizo, formando assim o que é chamado de "gelo esponjoso". O líquido preso pode congelar mais tarde se a pedra entrar numa camada mais fria ou menos densa da nuvem, onde a transferência de calor será suficiente para resfriar a pedra abaixo de $0 \text{ }^\circ\text{C}$ (Rogers e Yau, 1996).

Quando a superfície da pedra de granizo está em uma temperatura de sub-resfriamento, as gotículas de água coletadas congelam rapidamente e a sua superfície permanece essencialmente seca (Rogers e Yau, 1996). Durante sua vida, há a existência de um crescimento alternado úmido e seco que provavelmente é devido à passagem do granizo por regiões de concentração relativamente alta e baixa de água líquida, respectivamente, ou que passam pelo ar com temperatura variável. As pedras de granizo que crescem desta forma apresentam uma estrutura evidentemente em camadas (Pruppacher e Klett, 2012; Houze, 2014).

Geralmente as maiores pedras de granizo e os granizos mais pesados são de tempestades mais severas, ou seja, tempestades com as mais fortes correntes ascendentes de ar. Nestas tempestades, as nuvens são mais profundas e de maior tamanho horizontal. Portanto, as correntes ascendentes na formação do granizo devem ser fortes e duradouras o suficiente para manter as grandes pedras de granizo em níveis mais elevados dentro da nuvem super-resfriada acima do nível de congelamento, para que elas possam crescer até seus tamanhos

finais observados. Com isso, para alcançarem o solo ainda como granizo, elas devem ser suficientemente grandes para não derreter durante a queda em direção ao solo (Knight et al., 2019).

A formação de granizo depende da relação entre o escoamento tridimensional do ar dentro das tempestades, do que acontece com as gotículas super-resfriadas dentro das correntes ascendentes e das trajetórias dos potenciais embriões de granizo. Estes fatores juntos determinam o quanto do vapor d' água que condensa, reevapora nos níveis médios e superiores da atmosfera, o quanto cai como chuva e o quanto cai como granizo (geralmente uma quantidade muito pequena). A umidade excepcionalmente alta em níveis baixos em conjunto com temperaturas excepcionalmente baixas nos níveis mais altos são os ingredientes para a instabilidade que contribui para que a tempestade tenha correntes ascendentes fortes o suficiente para suportar grandes pedras de granizo (Knight et al., 2019).

São necessários também altos valores de CAPE, que dá o suporte termodinâmico (flutuação) para haver produção de fortes correntes ascendentes. Estas são sustentadas por um bom tempo no interior das nuvens Cb. Para que a convecção assuma o modo de aglomerado multicelular, é necessária a presença de cisalhamento vertical do vento com magnitude suficiente para iniciar e manter sua organização em sistemas bem definidos. Neste sentido, o cisalhamento vertical do vento na média ou baixa troposfera é favorável à maior intensificação desses sistemas, o que faz com que os mesmos apresentem ciclo de vida compatível com a geração de tempestades (Weisman e Klemp, 1982; Punge e Kunz, 2016). Estes elementos meteorológicos são fornecidos pela escala sinótica (Johnson e Mapes, 2001).

Nas tempestades mais vigorosas, observa-se que há ainda a necessidade de um mecanismo de levantamento que seja suficiente para sobrepujar o empuxo negativo da atmosfera [CINE – *Convective Inhibition Energy* - Energia de Inibição de Convecção (Nascimento, 2005)]. Normalmente, CINE é encontrado nos baixos níveis da atmosfera em dias com ocorrência de tempestades mais fortes. Os mecanismos de levantamento de parcelas de ar da baixa atmosfera que podem tornar as parcelas de ar instáveis e levar ao desenvolvimento de tempestades são frequentemente encontrados em situações de massas de ar em movimento horizontal. Na CSP, são mais comuns ocorrerem como frentes frias, frentes de brisa marítima e frentes de rajada oriundas de tempestades prévias. Outro fator desencadeante de convecção profunda na CSP é o aquecimento diferencial da superfície devido ao efeito da ilha de calor urbana. Estes fenômenos interagem ainda com campos termodinâmicos

de grande escala e fatores geográficos locais (Ludlan, 1963; Hill e Browning, 1979; Pielke, 1981; Johnson e Mapes, 2001).

Dados e Metodologia

3.1 Dados

3.1.1 Relatos de granizo à superfície na CSP

Considerando somente os meses de outubro de um ano a março do ano seguinte (meses tipicamente quentes e úmidos na CSP) entre janeiro de 2003 e março de 2020, obteve-se um conjunto de dias de tempestades com registro de granizo à superfície (GR) na CSP, composto pela reunião das seguintes observações:

- dos arquivos METAR do Aeródromo de Campo de Marte (código SBMT);
- dos arquivos METAR do Aeroporto de Congonhas (código SBSP);
- dos registros de ocorrência de granizo na estação meteorológica da USP, instalada no Parque de Ciência e Tecnologia (CIENTEC) do Estado de São Paulo (ESP), no bairro da Água Funda (AF) na CSP;
- das anotações de queda de granizo relatadas pelo Centro de Gerenciamento de Emergências Climáticas da Prefeitura de São Paulo (CGE), que inclui informações de queda de granizo em vários bairros da cidade.

O total de relatos obtidos com estas fontes descritas acima foi de 415 casos. Chama-se a atenção, por oportuno, para que há a possibilidade de que houve a ocorrência sem registro de outros eventos de queda de granizo à superfície na CSP no mesmo período, que não constam neste conjunto de 415 eventos, devido à grande área do município.

3.1.2 Tratamento inicial dos dados

O Aeródromo de Campo de Marte geralmente lança sondagens verticais da atmosfera duas vezes ao dia (às 0000 UTC e às 1200 UTC), mas uma vez que as tempestades registradas nos meses quentes e úmidos na CSP ocorrem em sua grande maioria no período vespertino ou início da noite, sondagens que interessam ao estudo são aquelas que correspondem ao horário das 1200 UTC. Um primeiro controle de qualidade para o número de casos desconsiderou os dias com GR mas com ausência de sondagens, ou com problemas de erros intratáveis no registro das variáveis meteorológicas nos arquivos de sondagem. Ainda, os relatos de observação de granizo com a mesma data de ocorrência, mas em bairros distintos da CSP, foram considerados como apenas um único evento para aquele dia, pois é usada somente uma sondagem por dia. Dessa forma, foram computados 156 dias com observação de granizo na CSP entre janeiro de 2003 e março de 2020.

O mesmo procedimento de filtragem inicial descrito no parágrafo anterior foi aplicado para selecionar 790 dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície (TS). Este registro considera, portanto, múltiplas ocorrências de Cbs num único dia como um único evento para efeito de aplicação nas análises deste trabalho. Este conjunto de dados foi obtido das mesmas fontes das observações de granizo, com exceção do CGE.

No total, obtiveram-se então 936 dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície (GT) e 1994 dias sem ocorrência de tempestade (SGT) entre janeiro de 2003 e março de 2020, dentre os quais não se computam os dias em que não há arquivo de sondagem disponível.

Além disso, foi criado um quarto conjunto de casos, estes mais específicos, correspondentes a 62 dias de granizo com índices termodinâmicos mais instáveis (sigla GRMI adotada no restante deste manuscrito), selecionados por meio dos critérios de valores de Índice Levantado ≤ -3 e de Índice *Showalter* ≤ 0 , seguindo um critério proposto por Jesus e Hallak (2020).

Um filtro adicional para o melhor aproveitamento dos arquivos de sondagens do Aeródromo de Campo de Marte foi aplicado em todos os conjuntos de dados, visando-se identificar os arquivos com valores irrealistas na temperatura do ponto de orvalho, com valores ≤ -5 °C próximo à superfície (em geral, observaram-se valores ≤ -20 °C em vários arquivos), deri-

vada de um problema operacional na codificação dos dados na origem (Brasil) dos arquivos da estação METAR SBMT. Estes valores negativos seguramente não são observados durante os meses quentes do ano na CSP. Esses níveis com problemas foram simplesmente suprimidos, com exceção daqueles arquivos em que o nível com problemas incluía o nível de 850 hPa, que, além de ser um nível mandatório, é necessário para determinados cálculos termodinâmicos descritos adiante. Nestes casos, considerando-se obviamente apenas os níveis com valores corretos, uma interpolação linear entre os valores de temperatura do ponto de orvalho dos níveis acima e abaixo do nível de 850 hPa foi aplicada para se obter o valor da temperatura do ponto de orvalho naquele nível.

Justifica-se a escolha de dias com observação de granizo na CSP somente nos meses mais quentes e úmidos do ano, ou seja, de outubro de um ano a março do ano seguinte, pelo fato de que estes meses apresentam características termodinâmicas locais bastante diferentes em relação aos meses mais secos e frios do ano (basicamente outono e inverno). Nos casos de outono e inverno, embora haja registros de casos de queda intensa de granizo na cidade, há uma grande diferença no pré-condicionamento termodinâmico da atmosfera, bem como na situação sinótica e dinâmica preponderante em cada um desses períodos do ano.

A Figura 3.1 é um climograma (IAG-USP, 2020), onde se tem a temperatura média (linha vermelha) e a precipitação média (barras azuis) na CSP. As médias foram obtidas a partir da série histórica da Estação Meteorológica do IAG-USP de 1933 a 2011. Esta figura mostra nitidamente que há significativa queda na temperatura e na precipitação médias entre abril e setembro do ponto de vista climatológico. Assim, este climograma corrobora o critério de que a seleção de casos seja restrita aos meses mencionados, considerando-se os fatores associados a calor e umidade disponíveis em cada estação do ano.

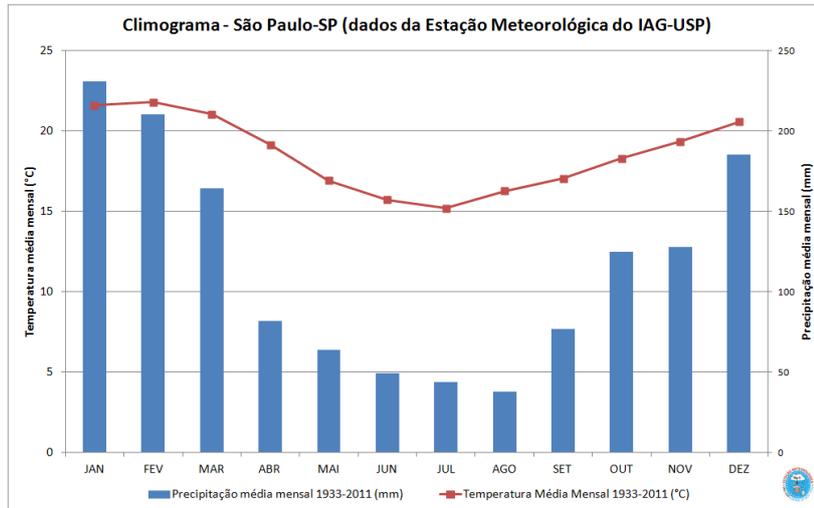


Figura 3.1: Climograma da CSP. Fonte: IAG-USP (2020).

Apesar de os arquivos de radiossondagens do Aeródromo de Campo de Marte estarem disponíveis também para anos anteriores ao ano de 2003, escolhido para o início do período deste estudo, um levantamento estatístico exploratório prévio mostrou que a série temporal da temperatura do primeiro nível das sondagens apresenta uma descontinuidade a partir do mês de janeiro de 2003 em relação à série temporal dos anos anteriores (gráfico não mostrado). Não foi possível identificar o motivo desta alteração nos valores da variável (como possível mudança dos equipamentos usados nas sondagens), mas concluiu-se que este problema certamente afetaria o cálculo de diversos dos índices de instabilidade que utilizam informações termodinâmicas de níveis inferiores, razão pela qual optou-se dispensar os arquivos anteriores a 1º de janeiro de 2003.

3.1.3 Escolha do caso e simulações WRF

Dos 156 casos computados com observação de granizo na CSP entre janeiro de 2003 e março de 2020, foi escolhido o evento do dia 05/12/2013 para as simulações com o modelo regional WRF. Nesse dia, a queda de granizo foi registrada duas vezes pelas observações do Aeródromo de Campo de Marte (METAR): às 2000 e às 2100 UTC. Esta escolha deu-se pela análise de diversos fatores favoráveis ao desenvolvimento de tempestades, como uma combinação de valores dos índices e variáveis indicativas de instabilidade atmosférica de moderada a acima de moderada (Índice *Total Totals* de 48 °C, *Lifted Index* de -4,0 °C, CAPE de 1224 J kg⁻¹ e CINE de -59 J kg⁻¹), além da passagem de um sistema frontal pela faixa leste do ESP. Dessa forma, considerou-se alta a probabilidade das condições sinóticas

com características baroclínicas associadas ao sistema frontal serem adequadamente repassadas ao modelo regional, resultando em forçantes dinâmicas mais bem definidas para a simulação da convecção observada nas imagens de satélite. Além disso, há também uma maior compreensão prévia da situação atmosférica na escala sinótica do que em situações com ausência de forçantes nessa escala.

Para análise do comportamento da escala sinótica no dia 05/12/2013, foram utilizados os dados do *Global Forecast System* (GFS) do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) dos EUA, com resolução espacial horizontal de $0,50^\circ$ (50 km) entre os pontos de grade. Sua resolução temporal é de 6 horas, com 30 níveis isobáricos na dimensão vertical. Os campos analisados são a Pressão Atmosférica ao Nível Médio do Mar (PNMM), a Espessura entre 500-1000 hPa, o campo de escoamento em 250 hPa para verificação da presença ou não do Jato de Altos Níveis (JAN), a Divergência do Fluxo de Umidade (DFU) integrada entre 900 e 700 hPa, o vetor do Fluxo de Umidade (FU) integrado entre 900 e 700 hPa, o escoamento do vento em linhas de corrente em 850 hPa, o vento em altos níveis (200 hPa) e a Divergência de Massa (DM) em 200 hPa.

As imagens de satélite apresentadas para o caso de 05/12/2013 são provenientes do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES-13) no canal 4 (infravermelho - $10,7 \mu\text{m}$) e está disponível no portal do Instituto Nacional de Meteorologia (INPE), enquanto a radiossondagem do Aeródromo de Campo de Marte é disponibilizada pelo portal da Universidade de *Wyoming* dos EUA.

Os registros de METAR do Aeródromo de Campo de Marte, disponíveis no portal da Rede de Meteorologia (REDEMET) da Aeronáutica dos dias 04/12/2013, 05/12/2013 e 06/12/2013, foram utilizados para análise das seguintes variáveis à superfície: temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, direção do vento, intensidade do vento e pressão ao nível médio do mar.

3.2 Metodologia

3.2.1 Área de estudo

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) (Figura 3.2) possui uma grande concentração de pessoas e é o maior polo de riqueza nacional. É composta de 39 municípios, alguns altamente urbanizados e industrializados, entre os quais se inclui a CSP (EM-

PLASA, 2019). A região se encontra na bacia do Alto Tietê e está sujeita à ocorrência de eventos meteorológicos como precipitação intensa e vendavais que acabam impactando a região de forma negativa (Hallak, 2007).

A população da RMSP é estimada em mais de 22 milhões de habitantes (dados de 2021), segundo o IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Portal IBGE. Acesso em dezembro/2021). Conforme a mesma instituição, 12 milhões de habitantes são estimados para a capital (IBGE, 2021). A RMSP tem uma área urbana situada no Planalto Paulista, com altitudes entre 715 e 900 m, contornada por formações topográficas como a Serra do Mar, a Serra da Cantareira e a Serra de Paranapiacaba (Miranda, 2001).

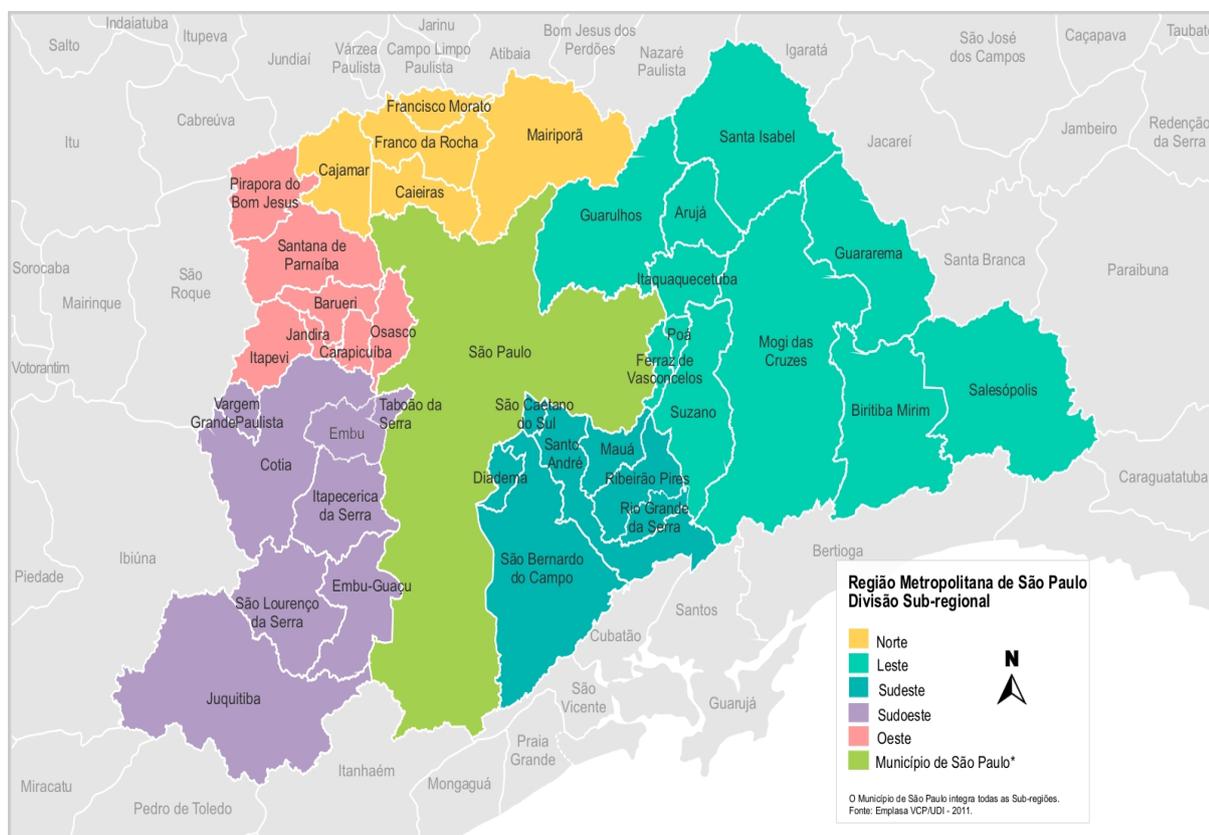


Figura 3.2: Mapa da RMSP. Fonte: EMPLASA (2019).

3.2.2 Densidade de casos por zona geopolítica da CSP

Com o número total de 415 casos GR observados, incluindo-se aqui os que foram relatados para um mesmo dia, elaborou-se a distribuição de frequências dos casos GR por zona geopolítica da CSP, onde as informações sobre a área total de cada zona foram obtidos do portal CSP Subprefeituras (INFOCIDADE, 2021). O resultado é apresentado

em um gráfico do tipo *pizza* e para as distribuições de frequência mensal e hora local foram elaborados gráficos de barras.

Posteriormente, obteve-se a densidade na área (Equação 3.1) de casos de granizo para cada zona da cidade em que houve o registro. Isto posto, a Densidade (D), dada em número de casos por km^{-2} , é calculada da seguinte forma:

$$D = \frac{Z_n}{A_n} \quad (3.1)$$

onde:

Z_n é o valor total de registros de granizo à superfície de cada zona da CSP;

A_n é a área em km^2 de cada zona da CSP;

n se refere a cada zona na qual a densidade é calculada.

3.2.3 Classificação e horário de maior intensidade das tempestades dos casos de queda de granizo na CSP

Para os 156 casos de GR (todos os casos de registro de granizo) e para os 62 casos de GRMI (dias com granizo com índices de instabilidade mais intensos), foi efetuada uma inspeção visual das imagens dos satélites da série GOES (12, 13 e 16) (Figura 3.3), a partir da qual se obteve uma classificação por tipo de atividade convectiva em cada caso. Dessas mesmas análises, obteve-se uma estimativa do horário no qual cada evento convectivo atingiu sua maior intensidade (estágio maduro do ciclo de vida). Os exemplos mostrados na Figura 3.3 ilustram as principais categorias de atividade convectiva frequentemente observadas nas imagens de satélite.

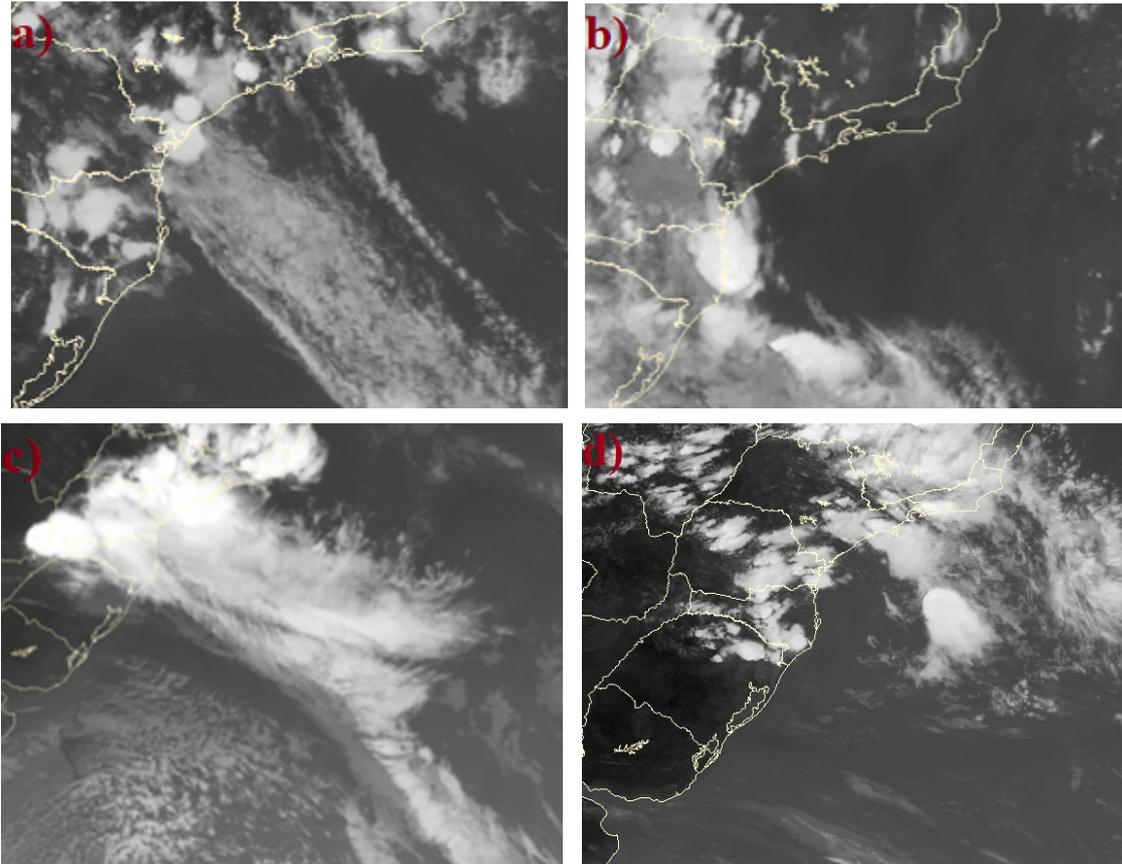


Figura 3.3: Classificação do tipo de atividade convectiva: a) CI - 1: Convecção Isolada Circular, b) CI - 2: Convecção Isolada Cisalhada (Oblonga), c) AC - 1: Aglomerado Convectivo em frente fria sobre a CSP e d) AC - 2: Aglomerado Convectivo sem presença de frente fria (pré ou pós frontal, brisa marítima ou outro motivo). Fonte: CPTEC/INPE (2021).

3.2.4 Cálculo de variáveis e índices

Os índices e variáveis de instabilidade atmosférica calculados a partir das radiossondagens do Aeródromo de Campo de Marte não são usados neste trabalho como indicadores prognósticos, mas sim com o intuito de mensurar a intensidade da instabilidade atmosférica em determinadas camadas e/ou níveis de interesse para os dias de tempestades, considerando-se ainda somente o horário das 1200 UTC. Segundo a AMS (2019), índices de instabilidade são quaisquer valores que visam estimar o potencial da atmosfera para desenvolver atividade convectiva.

Normalmente, os índices são calculados com o uso das medidas obtidas por sondagens verticais da atmosfera no âmbito da meteorologia operacional. Dessa forma, os valores fornecem uma avaliação rápida da situação termodinâmica e do cisalhamento do vento no momento em que os dados utilizados para o cálculo foram coletados. Portanto, neste

trabalho, o uso dos índices difere do seu uso operacional, em que os índices são associados a uma probabilidade de ocorrência de eventos convectivos severos como uma informação adicional para a análise dos previsores meteorológicos (Hallak e Pereira Filho, 2012). A seguir, são apresentadas as variáveis e índices calculados no estudo.

O Nível de Condensação por Levantamento (NCL), dado em hPa, é calculado de acordo com Bolton (1980):

$$TK = TC + 273,15 \quad (3.2)$$

$$TDK = TDC + 273,15 \quad (3.3)$$

$$A = 1/(TDK - 56) \quad (3.4)$$

$$B = \log(TK/TDK)/800 \quad (3.5)$$

$$TNCLK = 1/(A + B) + 56 \quad (3.6)$$

$$\theta = TK(1000/p)^{0,286} \quad (3.7)$$

$$PNCL = 1000(TNCLK/\theta)^{3,48} \quad (3.8)$$

onde:

TK é a temperatura da parcela na superfície em Kelvin;

TC é a temperatura da parcela na superfície em graus Celsius;

TDK é a temperatura do ponto de orvalho da parcela em Kelvin;

TDC é a temperatura do ponto de orvalho da parcela em graus Celsius;

$TNCLK$ é a temperatura da parcela no nível onde se encontra o NCL em Kelvin;

θ é a temperatura potencial em Kelvin;

p é a pressão em superfície em hPa;

$PNCL$ é o nível onde se encontra o NCL em hPa.

Obteve-se a altura do nível vertical de derretimento do gelo ($H_0^{\circ}\text{C}$), dada em hPa, por meio de uma interpolação linear dos valores de temperatura dos níveis mais próximos a 0°C . É interessante frisar que esta variável apresenta uma correlação positiva com o tamanho do granizo, como apontado por Dessens et al. (2015), apesar de não ser possível estimar esta correlação no presente trabalho, por motivos já apontados anteriormente.

O Índice *Showalter* (IS), dado em graus Celsius, é calculado de acordo com Showalter (1947):

$$IS = T_{500} - TP_{500} \quad (3.9)$$

onde:

T_{500} é a temperatura do ambiente, em graus Celsius, observada no nível de 500 hPa;

TP_{500} é a temperatura, em graus Celsius, que a parcela adquire ao ser levantada adiabaticamente do nível de 850 hPa até o nível de 500 hPa.

O Índice Levantado (IL), dado em graus Celsius, é calculado de acordo com Galway (1956):

$$IL = T_{500} - TP_{500} \quad (3.10)$$

onde:

T_{500} é a temperatura do ambiente, em graus Celsius, observada no nível de 500 hPa;

TP_{500} é a temperatura que a parcela adquire, em graus Celsius, ao ser levantada adiabaticamente a partir do NCL até o nível de 500 hPa, com o NCL calculado a partir dos valores médios da razão de mistura e da temperatura potencial considerando-se apenas os primeiros 900 m da atmosfera.

O valor de CAPE (*Convective Available Potential Energy* - Energia Potencial Disponível para Convecção) é obtido considerando-se uma parcela de ar levantada adiabaticamente a partir do NCE (Nível de Convecção Espontânea) até o topo da nuvem (NPE ou Nível de Perda de Empuxo) e corresponde à área positiva na Figura 3.4 (sombreada em vermelho) num diagrama pseudo-adiabático, como o mostrado na figura. A variável CINE (*Convective Inhibition Energy* - Energia de Inibição de Convecção), no que lhe concerne, é calculada com o levantamento da parcela de ar a partir da superfície até o NCE e corresponde à área negativa (sombreada em azul na mesma figura). Ambas as variáveis são dadas em $J\ kg^{-1}$ e calculadas com base nas seguintes formulações (Tsonis, 2007):

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NPE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz \quad (3.11)$$

$$CINE = g \int_{z_{sup}}^{NCE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz \quad (3.12)$$

onde:

g é a aceleração da gravidade em $m\ s^{-2}$;

NCE é o nível de convecção espontânea (m);

NPE é o nível de perda de empuxo (m);

T_{vp} é a temperatura virtual da parcela de ar (K) elevada de forma adiabática na vertical;

T_{va} é a temperatura virtual do ambiente (K) no mesmo nível em que se encontra a parcela;

z_{sup} é a altitude da superfície (normalmente tomada como 0 m local, ou seja, o primeiro nível da sondagem).

As variáveis CAPE, CINE e NCL são ilustradas no diagrama *Skew-T Log P* da Figura 3.4.

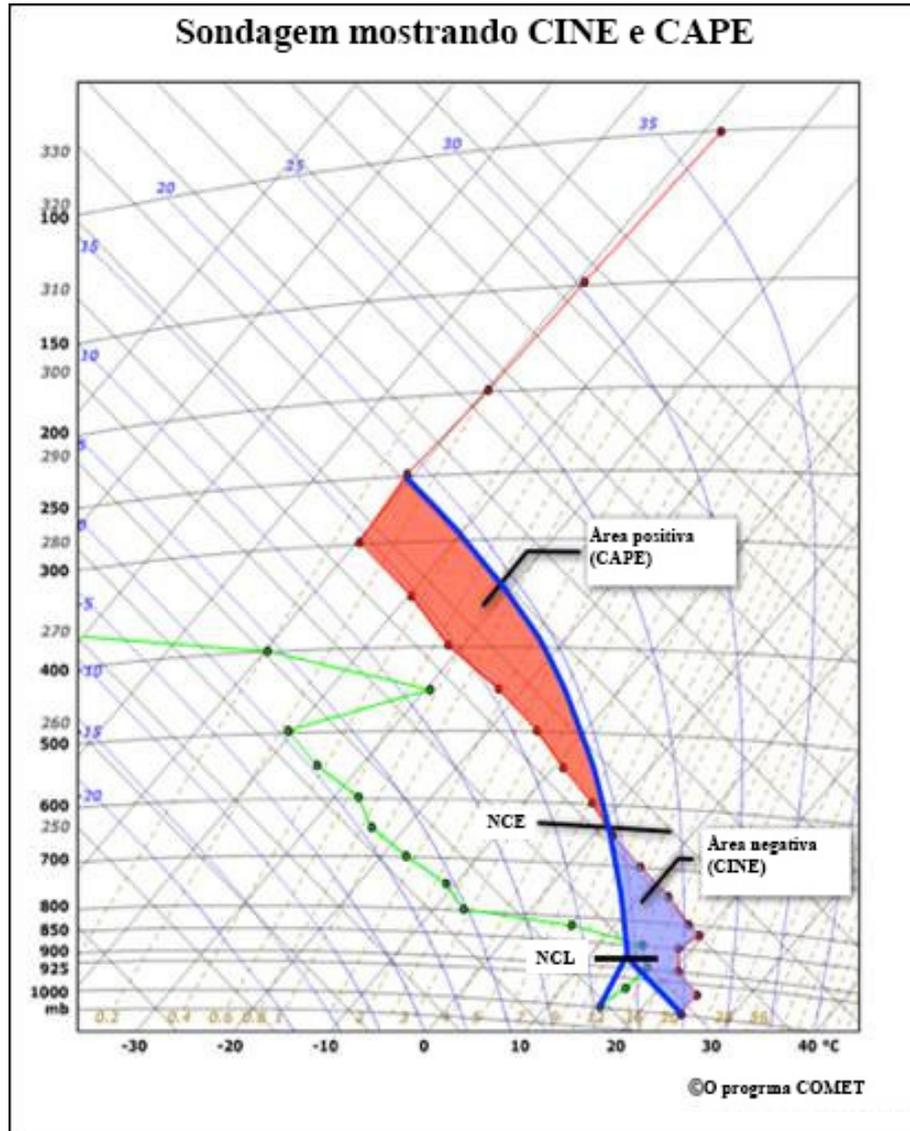


Figura 3.4: Ilustração das variáveis termodinâmicas CAPE, CINE e NCL no perfil da atmosfera dado pela radiossondagem. Fonte: Adaptado de *The COMET Program* (2020). As linhas laranja, verde e azul são a temperatura do ar ambiente, a temperatura do ponto de orvalho ambiente e a temperatura da parcela em ascensão, respectivamente. Os símbolos NCL e NCE são o nível de condensação por levantamento e o nível de convecção espontânea, respectivamente. As áreas coloridas em laranja e azul são a CAPE e a CINE, respectivamente.

Para o cálculo do cisalhamento do vento, considera-se inicialmente um perfil vertical horizontalmente homogêneo do vento horizontal, dado por:

$$\vec{V}_h(z) = u(z)\hat{i} + v(z)\hat{j} .$$

onde:

\vec{V}_h é o vetor vento horizontal;

\hat{i} é o vetor unitário na direção x (leste-oeste);

\hat{j} é o vetor unitário na direção y (norte-sul);

u é a componente zonal do vento horizontal em $m s^{-1}$;

v é a componente meridional do vento horizontal em $m s^{-1}$.

O cisalhamento vertical do vento então é dado pela diferença do vento real horizontal entre duas camadas atmosféricas de interesse, obtido da seguinte forma (Weisman e Klemp, 1986):

$$\frac{\vec{V}_h(z)}{dz} = \frac{du}{dz}\hat{i} + \frac{dv}{dz}\hat{j} \quad (3.13)$$

No entanto, a densidade do ar cai muito rapidamente com a altitude, de forma exponencial, de modo que um vento muito forte em níveis médios ou altos pode ter o mesmo efeito dinâmico que um vento fraco a moderado em baixos níveis. Para obter o valor do cisalhamento vertical do vento real ponderado pela densidade do ar, foram calculados inicialmente a pressão de vapor do ar e (hPa), a umidade específica do ar q_v ($g kg^{-1}$), a temperatura virtual do ar T_v (K) e, finalmente, a densidade do ar ρ ($kg m^{-3}$), com o auxílio da Lei dos Gases Ideais (Tsonis, 2007). Com o uso da T_v na Lei dos Gases Ideais, fica garantido que a densidade do ar refere-se ao ar úmido, independentemente da quantidade de vapor contida em cada parcela de ar. Por outro lado, o efeito da ponderação do vetor cisalhamento vertical pela densidade do ar garante o peso relativo das magnitudes do vento, considerando-se cada nível vertical da sondagem. As equações são, então, calculadas para cada nível da sondagem e dadas por (Tsonis, 2007):

$$e = 6,112 \exp\left(\frac{17,67 TD}{TD + 243,5}\right) \quad (3.14)$$

onde:

TD é a temperatura do ponto de orvalho ambiente em graus Celsius.

$$q_v = \frac{(0,622 e)}{(p + e (0,622 - 1))} \quad (3.15)$$

onde:

p é a pressão atmosférica em hPa;

e é a pressão de vapor em hPa.

Para pressão maior ou igual a 300 hPa a temperatura virtual foi calculada da seguinte forma:

$$T_v = (T + 273,15)(1 + 0,61 q_v) \quad (3.16)$$

Para pressão menor do que 300 hPa (onde o conteúdo de umidade no ar tende a zero) a temperatura virtual é igual à temperatura medida do ar:

$$T_v = T + 273,15 \quad (3.17)$$

onde:

T é a temperatura do ambiente em Celsius;

q_v é a umidade específica em $g\ kg^{-1}$.

Com o auxílio da Lei dos Gases Ideais, obtém-se a densidade do ar, mantendo-se na equação, assim, a constante dos gases para o ar seco:

$$\rho = \frac{p}{(R_d T_v)} \quad (3.18)$$

onde:

p é a pressão atmosférica em hPa;

R_d é a constante do gás para o ar seco $287,0\ J\ kg^{-1}\ K^{-1}$;

T_v é a temperatura virtual (K).

Por conseguinte, o cálculo do cisalhamento vertical do vento ponderado pela densidade do ar, dado em s^{-1} , é obtido por meio da seguinte formulação computacional:

$$\bar{u}_{6km} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i u_i}{\sum_{i=1}^n \rho_i} \quad \bar{u}_{500m} = \frac{\sum_{i=1}^m \rho_i u_i}{\sum_{i=1}^m \rho_i} \quad (3.19)$$

$$\bar{v}_{6km} = \frac{\sum_{i=1}^n \rho_i v_i}{\sum_{i=1}^n \rho_i} \quad \bar{v}_{500m} = \frac{\sum_{i=1}^m \rho_i v_i}{\sum_{i=1}^m \rho_i} \quad (3.20)$$

$$\frac{du}{dz} = \frac{(\bar{u}_{6km} - \bar{u}_{500m})}{6000} \quad \frac{dv}{dz} = \frac{(\bar{v}_{6km} - \bar{v}_{500m})}{6000} \quad (3.21)$$

e sua magnitude C , por:

$$C = \sqrt{\frac{du^2}{dz} + \frac{dv^2}{dz}} \quad (3.22)$$

onde:

u_i é a componente zonal do vento horizontal no nível i em $m\ s^{-1}$;

v_i é a componente meridional do vento horizontal no nível i em $m s^{-1}$;

ρ_i é a densidade do ar no nível i em $kg m^{-3}$;

n é o nível vertical onde a altitude é de 6 km na atmosfera;

m é o nível vertical onde a altitude é de 500 m na atmosfera;

\bar{u}_{6km} é a média da componente zonal do vento horizontal entre a superfície e a altitude de 6 km em $m s^{-1}$;

\bar{v}_{6km} é a média da componente meridional do vento horizontal entre a superfície e a altitude de 6 km em $m s^{-1}$;

\bar{u}_{500m} é a média da componente zonal do vento horizontal entre a superfície e a altitude de 500 m em $m s^{-1}$;

\bar{v}_{500m} é a média da componente meridional do vento horizontal entre a superfície e a altitude de 500 m em $m s^{-1}$.

A Tabela 3.1 apresenta os valores numéricos e seus respectivos indicativos de intensidade do cisalhamento na atmosfera.

Tabela 3.1 - Valores de intensidade do cisalhamento vertical entre os baixos níveis e os primeiros 6 km da atmosfera (s^{-1}).

Cisalhamento	Intensidade
$< 3 \times 10^{-3}$	Fraco
4×10^{-3}	Moderado
$> 5 \times 10^{-3}$	Muito forte

Fonte: Adaptado de Weisman e Klemp (1986).

A Água Precipitável (AP), dada em mm, corresponde ao total de vapor d'água, integrado em cada coluna atmosférica com área de base igual a $1 m^2$. A AP não considera as formas líquida e sólida da água. Em coordenadas verticais de pressão, a AP é calculada de acordo com Tsonis (2007):

$$AP = \frac{-1}{g \rho_l} \int_{p_1}^{p_2} r(p) dp \quad (3.23)$$

onde:

g é a aceleração da gravidade em $m s^{-2}$;

ρ_l é a densidade da água líquida ($1000 kg m^{-3}$);

$r(p)$ é a razão de mistura no nível vertical p de pressão em $kg kg^{-1}$;

p_1 é a pressão da superfície local, considerada a base da coluna em hPa ;

p_2 é a pressão da tropopausa, considerada o topo da coluna em hPa .

Outras variáveis de interesse são a Temperatura do ar à Superfície, Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície e a Espessura da atmosfera entre os níveis verticais, onde as temperaturas ambientes são, respectivamente, $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, em hPa , região da nuvem onde é favorável a maior parte do crescimento do granizo segundo Knight e Knight (2001).

3.2.5 Análise estatística das variáveis e índices associados à instabilidade atmosférica

Um tipo de visualização gráfica útil para análise dos dados é o *boxplot* (Figura 3.5), um recurso que visa sintetizar, analisar de forma exploratória os dados quantitativos, detectar os *outliers* (valores atípicos) e fazer comparação entre grupos. Este tipo de gráfico traz a informação da mediana, quartis e os valores pontuais máximos e mínimos, exibindo, portanto, os valores de tendência central, dispersão e simetria do conjunto de dados (Kampstra, 2008; Neto et al., 2017). Neste trabalho foram construídos os *boxplots* para as variáveis e índices de instabilidade descritos anteriormente e estes serviram como uma forma de selecionar as variáveis que foram plotadas em histogramas posteriormente.

Neste tipo de gráfico (Figura 3.5), o primeiro quartil é onde se localizam 25% dos menores valores do conjunto, representado pela linha limite inferior da caixa; a mediana ou segundo quartil é a posição onde ocorre a divisão da metade superior (ou 50%) da metade inferior da amostra, representada pela linha dentro da caixa; e o terceiro quartil é onde se localizam 25% dos maiores valores, representado pela linha limite superior da caixa. A dispersão dos dados é dada pela diferença entre o terceiro e o primeiro quartil, sendo mais confiável, pois não considera a interferência dos *outliers* (Neto et al., 2017).

Neste trabalho também são analisadas as distribuições de valores de variáveis aleatórias por meio de histogramas de frequência. Este tipo de visualização gráfica exhibe a frequência de observação (absoluta ou relativa) para cada valor ou intervalo de valores da variável que se pretende descrever (Martins, 2008). Dessa forma, foram construídos histogramas de frequência relativa [resultado da divisão da frequência absoluta de cada dado da amostra pelo número total de dados da amostra (Martins, 2008)] para algumas das variáveis e índices de instabilidade atmosférica calculados, a fim de verificar a existência de padrões para a probabilidade de ocorrência do evento aleatório de queda de granizo em superfície.

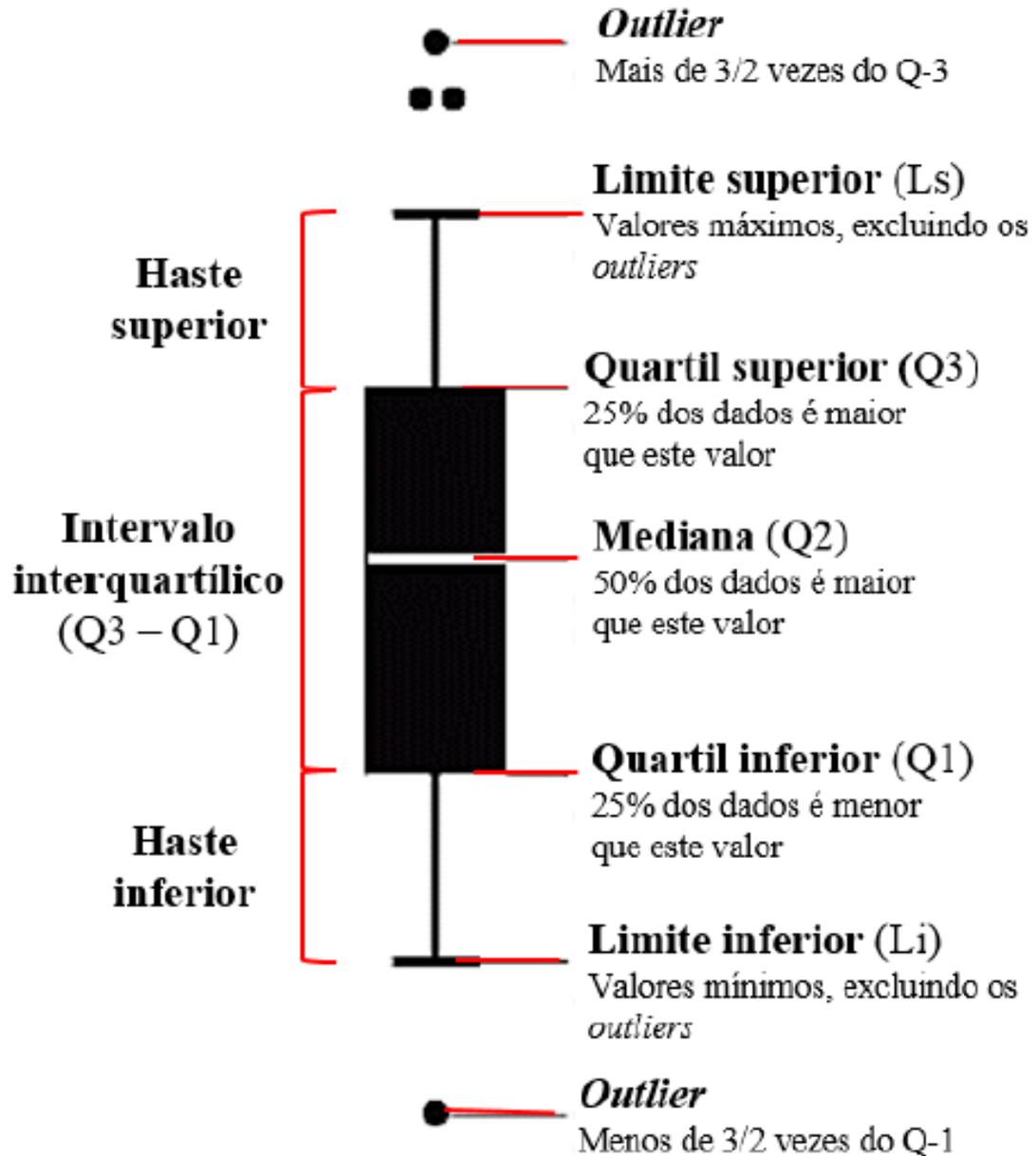


Figura 3.5: Representação do *boxplot* e suas informações. Fonte: Neto (2017).

A distribuição Normal ou Gaussiana é uma das distribuições de probabilidade estatística mais frequentes na Natureza, portanto, importantes, sendo representada por um gráfico simétrico, como mostrado na Figura 3.6, em relação ao valor médio da distribuição. Na distribuição Gaussiana perfeita, 50% das observações estão abaixo da média, e os outros 50%, acima da média. Nesta distribuição, os valores da média, mediana e moda coincidem (Martins, 2008). A distribuição Gaussiana é dada pela seguinte formulação:

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2\right], x \in (-\infty, \infty) \quad (3.24)$$

onde:

x é uma variável aleatória;

σ é o desvio padrão da amostra da população;

μ é a média da amostra da população.

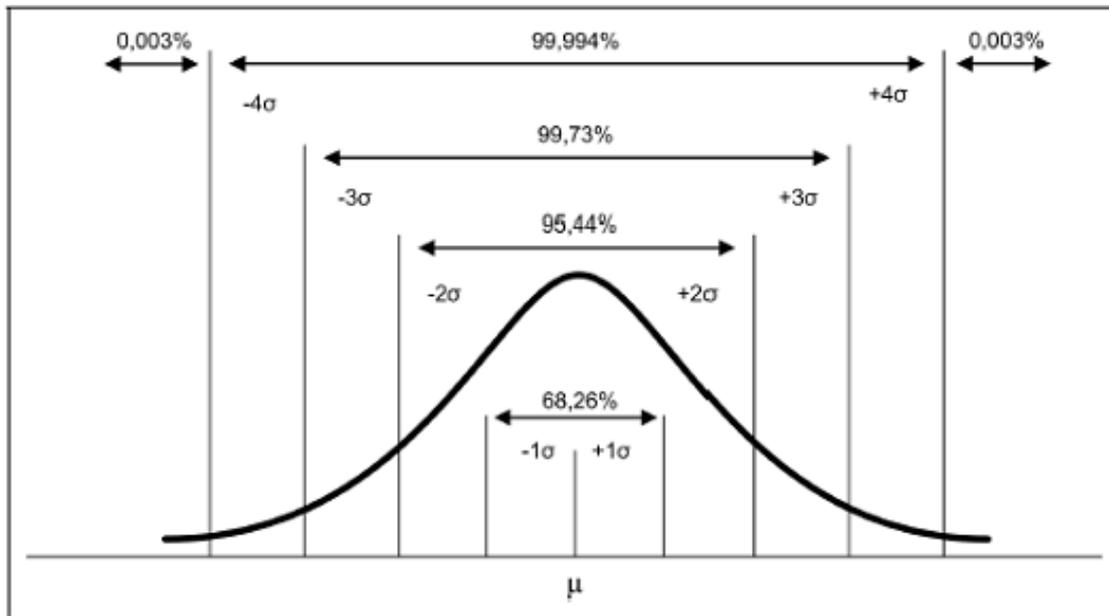


Figura 3.6: Modelo de distribuição Gaussiana. Fonte: Portal Action (2021). Disponível em: <http://www.portalaction.com.br/probabilidades/62-distribuicao-normal>. Acesso em: 28 jan. 2021.

Como forma de avaliar as variáveis e índices calculados, foram construídos histogramas das distribuições para as variáveis aleatórias NCL, IS, IL, CAPE, CINE, cisalhamento, AP, Temperatura do ar à Superfície, Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície e Espessura dos casos GR x TS (o símbolo "x" indica que os histogramas de ambos os conjuntos de dados aparecem numa mesma figura, permitindo sua comparação direta), GT x SGT, GRMI x GR e para o cisalhamento vertical do vento horizontal dos casos GR e GRMI, classificados pelas imagens de satélite conforme o tipo de atividade convectiva observada, ou seja, CI-1, CI-2 e AC (soma dos casos AC-1 e AC-2). A apresentação dos histogramas 2 a 2 e 3 a 3 numa mesma figura permite, então, uma comparação visual das semelhanças e diferenças entre os diferentes conjuntos de dados.

Para determinar o quanto a distribuição desses conjuntos de dados aderem à distribuição Gaussiana (ou, de forma equivalente, o quanto se afastam da distribuição Gaussiana), utilizou-se o teste de *Kolmogorov-Smirnov* (K-S), que provê um parâmetro denominado valor de prova (significância, valor-p ou *p-value* em Inglês), sendo a medida do

grau de concordância entre os dados e a hipótese nula (H_0), onde H_0 está relacionada à distribuição Gaussiana. A menor consistência entre os dados e H_0 se dá com o menor p -value obtido (Berger e Zhou, 2014; Massey e Frank, 1951). O cálculo é feito da seguinte forma (Berger e Zhou, 2014; Massey e Frank, 1951):

$$K_i = |A_i - O_i| \quad (3.25)$$

onde:

A_i é a frequência acumulada teórica (distribuição normal);

O_i é a frequência acumulada observada.

Em seguida, define-se o maior valor de K_i do conjunto de dados como o K_{teste} e então para amostras com $n > 35$ elementos, calcula-se o $K_{tabelado}$, para um nível de significância escolhido de 5 %, da seguinte forma:

$$K_{tabelado} = \frac{1,36}{\sqrt{n}} \quad (3.26)$$

onde:

n é o número total da amostra.

Posteriormente, é aplicada a seguinte regra para determinar se a distribuição é Gaussiana ou não (Berger e Zhou, 2014; Massey e Frank, 1951):

(i) se $K_{teste} > K_{tabelado}$, rejeita-se H_0 , ou seja, não se pode admitir que o conjunto de dados em análise tenha uma distribuição Gaussiana;

(ii) se $K_{teste} \leq K_{tabelado}$, não se rejeita H_0 , ou seja, é possível que a distribuição seja Gaussiana para o conjunto de dados em análise.

Posteriormente, para avaliar se as médias das amostras das variáveis e índices de GR e TS e de GT e SGT são ou não iguais, utilizou-se o teste de hipótese t de *Student*. Inicialmente, é importante verificar se as duas amostras comparadas são dependentes ou independentes. No caso deste estudo, as amostras foram consideradas independentes por serem construídas de modo aleatório, isto é, não há influência de uma amostra sobre a outra (Neto, 2008).

Para complementar a análise comparativa das amostras, além do teste t de *Student*, que testa suas médias, utilizou-se então o teste da razão (teste F), para verificar se as variâncias das duas amostras são estatisticamente iguais ou diferentes. Considerou-se para

ambos os testes o nível de significância de $\alpha = 0,05$ (ou, equivalentemente, 5%). A análise conjunta dos testes para igualdade de médias e variâncias provê alta confiabilidade para se afirmar que uma população é estatisticamente igual à outra ou não. Como consequência, é possível determinar se um índice de instabilidade ou variável de interesse é sensível às variações físicas entre os conjuntos de dados testados, mesmo nos casos de variações tênues.

A Hipótese Nula (H_0) e a Hipótese Alternativa (H_A) para o teste F são (Neto, 2008; James et al., 2013; Brandt, 2014):

$$H_0 : \sigma_1^2 = \sigma_2^2 \text{ e } H_A : \sigma_1^2 \neq \sigma_2^2 \quad (3.27)$$

Assim, por meio do valor de *p-value*, obtido de forma computacional, tem-se (Neto, 2008; James et al., 2013; Brandt, 2014):

- se *p-value* $> \alpha$, não se rejeita H_0 , ou seja, é possível que as variâncias das distribuições sejam estatisticamente iguais;
- se *p-value* $\leq \alpha$, rejeita-se H_0 , ou seja, é possível que as variâncias das distribuições não sejam estatisticamente iguais.

No caso do teste t de *Student*, a Hipótese Nula (H_0) e a Hipótese Alternativa (H_A) são:

$$H_0 : \mu_1 = \mu_2 \text{ e } H_A : \mu_1 - \mu_2 \neq 0 \quad (3.28)$$

Logo, por meio do valor de *p-value*, obtido de forma computacional, tem-se (Neto, 2008; James et al., 2013; Brandt, 2014):

- se *p-value* $> \alpha$, não se rejeita H_0 , ou seja, é possível que as distribuições tenham médias iguais;
- se *p-value* $\leq \alpha$, rejeita-se H_0 , ou seja, é possível que as distribuições não tenham médias iguais.

Outras estatísticas foram obtidas e apresentadas no capítulo de resultados, na Tabela 4.2, como a média aritmética, a moda (valor do conjunto de dados que mais se repete), a mediana (valor central do conjunto de dados) e o desvio padrão (medida da dispersão dos valores dos dados em torno da média), como se encontra em Martins (2008). As

demais estatísticas empregadas nesta pesquisa estão descritas em detalhes nos próximos parágrafos.

A *skewness* (assimetria), apresentada na Figura 3.7, é o grau de assimetria de uma distribuição. Caso a distribuição de frequência tenha uma cauda mais longa para a direita do centro máximo do que para a esquerda, a distribuição é enviesada para a direita (tem uma *skewness* positiva). No caso oposto, será enviesada para a esquerda (tem uma *skewness* negativa). Para uma distribuição enviesada, a média tende a estar no mesmo lado que a moda na cauda mais longa. Para uma distribuição perfeitamente simétrica, como a distribuição Gaussiana, a *skewness* é igual a zero (Grapher, 2021; Jambu, 1991).

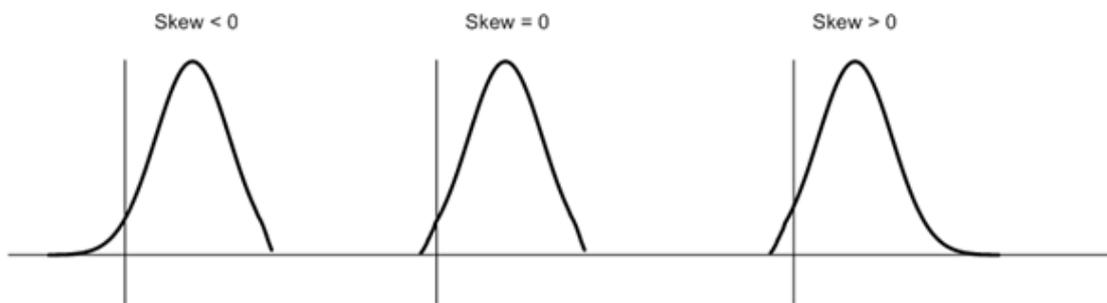


Figura 3.7: Distribuições com diferentes valores de *skewness*. Fonte: Adaptado de *Grapher Help* (2021).

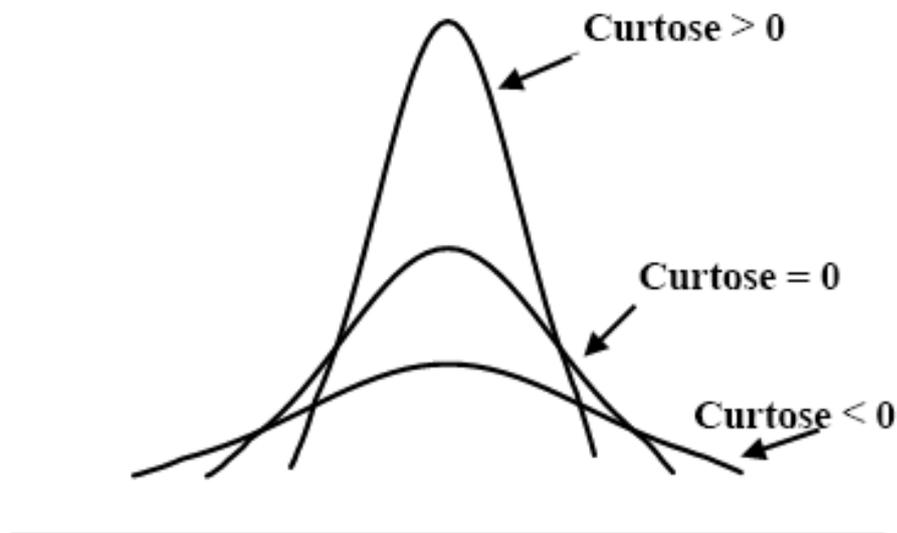


Figura 3.8: Distribuições com diferentes valores de curtose. Fonte: Adaptado de *Grapher Help* (2021).

A curtose, ilustrada na Figura 3.8, é o grau do pico de uma distribuição, dado em

relação a uma distribuição normal que possui valor de curtose igual a zero, que não é muito pontiaguda ou muito plana e que é denominada de mesocúrtica. Uma distribuição que tem curtose maior do que zero, possui um pico relativamente alto é denominada de leptocúrtica. Enquanto a distribuição que tem curtose menor do que zero tem o topo plano é denominada de platicúrtica (Grapher, 2021; Jambu, 1991). A curtose é uma das medidas que fornecem o quanto a distribuição observada se afasta da distribuição Gaussiana.

A fim de se obter conhecimento sobre a correlação entre determinadas quantidades e verificar se essas variáveis indicam se são ou não supérfluas umas em relação às outras, foram construídos diagramas de dispersão entre as variáveis CAPE *versus* IL e IS *versus* IL, desde que os métodos para computá-las são semelhantes e baseados no levantamento adiabático de uma parcela de ar. A medida desta correlação se dá por meio do coeficiente de correlação linear. Seu valor, que pode ser positivo ou negativo, indica o nível de intensidade da correlação entre as variáveis. Para seu cálculo, obtém-se a equação da reta (reta de regressão).

O sinal positivo do coeficiente de correlação linear indica que o sentido da correlação corresponde a uma reta de inclinação ascendente e o sinal negativo, a uma reta de inclinação descendente. Uma das formas de medir o coeficiente de correlação linear é a de *Pearson*, apresentada a seguir. O coeficiente de correlação de *Pearson* mede o grau de dispersão dos valores das variáveis em torno de uma reta (Correa, 2003).

$$r = \frac{(n \sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i))}{\sqrt{[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2][n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]}} \quad (3.29)$$

onde:

n é o número de observações;

x_i é a variável independente;

y_i é a variável dependente.

O valor do coeficiente de correlação r varia de -1,0 a 1,0, sendo (Correa, 2003):

- $r = +1,0$ (correlação perfeita positiva entre as variáveis);
- $r = - 1,0$ (correlação perfeita negativa entre as variáveis);
- $r = 0,0$ (não há correlação entre as variáveis ou a correlação não é linear, caso exista).

A correlação é mais forte quanto mais próximo o valor de r for de 1,0 ou de -1,0, e a correlação é mais fraca quanto mais próximo o valor de r for de 0,0 (Correa, 2003). A partir da correlação, obtém-se o coeficiente de determinação (R), sendo uma medida descritiva da qualidade do ajuste obtido, referido como a quantidade de variabilidade nos dados explicada pelo modelo de regressão ajustado. O coeficiente de determinação é dado pela seguinte formulação (Wilks, 2011):

$$R = r^2 \quad (3.30)$$

onde:

r é o coeficiente de *Pearson*.

3.2.6 O modelo WRF

O modelo WRF é utilizado tanto em simulação quanto em previsão numérica de tempo em diversas escalas do movimento. Portanto, este modelo foi projetado para a realização de pesquisas sobre a atmosfera e para aplicações de previsão operacional. Na pesquisa, o WRF pode produzir simulações com base nas condições atmosféricas reais (ou seja, a partir de observações atmosféricas, análises e reanálises de modelos globais) ou condições idealizadas.

O modelo possui um núcleo dinâmico, diversas opções de parametrizações de processos físicos, um sistema avançado de assimilação de dados e uma arquitetura de *software* que suporta computação paralela e atende a uma ampla gama de aplicações meteorológicas em escalas que vão de dezenas de metros a milhares de quilômetros (NCAR, 2019). A sua estrutura e funcionamento são apresentados de forma resumida na Figura 3.9.

Na elaboração da modelagem numérica destacam-se os seguintes métodos: equações governantes, métodos numéricos, parametrizações, domínios e condições iniciais e de contorno. Observa-se que existem duas formas para descrição das variáveis físicas na atmosfera, conforme segue (Warner, 2010):

- Euleriana: as variáveis são analisadas em relação a um ponto que possui coordenadas horizontais e verticais fixas variando com o tempo;
- Lagrangeana: as parcelas de fluidos individuais pertencentes ao sistema são seguidos temporalmente, considerando que as variáveis do sistema dependem da posição das

parcelas e do tempo.

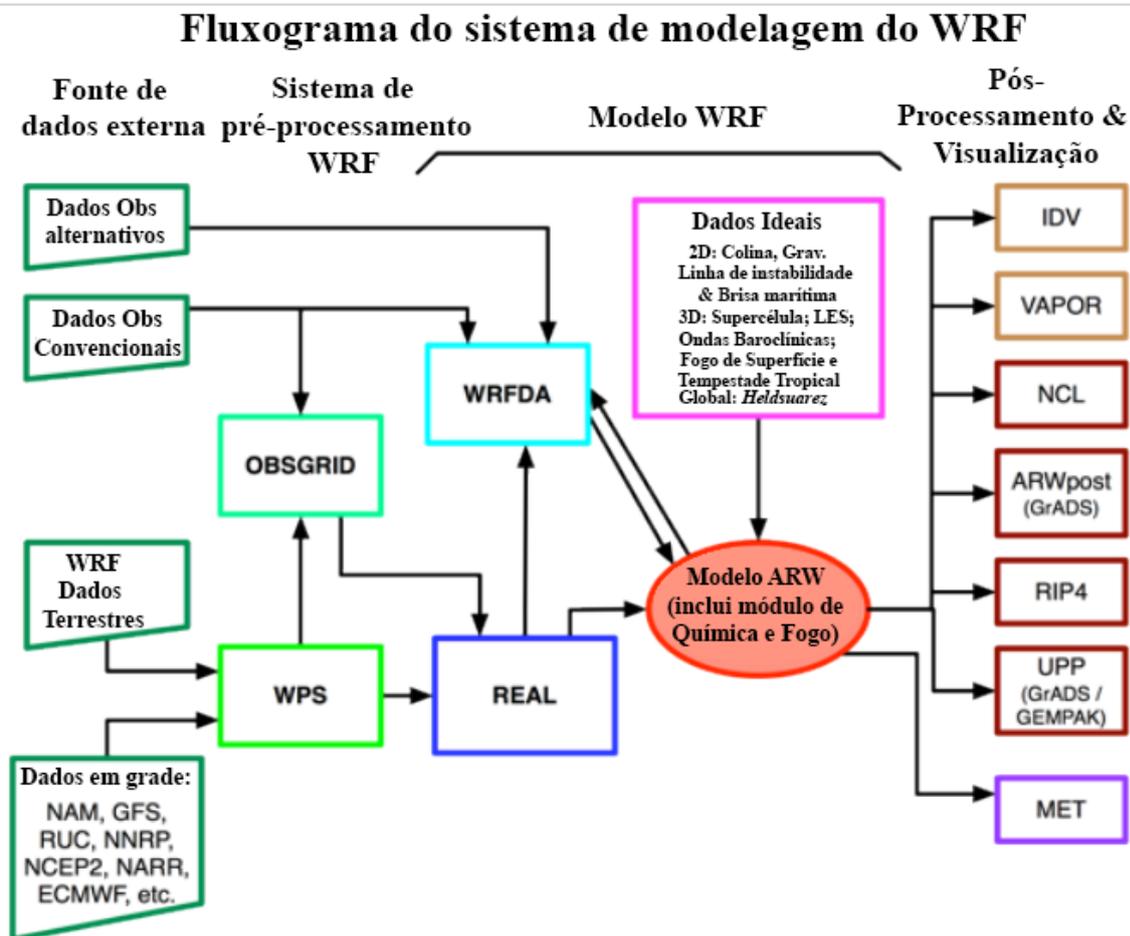


Figura 3.9: Diagrama do sistema de modelagem do WRF. Fonte: Adaptado de ARW (2019).

Em um modelo completo existem, além das equações apresentadas abaixo, também equações da continuidade para água nas nuvens, gelo nas nuvens e os diferentes tipos de precipitação. Assim, as equações governantes primitivas que servem de base para a maioria das previsões de tempo e clima são (Warner, 2010):

1. Conservação de momento nas três dimensões cartesianas, para uma Terra esférica. Essas equações são derivadas da aplicação direta da segunda lei do movimento de Newton, a qual está relacionada com a taxa temporal de mudança de momento de um corpo. Esta taxa de variação, sendo a aceleração, é proporcional à força resultante que age sobre o corpo e possui a mesma direção que a força;
2. Conservação de massa para, respectivamente, o ar e para o vapor d'água. Estas

equações expressam que a massa não é criada e nem destruída, sendo conhecidas como equações da continuidade;

3. Conservação de energia, responsável pela representação de vários efeitos adiabáticos e diabáticos observados no Sistema Terrestre, que envolvem as variações da temperatura e provém da Primeira Lei da Termodinâmica;
4. Equação do estado dos gases ideais, que nada mais é do que a relação entre pressão, densidade e temperatura num sistema termodinâmico.

Por meio de métodos numéricos, as derivadas espaciais e temporais das equações diferenciais podem ser resolvidas computacionalmente. Alguns exemplos de métodos numéricos utilizados na modelagem são: diferenças finitas, baseadas em séries de *Taylor*, diferenças de volume, baseadas em fluxos dentro e fora do volume e método espectral, que desenvolve uma análise espacial de *Fourier*. Os métodos numéricos podem afetar os resultados do modelo, principalmente nas escalas menores (Warner, 2010).

As parametrizações são utilizadas para aproximação dos efeitos de massa dos processos físicos muito pequenos, breves, complexos ou mal compreendidos, para serem representados explicitamente nos pontos de grade do domínio numérico. As principais parametrizações incluídas no modelo WRF são: convecção de cúmulos, microfísica de nuvem e da precipitação, radiação de onda longa e de onda curta, turbulência e difusão, camada limite planetária e camada superficial, além das interações com o solo e a superfície terrestre (Warner, 2010).

Os domínios para as simulações consideram o número de dimensões, sendo unidimensional, bidimensional ou tridimensional; grau e tipo de estrutura; formato, esférico ou plano e resolução de grade. O aninhamento de domínios, pode ser de uma via de mão única, ou seja, a informação flui somente de uma grade de menor resolução para uma grade de maior resolução, e de mão dupla, ou seja, a informação flui em ambas as direções entre as grades aninhadas (Warner, 2010).

As coordenadas verticais, podem ser cartesiana, isobárica, isentrópica e sigma (no caso do WRF, a coordenada vertical é normalizada pela pressão hidrostática η e está ilustrada na Figura 3.10), onde se vê que esta coordenada segue as ondulações de terreno, de forma que a grade horizontal nunca intercepta a superfície, mesmo em topografia mais alta. Por fim, em simulações realísticas, as condições iniciais definem as condições atuais da atmosfera,

sendo o seu ponto de partida, e as condições de contorno ou fronteira definem o estado da atmosfera nas bordas dos domínios (Warner, 2010), enquanto as equações avançam no tempo em passos de tempo pré-determinados.

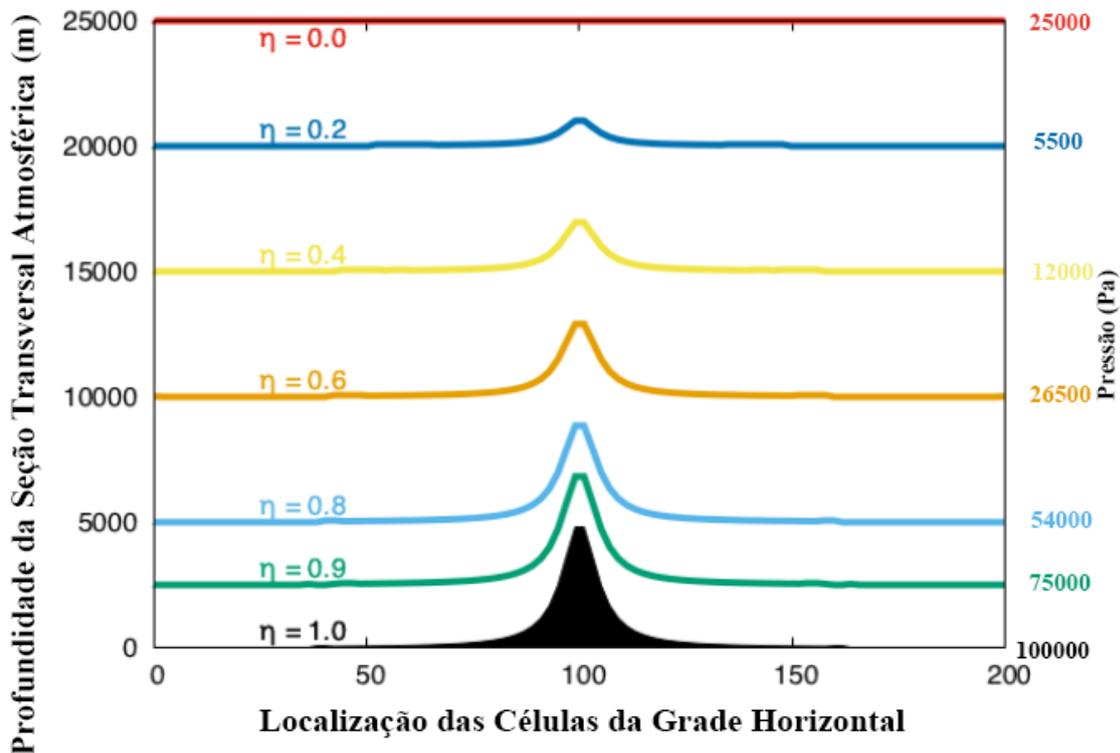


Figura 3.10: Ilustração da coordenada vertical normalizada pela pressão hidrostática que é utilizada no WRF. Fonte: Adaptado de ARW (2019).

Alguns dos principais recursos do modelo WRF são: ter um sistema de grade baseado em uma representação contínua do terreno e um sistema de coordenadas verticais sigma de resolução variável (grade *Arakawa-C*); capacidade de grade aninhada múltipla; dinâmica compressível não hidrostática, com advecção de segunda ordem e difusão de quarta ordem, que faz o cálculo do movimento vertical do ar diretamente por meio dos pontos de grade adjacentes e que não utiliza a aproximação hidrostática. Este último é útil para quando o movimento vertical é indispensável, como: para a formação de células convectivas profundas, altura da camada limite, complexidade do relevo, entre outros (Klemp e Wilhelmson, 1978).

O modelo possui uma gama de possibilidades em escala de sub-grade para parametrizações da física da atmosfera para radiação (Harshvardhan et al., 1987); física explícita de umidade (Rutledge e Hobbs, 1983); física de precipitação convectiva (Kain e Fritsch,

1990; Liou e Wittman, 1979); física da camada limite (Mellor e Yamada, 1982); física da camada superficial (Louis, 1979) e variedade de métodos de assimilação de dados meteorológicos, tendo uma ótima análise de interpolação multivariada dos ventos e temperatura e condições de contorno dependentes do tempo (Davies, 1976; Perkey e Kreitzberg, 1976).

3.2.7 *Parametrização convectiva*

Para que um modelo numérico simule tempestades de cumulonimbus ordinárias ou aglomeradas de forma realística, é fundamental que a precipitação líquida ou sólida geradas nessas tempestades sejam de alguma forma simuladas nos pontos de grade. Para este trabalho, a convecção úmida, sendo aquela convecção que leva à formação de nuvens de tempestades e geralmente à precipitação, é de extrema importância. Quando a convecção úmida é intensa, há maior probabilidade de acarretar inundações repentinas, frentes de rajadas e tornados (Warner, 2010).

As parametrizações convectivas normalmente ativam a convecção úmida com umidades relativas menores do que a saturação de vapor da água em um ponto de grade, pois as colunas convectivas estão em escala de subgrade. Dessa forma, a umidade relativa média em uma caixa de grade será subsaturada mesmo que haja, na atmosfera real, regiões saturadas na caixa de grade. Além de acarretar valores médios da precipitação convectiva, os esquemas também definem os efeitos da convecção em subescala de grade em outras variáveis em escala de grade. Deste modo, o objetivo é que estas parametrizações consigam definir a convecção no lugar, horário (com o ciclo diurno correto, se possível), evolução e intensidade corretos. Assim, a parametrização deve determinar a modificação adequada pela convecção para o ambiente em grande escala para ser possível prever a convecção subsequente com precisão (Warner, 2010).

A parametrização de convecção úmida é muito importante em qualquer simulação numérica da atmosfera, pois tem por objetivo tentar reproduzir a interação mútua dos processos de grande escala que controlam a convecção observada na realidade, como, por exemplo, a interação entre a convergência de baixos níveis e a desestabilização de uma camada profunda da atmosfera. Em seguida, a convecção assim gerada modificará as características físicas de grande escala nos pontos de grade afetados, devido ao calor latente agregado das células convectivas, que mantém a circulação da maior escala (Warner, 2010).

Uma característica comum da maioria das parametrizações convectivas é que elas cal-

culam a CAPE e a CINE do ambiente, a fim de estimar as características da convecção. Para haver convecção, então, deve-se ter CAPE disponível para fornecer a energia flutuante para que as parcelas acelerem para cima e a existência de um método pelo qual as parcelas superem o CINE predominante (Warner, 2010).

Em síntese, as parametrizações convectivas adotam uma ampla variedade de abordagens do problema e das suposições, com melhor desempenho quando as situações conseguem ser melhor satisfeitas. No entanto, pode existir nas soluções a dependência com a área geográfica e do processo meteorológico predominante. Por exemplo, há parametrizações que parecem funcionar melhor nos trópicos, outras em latitudes médias e outras ainda em latitudes altas. Porém, no caso dos modelos globais, as parametrizações devem ter um desempenho condizente para todos os climas e cenários climáticos (Warner, 2010).

No caso dos modelos de mesoescala, os esquemas utilizados só precisam parametrizar as escalas convectivas. No entanto, quando a grade que se quer simular possui resolução muito alta, é apropriado não utilizar nenhuma parametrização de cúmulos. Logo, a maioria das parametrizações convectivas foram projetadas para modelos com incrementos de grade de 20 a 30 km ou maior, mas algumas ainda podem ser usadas com incrementos de grade tão pequeno quanto 10 km (Warner, 2010).

3.2.7.1 *Parametrização de nuvens cúmulos de Kain-Fritsch*

A parametrização de cúmulos utilizada, denominada *Kain-Fritsch*, é uma parametrização de fluxo de massa derivada do tratamento de Fritsch e Chappel (1980). O esquema utiliza o método de parcelas lagrangianas e inclui a dinâmica do momento vertical para estimar se existe instabilidade (Donner, 1993; Kreitzberg e Perkey, 1976; Simpson e Wiggert, 1969). Caso exista, esta ficará disponível para o crescimento da nuvem e também indica quais podem ser as propriedades de quaisquer nuvens convectivas. O método é dividido em três etapas: função de disparo (inicialização), formulação do fluxo de massa e a hipótese de fechamento (Kain, 2004).

Considera-se uma profundidade mínima da nuvem de 2 km para a ativação da convecção profunda, mas que pode variar em função da temperatura da base das nuvens. As nuvens convectivas rasas também são consideradas e ativadas quando o esquema de modelo de nuvem determina que as correntes ascendentes podem se formar, mas não podem atingir a profundidade mínima da nuvem para convecção profunda. As correntes ascendentes se

formam entre 150 e 200 hPa acima da base da nuvem. O fluxo de massa descendente é estimado em função da umidade relativa e da estabilidade logo acima da base da nuvem, não estando relacionado ao cisalhamento vertical do vento. E o cálculo da CAPE é baseado na trajetória de uma parcela que ascende na atmosfera (Kain, 2004).

Neste esquema, a precipitação convectiva é calculada como (Warner, 2010):

$$P = ES \quad (3.31)$$

onde:

E é a eficiência da precipitação;

S é a soma dos fluxos verticais de vapor e líquido em cerca de 150 hPa acima do NCL.

3.2.8 Parametrização da microfísica de nuvens

A microfísica de nuvens é a parte da modelagem numérica que inclui a resolução de todos os processos que ocorrem em escalas de gotículas de nuvem e dos hidrometeoros, variando de micrômetros a milímetros, ao invés da escala da nuvem em si. Dessa forma, as nuvens convectivas de pequena extensão horizontal são, em relação aos incrementos típicos da grade, fenômenos de subescala. Sendo assim, seus efeitos são representados por meio de parametrizações (Warner, 2010).

Para a geração de precipitação nas suas várias formas, os tipos de partículas e os processos microfísicos que são importantes precisam ser parametrizados nos modelos atmosféricos (Warner, 2010). Na Figura 3.11 estão ilustrados os tipos de partículas e os processos microfísicos envolvidos em suas conversões termodinâmicas de acordo com (Rutledge e Hobbs, 1984):

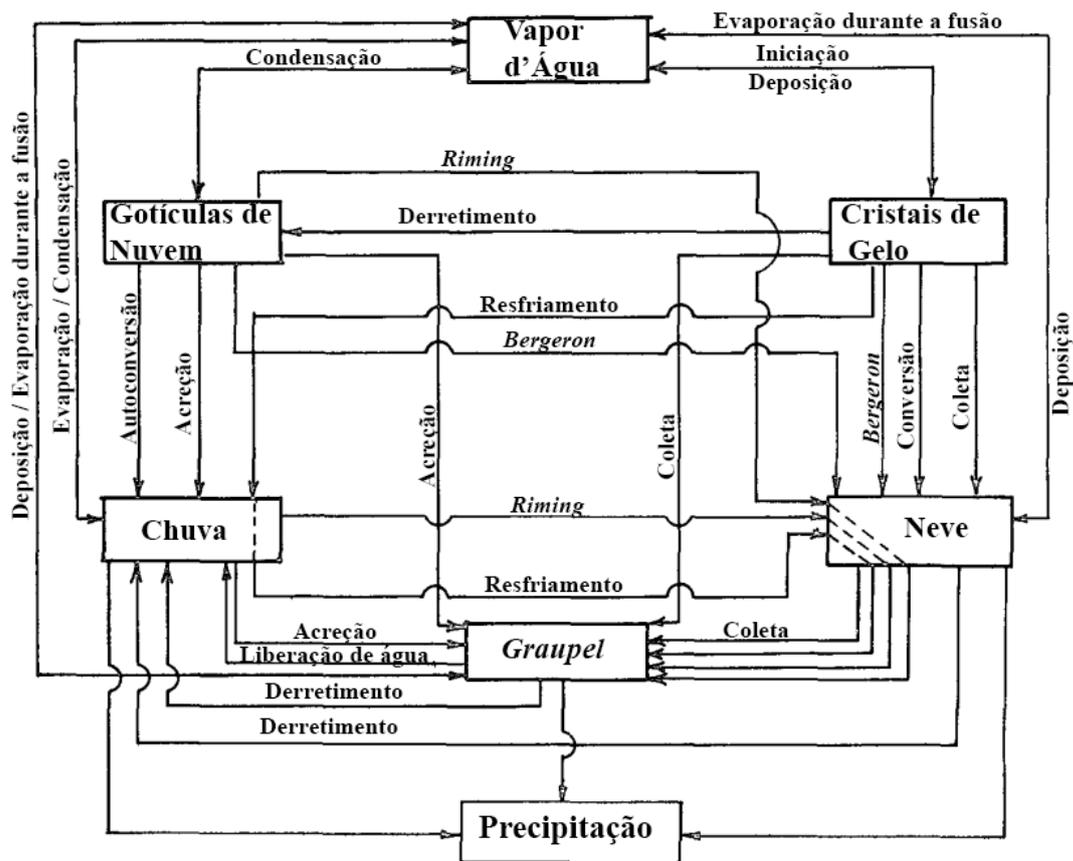


Figura 3.11: Ilustração dos processos microfísicos que devem ser representados na modelagem. Fonte: Adaptado de Rutledge e Hobbs (1984).

Por fim, as parametrizações de microfísica destinam-se a representar da forma mais completa possível os complexos e variados processos microfísicos, que estão ilustrados na Figura 3.11, onde estão indicados as 39 possíveis transformações termodinâmicas associadas ao vapor d'água, à água líquida e ao gelo na atmosfera. Dessa forma, as parametrizações são divididas em duas categorias que dependem de como as distribuições de tamanho dos tipos de partículas são representadas.

Em modelos do tipo *bin*, o espectro do tamanho das partículas é dividido em intervalos e as partículas são previstas em cada intervalo pré-especificado de valores (*bin*). As variações em cada *bin* podem resultar das conversões entre tipos de partículas e do aumento ou diminuição dos tamanhos das partículas. Para isto, deve haver uma equação preditiva para cada tipo de partícula e tamanho do *bin*, que deve ser resolvida em cada ponto da grade. Assim, o custo computacional com o uso de parametrizações do tipo *bin* é muito elevado e está atualmente limitado às atividades de pesquisa (Warner, 2010).

Em contrapartida, as parametrizações microfísicas do tipo *bulk* assumem uma forma

analítica prescrita para o espectro total da distribuição de tamanhos de cada tipo de partícula, por exemplo, exponencial Kessler (1969) ou gama Walko et al. (1995) (Warner, 2010). Na maioria das parametrizações, a distribuição de tamanhos dos hidrometeoros é mantida fixa durante a execução do modelo.

Uma grande quantidade de parametrizações tratam a microfísica de nuvens como momento único, isto é, resolvem apenas a previsão da razão de mistura das partículas, ou seja, a razão da massa de um determinado tipo de partícula com o volume ou massa, respectivamente, do ar seco no qual as partículas estão distribuídas. Os esquemas de momento duplo preveem tanto a razão de mistura das partículas quanto a concentração do número de partículas. Os esquemas de momento triplo adicionam refletividade de radar às equações preditivas, permitindo que o parâmetro de forma varie independentemente na distribuição gama (Warner, 2010). O acréscimo de momentos microfísicos nas parametrizações do tipo *bulk*, por outro lado, aumenta o custo computacional total, sendo às vezes proibitivo mesmo para modelos de mesoescala em modo de pesquisa.

3.2.8.1 Parametrização de microfísica de nuvens de *Lin*

A parametrização de microfísica de nuvens utilizada no experimento controle, denominada *Lin*, é a primeira microfísica a representar nuvens frias, isto é, introduz a representação mais realista dos processos envolvidos durante os eventos de convecção profunda. Assim, por meio desta, é possível representar os processos microfísicos no interior das nuvens, apresentados na Figura 3.11, com a inclusão de gotas super-resfriadas. Esta parametrização considera espécies não-precipitantes como vapor d'água, água de nuvem e cristais de gelo e as precipitantes como água de chuva, granizo/*graupel* e neve, e possui uma distribuição exponencial do tamanho dos hidrometeoros (Lin et al., 1983).

3.2.9 Características das simulações adotadas neste estudo

As condições iniciais e de fronteira utilizadas para a simulação com o WRF são provenientes das análises operacionais do modelo global GFS (NCEP/NOAA) com resolução de $0,5^\circ$. A inicialização no WRF se dá às 0000 UTC do dia 05 de dezembro de 2013 e a finalização às 0600 UTC do dia 06 de dezembro de 2013, compreendendo um total de 30 horas. As análises GFS usadas nas condições de fronteira do WRF são atualizadas a cada 6 horas. As simulações são efetuadas em 3 domínios com aninhamento de grade bidirecional

(Figura 3.12).

As principais características dos domínios para o experimento controle (CNTL) estão apresentadas na Tabela 3.2. O experimento de sensibilidade (EXP2) utiliza estas mesmas configurações, com exceção da resolução dos dados geográficos. Assim, no experimento CNTL, os dados estáticos de solo e superfície, provenientes do USGS (*United States Geological Survey* - Serviço Geológico dos Estados Unidos), possuem resolução "padrão" de 30 segundos de arco nas três grades, enquanto no experimento EXP2, esses conjuntos de dados estão degradados para 10, 2 e 2 minutos de arco para as grades 8.1EXP2, 2.7EXP2 e 0.9EXP2, respectivamente.

A projeção utilizada para os três domínios do modelo WRF é a de *lambert*, por distorcer menos a representação das latitudes médias (WRF, 2019). O ponto geográfico exato onde houve o registro de granizo à superfície no dia 05/12/2013 na CSP é mostrado na Figura 3.13, que também apresenta a divisão geopolítica dos 39 municípios componentes da RMSP. As Figuras 3.12 e 3.13 apresentam as grades do modelo utilizadas na simulação, bem como a localização do Aeródromo de Campo de Marte na CSP mencionados anteriormente, respectivamente.

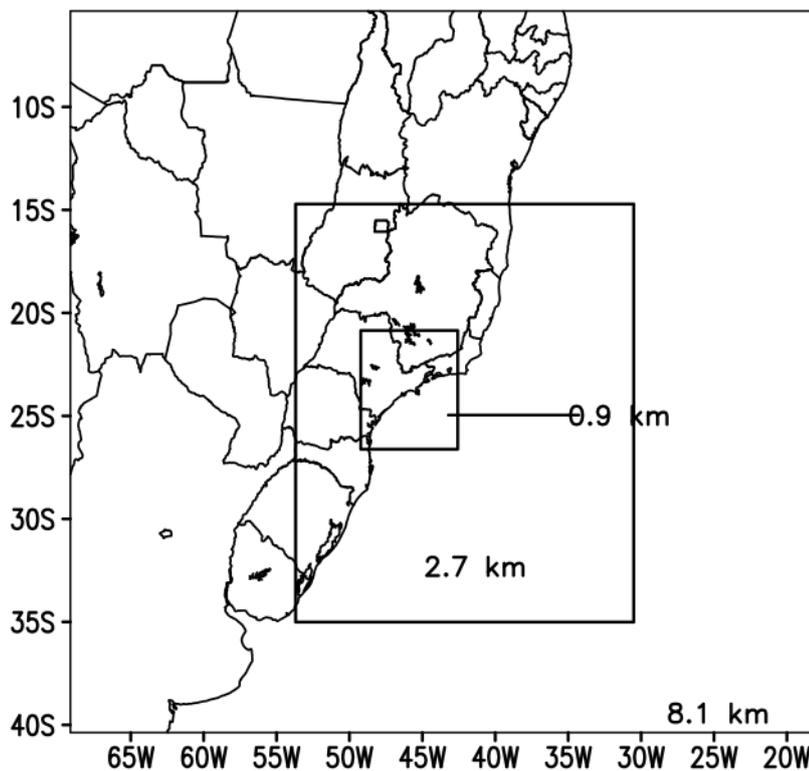


Figura 3.12: Representação das grades utilizadas na simulação.

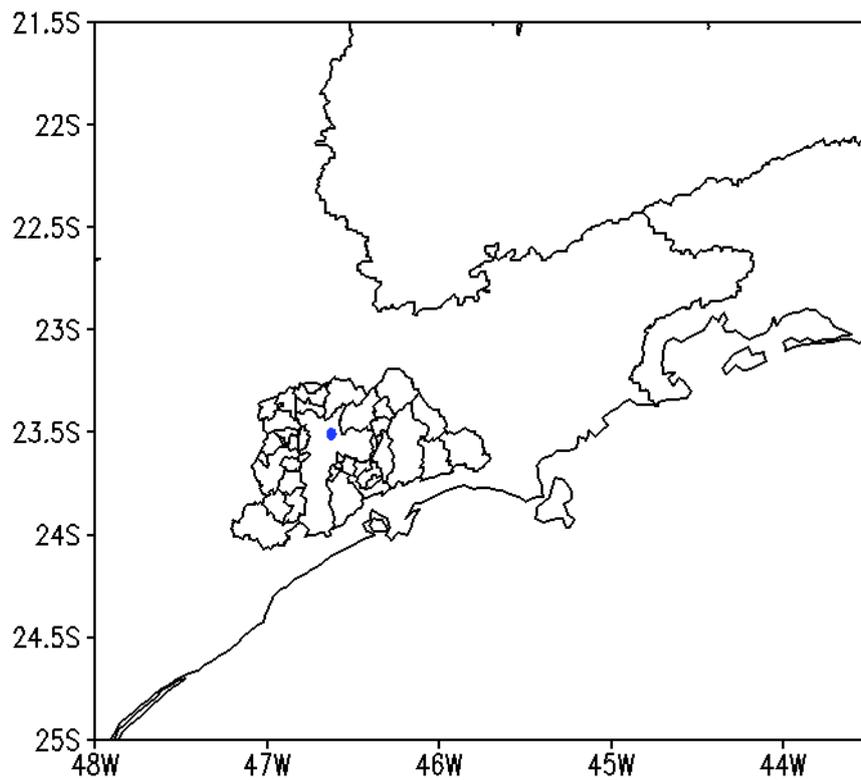


Figura 3.13: Localização do Aeródromo de Campo de Marte na CSP região onde ocorreu o registro de granizo à superfície ilustrado pelo ponto azul.

Tabela 3.2 - Informações das grades utilizadas na simulação do experimento controle.

Resolução Horizontal da Grade	8100 m	2700 m	900 m
Experimento	8.1CNTL	2.7CNTL	0.9CNTL
Pontos na horizontal	561 x 460	661 x 631	727 x 691
Níveis na Vertical ($\sigma(z)$ ou η)	65	65	65
Topo do Modelo	~21 km	~21 km	~21 km
Tempo de Integração	30 h	30 h	30 h
Passo de tempo	18 s	6 s	2 s
Topografia (USGS)	900 m	900 m	900 m
Parametrização de Cúmulos	<i>Kain-Fristch</i>	-	-
Parametrização de Microfísica	<i>Lin</i>	<i>Lin</i>	<i>Lin</i>
Resolução Geográfica	padrão	padrão	padrão

CNTL: Controle

3.2.9.1 Campos plotados para análise da simulação

A análise das simulações para o experimento 8.1CNTL é efetuada sobre o campo da variável Radiação de Onda Longa (OLR), a fim de comparar diretamente com a imagem de satélite e com o campo de precipitação do produto MERGE, dados disponibilizados pelo CPTEC/INPE, que produz análises globais de precipitação com alta resolução espacial de $0,1^\circ$ e temporal de 1 hora. Este dado utiliza uma combinação da precipitação observada no continente da AS com a precipitação estimada por satélite do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) (Rozante et al., 2010).

Outro campo de precipitação também apresentado é o do *CPC MORPHing technique* (CMORPH), que produz análises globais de precipitação com alta resolução espacial de 8 km e temporal de 30 minutos. Este outro utiliza estimativas de precipitação advindas exclusivamente de observações de satélite de baixa órbita na banda espectral das micro-ondas e cujas características são transportadas por meio de informações de propagação espacial obtidas inteiramente a partir de dados do canal infravermelho de satélite geostacionário (Joyce et al., 2004).

Posteriormente, a comparação dos experimentos 2.7EXP2 e 0.9EXP2 das seções verticais da atividade convectiva foi feita sobre o Aeródromo de Campo de Marte, com os cortes das seções verticais variando temporalmente, porém o foco dado na discussão é no experimento 0.9EXP2, visto que ambos os experimentos obtiveram resultados similares. Outros gráficos analisados são os das radiossondagens, obtidos no horário das 1200 UTC, anterior à ocorrência do evento simulado: do experimento 0.9EXP2 e do Aeródromo de Campo de Marte. Por último foram geradas as variáveis e os índices calculados, bem como radiossondagens, com os resultados do modelo do experimento 0.9EXP2, a cada 15 minutos, para conhecimento da variação destes ao longo do dia do evento.

Resultados e Discussões

4.1 Análise da distribuição espacial e temporal dos casos de granizo na CSP

Nesta seção são apresentadas as discussões da distribuição dos registros totais de granizo à superfície dos 415 casos advindos das estações meteorológicas de superfície do SBMT, SBSP, AF e CGE, conforme a zona administrativa da cidade (Figura 4.1), o mês (Figura 4.2a) e a hora local (Figura 4.2b). A densidade em número de registros de queda de granizo à superfície, dada em km^{-2} , é abordada segundo a zona na CSP. Ao observar as imagens de satélite, foi possível estimar o tempo, posterior ao registro do granizo em superfície, que as tempestades de granizo à superfície (156 registros) levam para atingir maior intensidade.

A Tabela 4.1, apresentada inicialmente, mostra a densidade de casos por km^{-2} de área para cada zona administrativa da CSP. As informações por zona administrativa, sobre a área total, a densidade demográfica total e a população total também são mostradas e estas são disponibilizadas por INFOCIDADE (2021).

Na Tabela 4.1, identifica-se que a maior densidade de queda de granizo encontra-se no Centro da cidade (aproximadamente $1,4 km^{-2}$), sendo a região com menor área total, menos populosa e pouco povoada. Em relação à densidade demográfica, ocupa a quarta posição. Na sequência, vem a Zona Norte (aproximadamente $0,6 km^{-2}$), que se encontra mais próxima da Serra da Cantareira. Nota-se que esta é a zona administrativa menos povoada e ocupa a quarta posição tanto em relação à área total como em relação ao número total de habitantes.

Ainda na Tabela 4.1, observa-se que as densidades de registros de granizo nas Zonas Leste e Oeste são próximas entre si, de aproximadamente $0,3 km^{-2}$. Visto que a Zona

Leste possui área total muito maior do que a Zona Oeste, a segunda região mais populosa e apresenta a maior densidade demográfica, ou seja, é a região mais povoada entre todas as zonas. A Zona Oeste, entretanto, ocupa o terceiro lugar em todos os quesitos em comparação a todas as zonas. Por fim, a menor densidade de queda de granizo ocorre na Zona Sul da cidade, com aproximadamente $0,16 \text{ km}^{-2}$. Esta região se encontra mais próxima da Serra do Mar, apresentando área mais vegetada. É a região que detêm a maior área total, a mais populosa e ocupa em relação às outras zonas a segunda posição no caso da densidade demográfica (INFOCIDADE, 2021).

Tabela 4.1 - Densidade de casos de granizo por zona da CSP.

Zona da CSP	Densidade (*)	Área Total (km^2)	Densidade Demográfica (Hab/ km^2)	População (Hab)
Zona Norte	0,582	132,3	90634	1000019
Centro	1,399	34,3	143762	455105
Zona Leste	0,296	320,4	392391	3951673
Zona Oeste	0,290	248	161547	1887078
Zona Sul	0,158	774	271078	3959628

Fonte: INFOCIDADE (2021).

(*) Densidade em número de registros de queda de granizo à superfície por km^{-2} .

A análise da Figura 4.1 mostra que, em números absolutos, a maioria dos registros de granizo em superfície são de bairros na Zona Sul (123 registros) de SP, seguido pela Zona Leste (95 registros), enquanto os registros nas Zonas Norte e Oeste são mais próximos entre si, de 77 e 72, respectivamente. Por último, o menor número absoluto de registros de granizo em superfície ocorre no Centro da cidade, com 48 casos.

A Figura 4.2a exibe que a maioria dos registros de granizo em superfície ocorre no mês de janeiro (164 registros), seguido pelo mês de fevereiro (88 registros) e, na terceira posição, o mês de março (74 registros). Constata-se que a tendência de maiores registros de granizo à superfície acontece no primeiro trimestre do ano. No último trimestre do ano a distribuição é mais homogênea entre os meses, sendo entre 26 e 34 registros.

Na Figura 4.2b nota-se que a maioria dos eventos de granizo em superfície ocorre no horário local das 16 h (102 registros), seguido pelo horário local das 17 h (89 registros) e, em terceiro, tem-se o horário local das 15 h (86 registros). Portanto, a tendência de maiores registros de granizo à superfície ocorre no meio da tarde. A partir das 21 h locais, é evidente a ausência ou o pequeno número de registros de ocorrência de granizo em superfície. Entre meia-noite e 10 h local da manhã do dia seguinte, não se registraram eventos de granizo,

indicando forte correlação entre a ocorrência de granizo com o período de insolação diurna na CSP.

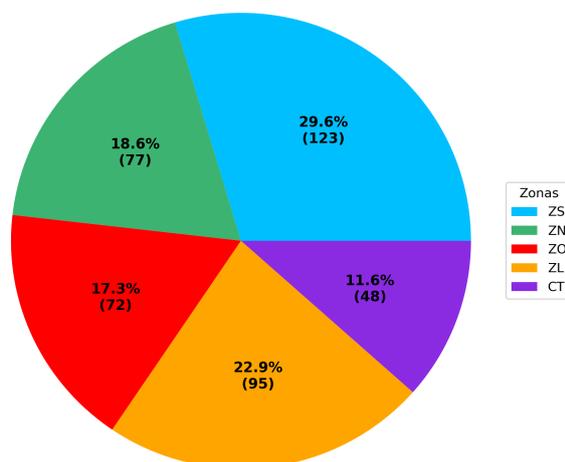


Figura 4.1: Distribuição por zona administrativa do número absoluto do total de casos (415) de granizo à superfície na CSP registrados pelas estações SBMT, SBSP, AF e pelo CGE no período de outubro-março de 2003 a 2020. ZN: Zona Norte; CT: Centro; ZL: Zona Leste; ZO: Zona Oeste e ZS: Zona Sul.

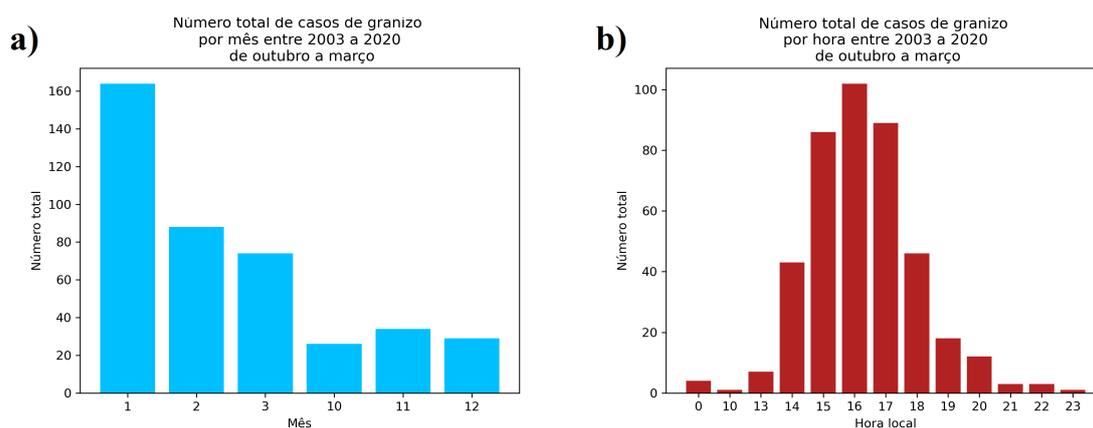


Figura 4.2: Distribuição do número total de casos (415) de granizo à superfície na CSP registrados pelas estações SBMT, SBSP, AF e pelo CGE no período de outubro-março de 2003 a 2020: (a) por mês e (b) por hora local.

A partir da observação das imagens de satélites dos 156 casos GR constata-se que, em números absolutos, a maioria dos registros de granizo em superfície (61 registros) ocorreram

aproximadamente 2 horas antes de as tempestades atingirem seu estágio maduro, seguido de 55 casos ocorrendo próximo de 1 hora antes desse estágio. Os demais casos estão relacionados a eventos ocorridos em menos de uma hora antes do estágio maduro da tempestade (19 registros) e 15 registros são de casos nos quais não há imagens de satélite disponíveis para o acompanhamento da evolução do sistema ou as imagens disponíveis não possuem boa resolução para o conhecimento de quando a atividade convectiva está mais intensa. Há ainda casos onde o registro ocorreu aproximadamente 3 horas antes da intensificação da atividade convectiva (4 registros) e casos onde o registro ocorreu aproximadamente 4 horas antes da intensificação do sistema (2 casos).

As Figuras 4.3, 4.4, 4.5, 4.6 e 4.7 ilustram o que foi descrito anteriormente, onde foram selecionados alguns casos que exemplificam quando a tempestade atinge a maturidade 2 horas, 1 hora, menos de 1 hora, 3 horas e 4 horas depois do registro, respectivamente.

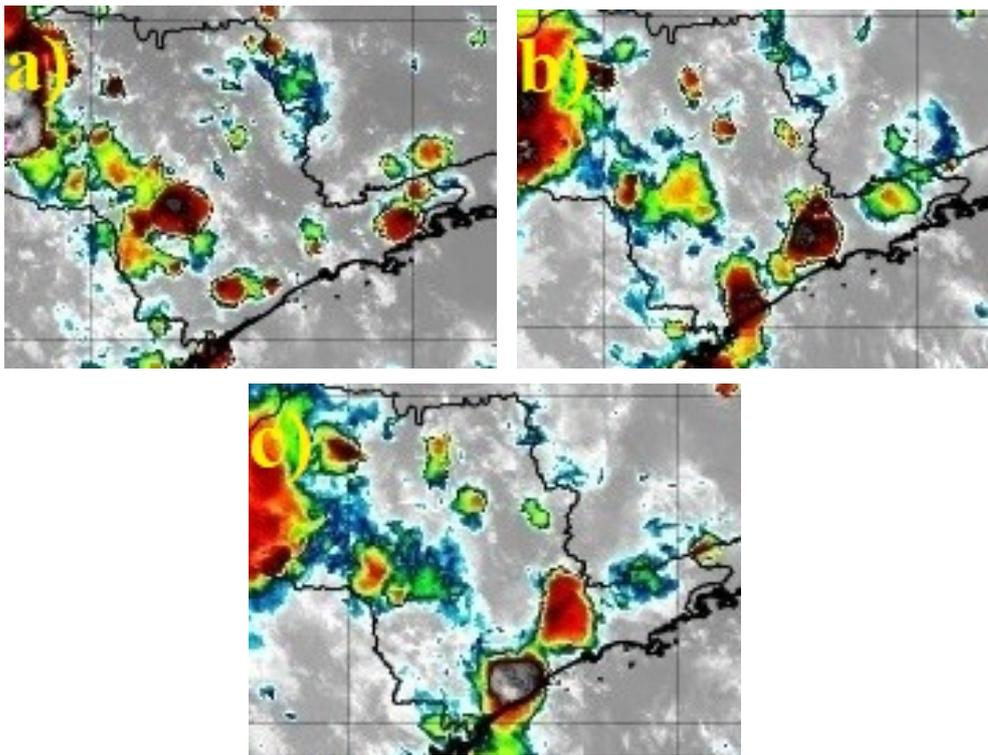


Figura 4.3: Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em aproximadamente 2 horas após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 2000 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 2200 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 2300 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES16.

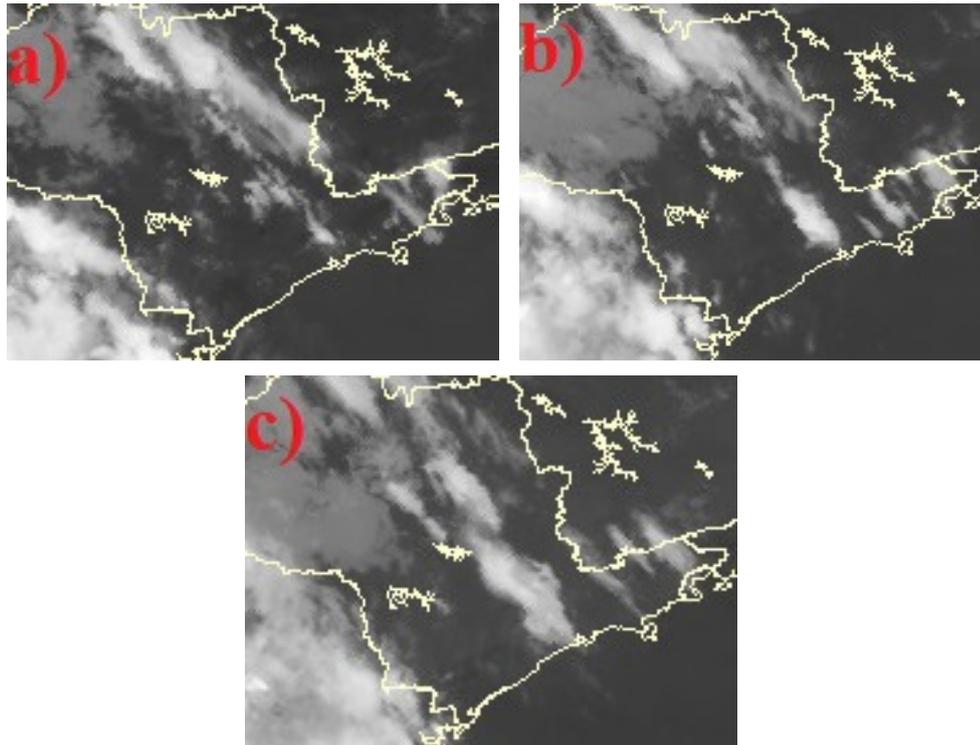


Figura 4.4: Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em aproximadamente 1 hora após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 2000 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 2100 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 2300 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES13.

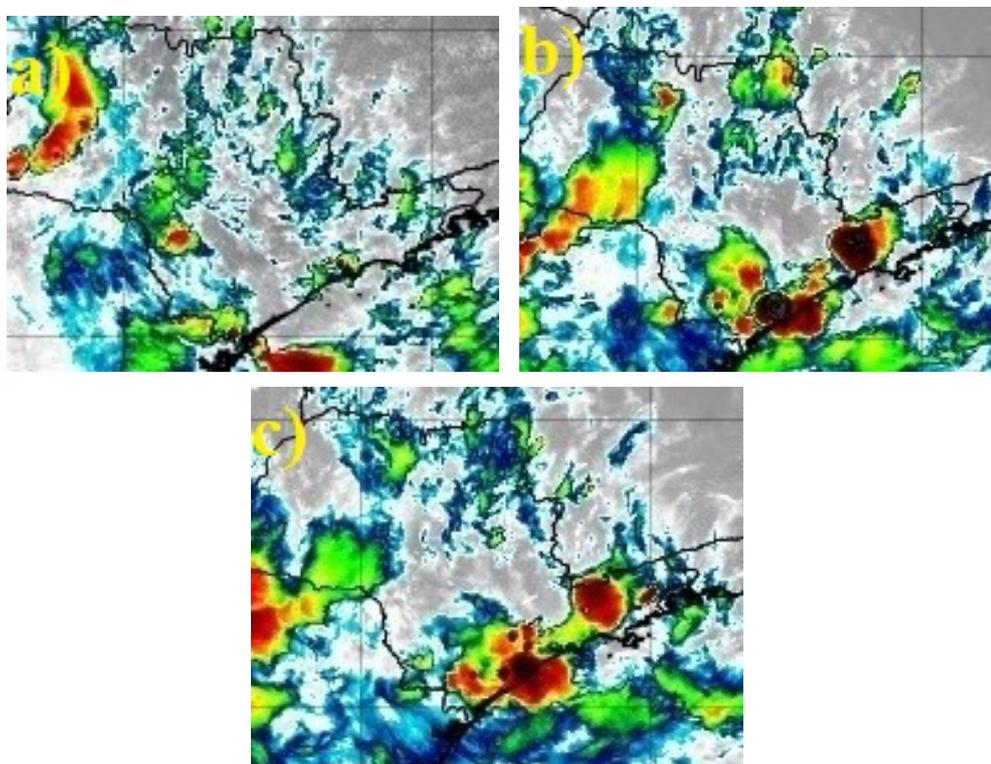


Figura 4.6: Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em aproximadamente 3 horas após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 1800 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 2100 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 2200 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES16.

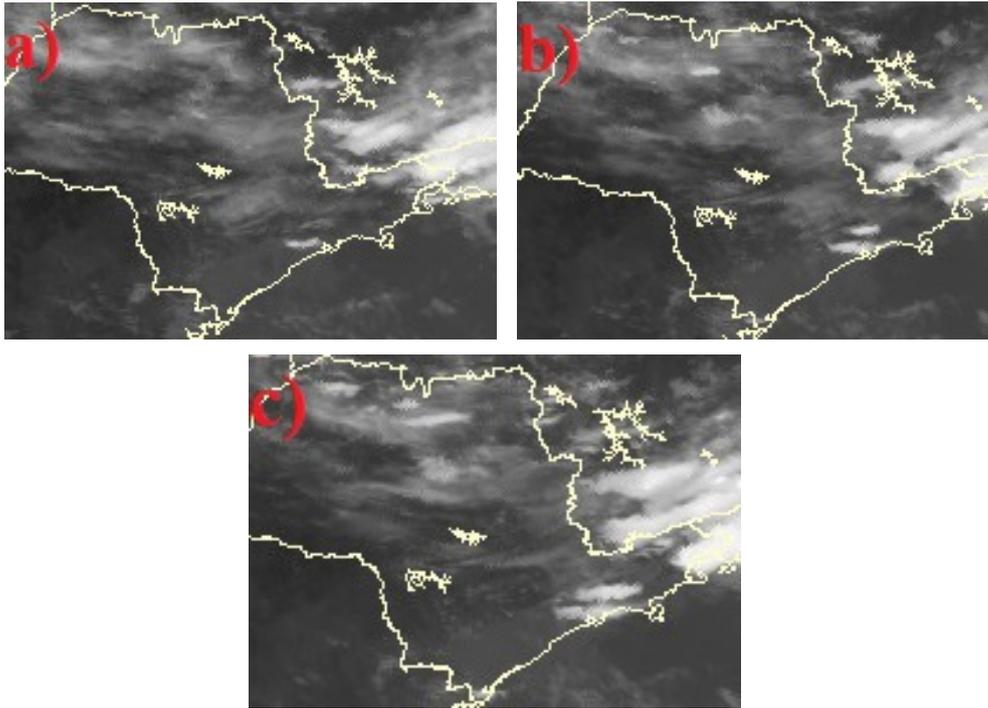


Figura 4.5: Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em menos de uma hora após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 1800 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 1830 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 1900 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES13.

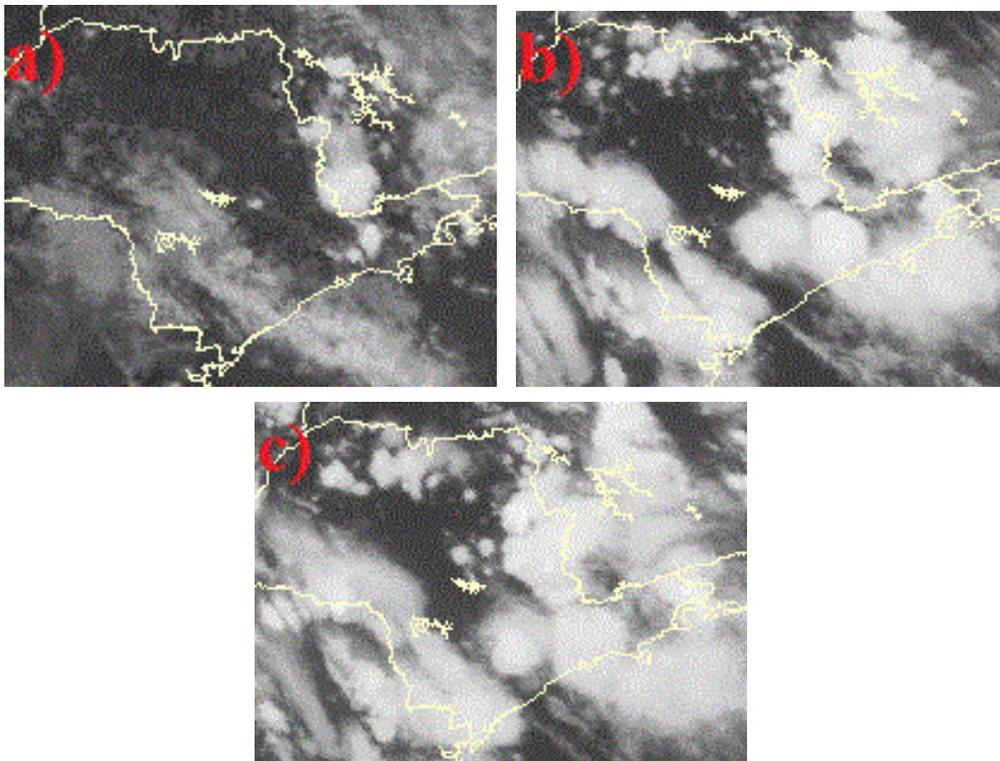


Figura 4.7: Exemplo de caso onde a tempestade se torna mais intensa em aproximadamente 4 horas após o registro do granizo à superfície: a) Horário do registro do granizo à superfície às 1600 UTC, b) Horário na qual a tempestade está mais intensa às 2000 UTC e c) Horário a partir do qual o sistema já começa a se desintensificar às 2100 UTC. Imagens coletadas pelo satélite GOES13.

4.2 Análises Estatísticas

4.2.1 *Boxplots dos índices e variáveis termodinâmicas*

Esta seção apresenta a discussão da abordagem estatística aplicada aos conjuntos de dados obtidos para as variáveis calculadas. As Figuras 4.8 e 4.9 exibem os *boxplots* obtidos para os conjuntos de dados das variáveis e índices calculados. A análise da variável NCL na Figura 4.8a indica que, em geral, os dias SGT tendem a ter NCL mais baixo. Já os dias GR e GRMI são similares, visto que o NCL tende a ser mais elevado e comparando-se com TS vê-se que o segundo possui NCL mais baixo. Para a variável $H0^{\circ}C$ da Figura 4.8b, verifica-se que não há grandes diferenças entre os conjuntos de dados. Neste caso, conclui-se que $H0^{\circ}C$ não é sensível o suficiente para discernir entre os tipos de tempestades ou se houve ou não o desenvolvimento de Cb no dia.

No caso da variável IS, apresentada na Figura 4.8c, identifica-se que os dias GR possuem praticamente valores de IS mais negativos do que TS. No caso de GRMI os valores dessa variável são apenas abaixo de zero, pois foi este o critério adotado para a seleção desses casos em específico (GRMI). Assim, em comparação aos outros valores de IS, os casos GRMI são mais negativos ainda. Dias SGT apresentam IS positivo para grande parte dos dados. O que se tem para a variável IL na Figura 4.8d é similar ao que foi verificado para IS. Isto é devido à forma semelhante como IL e IS são calculados.

Em relação à variável CAPE, apresentada na Figura 4.8e, tem-se que a maioria dos eventos de GR possuem valores de CAPE mais elevados em relação a TS e a SGT. Os casos GRMI, em comparação aos demais conjuntos de dados, possuem valores de CAPE ainda mais elevados. Na Figura 4.8f, referente à variável CINE, nota-se que, para os casos GR, grande parte dos dados possuem maior CINE, em valores absolutos, em relação aos demais conjuntos de dados.

Quanto ao cisalhamento (Figura 4.9g), verifica-se que os dias TS apresentam valores maiores desta variável, ou seja, o cisalhamento tende a ter maior magnitude nestes dias. Em contrapartida, o comportamento desta variável para casos TS é muito semelhante aos casos SGT. Já os casos GR tendem a ter cisalhamento mais fraco, o que indica que, para a CSP, a queda de granizo à superfície é preferencial para dias com pouca influência da dinâmica de escala sinótica, a qual domina o comportamento da variável cisalhamento vertical do vento horizontal. Nos casos GRMI, vê-se que estes apresentam magnitudes

mais elevadas do que nos casos GR. No que concerne à AP, mostrada na Figura 4.9h, identifica-se que dias GR tendem a ter menos AP do que dias TS. Ainda, GRMI possuem mais AP do que GR. É notável que GR, TS e GRMI, todos, apresentam maior AP em relação aos dias SGT. Conclui-se que AP é uma variável sensível ao discernimento de dias com e sem Cb na CSP.

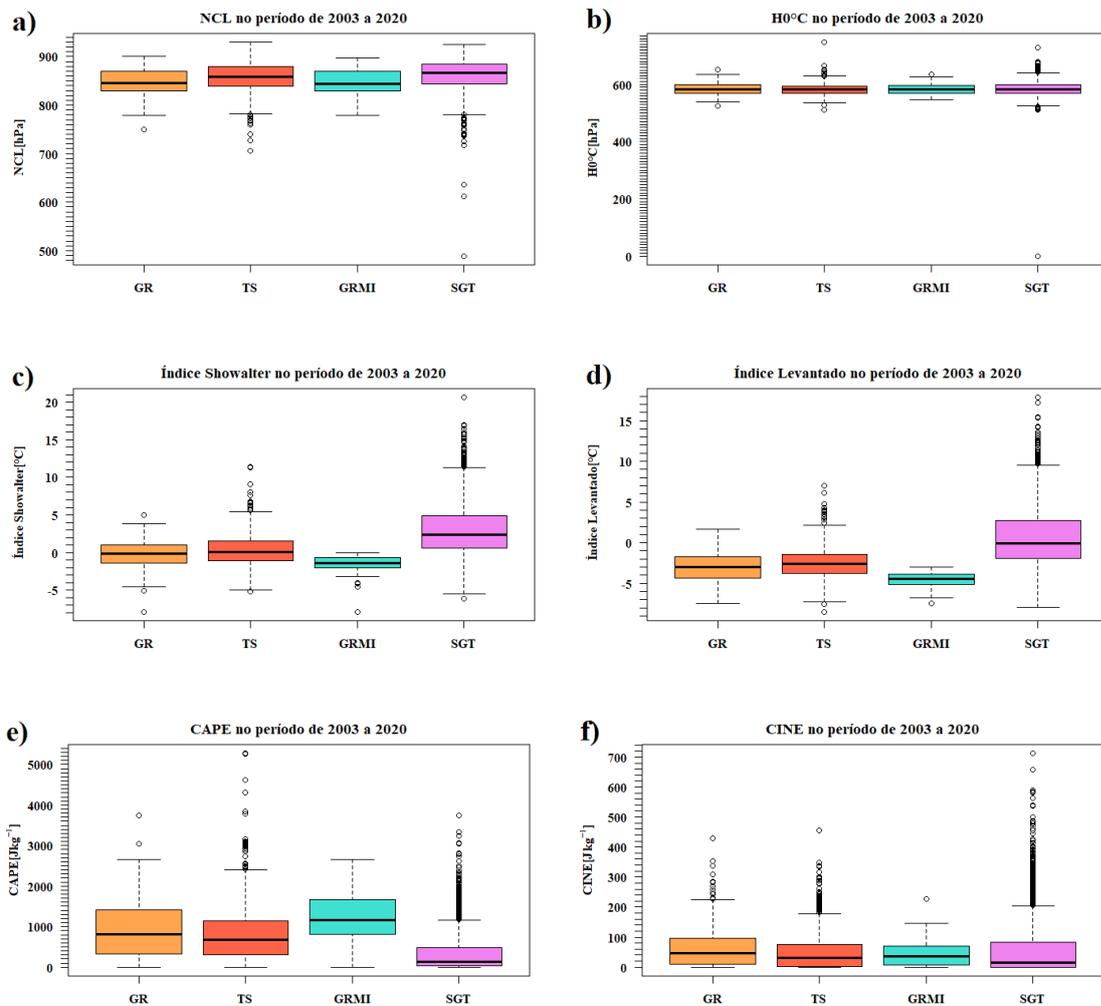


Figura 4.8: *Boxplots* das variáveis e índices no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) NCL, b) $H_0^\circ\text{C}$, c) IS, d) IL, e) CAPE e f) CINE. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis e SGT - dias sem ocorrência de tempestade.

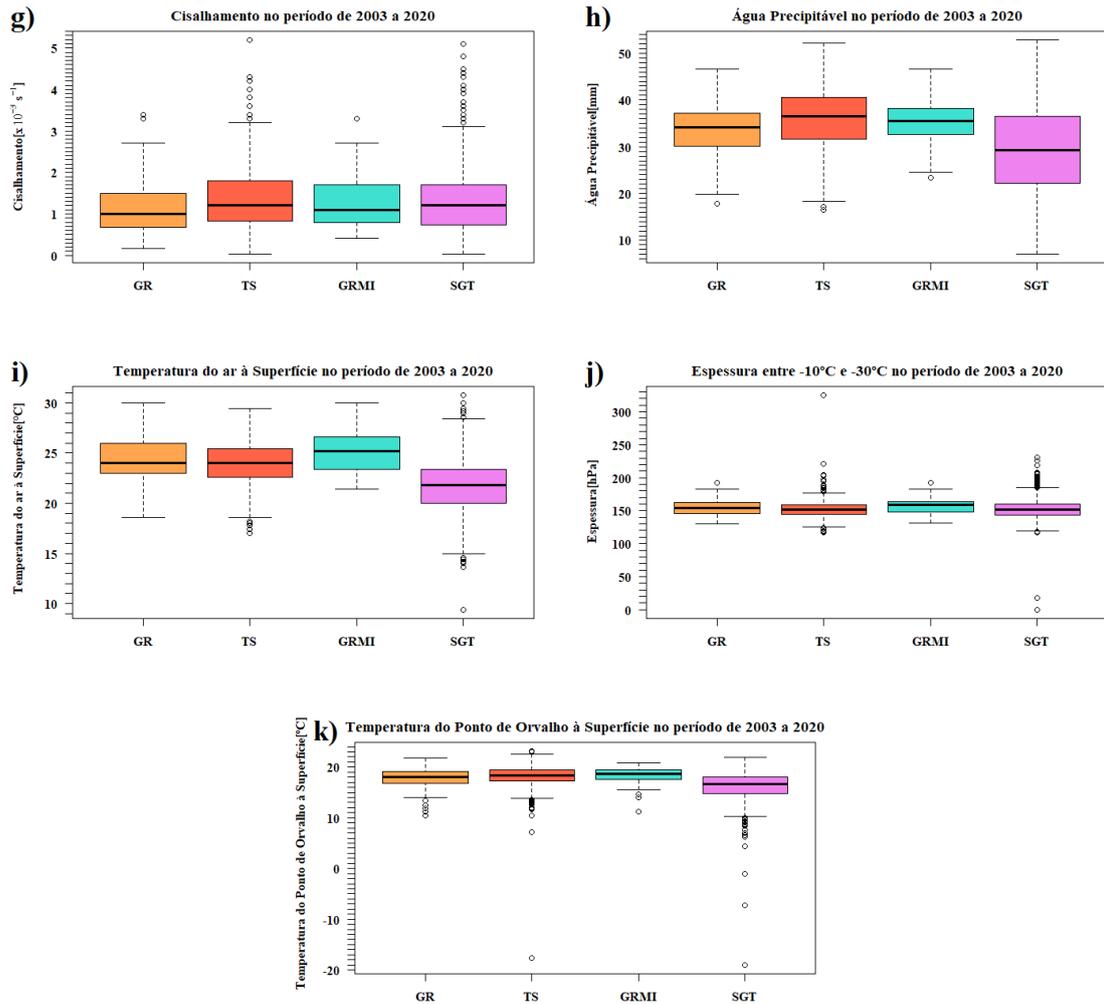


Figura 4.9: *Boxplots* das variáveis e índices no período de outubro-março de 2003 a 2020: g) Cisalhamento, h) AP, i) Temperatura do ar à Superfície, j) Espessura e k) Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis e SGT - dias sem ocorrência de tempestade.

Em relação à Temperatura do ar à Superfície (Figura 4.9i), observa-se que os casos GR apresentam os maiores valores desta variável tanto em relação a TS com a SGT, sendo mais significativa para o segundo conjunto. Dias GRMI tendem a ter valores desta variável mais elevados em relação aos outros conjuntos de dados. Para a variável Espessura (Figura 4.9j), têm-se que os casos GR possuem maiores espessuras do que TS e SGT, mas dias GRMI tem valores mais elevados ainda. Por fim, para a Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície (Figura 4.9k), verifica-se que os casos GRMI apresentam os maiores valores desta variável. Entretanto, comparando-se TS e GR, nota-se que TS possui valores ligeiramente mais elevados do que GR.

4.2.2 Histogramas de índices e variáveis termodinâmicas

A Tabela 4.2, que visa auxiliar nas discussões a seguir, apresenta as estatísticas calculadas para algumas das variáveis termodinâmicas obtidas no estudo, quando a distribuição é próxima da Gaussiana, trazendo informações como *skewness*, curtose, teste K-S no nível de confiança de $\alpha = 5\%$, média, mediana, moda e desvio-padrão.

Tabela 4.2 - Resultado das estatísticas calculadas para os casos GR, TS, GT, SGT e GRMI, quando a distribuição é próxima da Gaussiana.

	<i>Skewness</i>	Curtose	K-S	$\alpha = 5\%$	Média	Moda	Mediana	Desvio-padrão
NCL(GR)	-0,397	0,014	0,079	0,108	846,14	831,6	844,8	28,174
NCL(TS)	-0,878	1,319	0,091	0,048	856,33	854,9	858,1	31,118
NCL(GT)	-0,784	1,04	0,086	0,044	854,74	854,9	856,6	30,927
NCL(SGT)	-1,751	10,882	0,085	0,03	861,82	869,6	867,3	33,226
NCL(GRMI)	-0,314	-0,401	0,104	0,17	846,2	856,1	844,55	27,982
Índice Showalter(GR)	-0,399	1,325	0,053	0,108	-0,0987	0,9	-0,15	1,91
Índice Showalter(TS)	0,853	2,421	0,06	0,048	0,3238	-0,2	0,1	2,071
Índice Showalter(GT)	0,696	2,436	0,052	0,044	0,2583	-0,2	0,1	2,049
Índice Showalter(SGT)	0,977	1,241	0,091	0,03	3,055	1,2	2,4	3,494
Índice Levantado(GR)	-0,006	-0,308	0,046	0,108	-2,99	-3	-2,95	1,73
Índice Levantado(TS)	0,706	1,832	0,068	0,048	-2,49	-2,1	-2,6	1,91
Índice Levantado(GT)	0,669	1,777	0,061	0,044	-2,55	-2,1	-2,7	1,9
Índice Levantado(SGT)	0,996	1,251	0,095	0,03	0,6656	-1,3	-0,1	3,593
Água Precipitável(GR)	-0,345	0,049	0,065	0,108	33,51	35,1	34,2	5,285
Água Precipitável(TS)	-0,32	-0,333	0,046	0,048	35,99	39,9	36,4	6,477
Água Precipitável(GT)	-0,266	-0,308	0,038	0,044	35,62	39,9	35,9	6,358
Água Precipitável(SGT)	0,017	-0,792	0,041	0,03	29,37	26,9	29,3	9,169
Água Precipitável(GRMI)	-0,252	0,111	0,076	0,17	35,08	36,9	35,45	4,885
Temperatura do ar à Superfície(GR)	0,129	-0,369	0,104	0,108	24,49	23,4	24	2,145
Temperatura do ar à Superfície(TS)	-0,174	-0,032	0,031	0,048	24,02	25	24	2,169
Temperatura do ar à Superfície(GT)	-0,118	-0,034	0,03	0,044	24,09	25	24	2,173
Temperatura do ar à Superfície(SGT)	-0,05	0,252	0,036	0,03	21,71	21	21,8	2,694
Temperatura do ar à Superfície(GRMI)	0,202	-0,413	0,09	0,17	25,06	23,4	25,2	1,851
Espessura(GR)	0,292	0,115	0,049	0,108	154,37	151	154,15	11,941
Espessura(TS)	3,566	42,722	0,071	0,048	152,21	153,2	151,7	12,878
Espessura(GT)	1,072	43,631	0,08	0,044	152,43	153,2	151,8	13,709
Espessura(SGT)	-0,374	9,669	0,056	0,03	152,32	150,3	152	14,869
Espessura(GRMI)	0,131	0,082	0,09	0,17	157,45	162	158,75	12,981
Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície(GR)	-1,232	2,516	0,102	0,108	17,72	18	18	1,957
Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície(TS)	-5,758	84,988	0,104	0,048	18,09	18	18,4	2,218
Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície(GT)	-0,989	2,443	0,094	0,044	18,06	18	18,3	1,85
Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície(SGT)	-2,069	17,286	0,086	0,03	16,2	17	16,6	2,719
Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície(GRMI)	-1,645	4,732	0,13	0,17	18,32	19	18,7	1,673

GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície

TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície

GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície

SGT - dias sem ocorrência de tempestade

GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis

Pelas análises do teste K-S, conclui-se que somente as variáveis e índices os quais se podem considerar distribuições do tipo normal são: NCL para GR e GRMI, tanto IS quanto IL para GR, AP para GR, TS, GT e GRMI, Temperatura do ar à Superfície para GR, TS, GT e GRMI, Espessura para GR e GRMI e Temperatura do Ponto de Orvalho

à Superfície para GR e GRMI. Porém, no caso de uma distribuição Gaussiana perfeita, onde os valores da média, mediana e moda coincidem (Martins, 2008), nota-se que para GR somente tem-se algo próximo disso para: IL, AP, Temperatura do ar à Superfície e Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície. No caso de TS e GT, apenas para a Temperatura do ar à Superfície. Por fim, para GRMI, a Temperatura do ar à Superfície e a Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície.

As distribuições das variáveis que apresentam *skewness* negativa são: NCL para todos os conjuntos de dados, tanto IS quanto IL somente para GR, AP para GR, TS, GT e GRMI, Temperatura do ar à Superfície para TS, GT e SGT e a Espessura para SGT. Isto indica que essas distribuições apresentam cauda deslocada à esquerda em relação a uma distribuição simétrica. As demais variáveis não mencionadas anteriormente apresentam distribuição com cauda deslocada à direita em relação a uma distribuição simétrica.

Ao examinar a Tabela 4.2, no caso da curtose, notam-se valores positivos para os seguintes conjuntos de dados: todos os conjuntos de NCL, exceto GRMI, de IS e da Espessura, enquanto para IL todos os conjuntos, com exceção de GR, para AP somente GR e GRMI e para a Temperatura do ar à Superfície apenas para SGT. Isto significa que estas distribuições são do tipo leptocúrtica, já as demais não mencionadas são do tipo platicúrtica.

Finalmente, quanto ao desvio-padrão, nota-se que para o NCL os casos GRMI possuem menor desvio-padrão, no caso de IS, IL e Espessura, isso se dá nos casos GR e para AP, Temperatura do ar à Superfície e Temperatura do Ponto de Orvalho, são dos casos GRMI. Nos resultados do desvio-padrão para todas as variáveis observam-se que os casos SGT tem o maior desvio-padrão. O que significa que quanto maior é o desvio-padrão de um conjunto de dados, tem-se que os dados são mais distantes e dispersos da média e no caso contrário, quanto menor o desvio-padrão, menos distantes e dispersos são os dados, ou seja, os dados são mais homogêneos.

A seguir, são apresentados os histogramas das distribuições de frequências relativas apenas para as variáveis e índices que apresentaram relevância nas análises dos *boxplots*. As linhas contínuas e tracejadas dos ajustes de curvas gaussianas presentes na maioria dos histogramas mostram o quanto cada distribuição de frequências se afasta da distribuição gaussiana perfeita.

A Figura 4.10 apresenta os histogramas de frequências relativas dos valores de NCL.

Nota-se que, em ambas as Figuras, 4.10a (linhas pretas) e 4.10b (linhas laranjas e azuis), os casos na CSP apresentam as maiores frequências relativas de NCL entre 840 hPa e 860 hPa, sendo que para os casos GR (linhas pretas), a frequência relativa é maior.

No caso de TS (linhas vermelhas), o pico da frequência relativa (Figura 4.10a) se dá entre 860 e 880 hPa, ou seja, o NCL é mais baixo nestes casos. Constata-se que, para os casos GR (linhas pretas) da Figura 4.10a, há maiores frequências relativas a partir de 740 até 860 hPa, correspondendo a aproximadamente 68 % dos casos, em relação a TS. Os casos de TS acima de 860 hPa possuem maiores frequências relativas, correspondendo a aproximadamente 44 % do total, em relação a GR.

Pelas análises do parágrafo anterior, conclui-se que, para o NCL mais baixo, há maior ocorrência de TS do que GR, ou seja, os casos de GR possuem menor umidade em baixos níveis, com a média dos casos entre a diferença da temperatura do ar à superfície e a temperatura do ponto de orvalho à superfície para GR maior do que TS (de aproximadamente 6,77 °C). No caso de TS, esta diferença é de aproximadamente 5,92 °C. Isto se deve ao fato da não ocorrência da brisa marítima no horário das 1200 UTC (horário da medida, que correspondente a 0900 h local, ou 1000 h local quando há horário de verão). Portanto, a temperatura do ponto de orvalho nesses casos são menores.

De acordo com Oliveira e Silva Dias (1982), a penetração da brisa marítima ocorre para mais dias do ano entre as 13 h e 14 h no horário local. Comparando-se os casos GT e SGT (Figura 4.10b), vê-se que não há muita diferença entre eles, apenas nos valores entre 880 e 920 hPa, ou seja, nos níveis mais baixos e próximos à superfície, onde o NCL dos casos SGT (linhas azuis) apresenta frequências relativas maiores do que em GT, correspondendo a aproximadamente 31 % do total.

A Figura 4.10c mostra que, para ambos os casos, GR e GRMI, na CSP, a maior frequência relativa de NCL é entre 840 hPa e 860 hPa, sendo que para os casos GR (linhas pretas) a frequência relativa é maior. Verifica-se que abaixo de 760 hPa e acima de 900 hPa não há casos GRMI, o que não é visto para os casos GR. As maiores frequências relativas para ambos se concentram entre 800 hPa e 880 hPa, correspondendo a aproximadamente 82 % do total.

Ao se analisar a soma das frequências relativas somente para as categorias de maior frequência (entre 820 e 880 hPa), verifica-se que aproximadamente 50 % dos casos GR, e 75 % dos casos GRMI caem nesse intervalo. Conclui-se, assim, que NCL é uma variável

termodinâmica sensível às diferenças entre os conjuntos GR e GRMI.

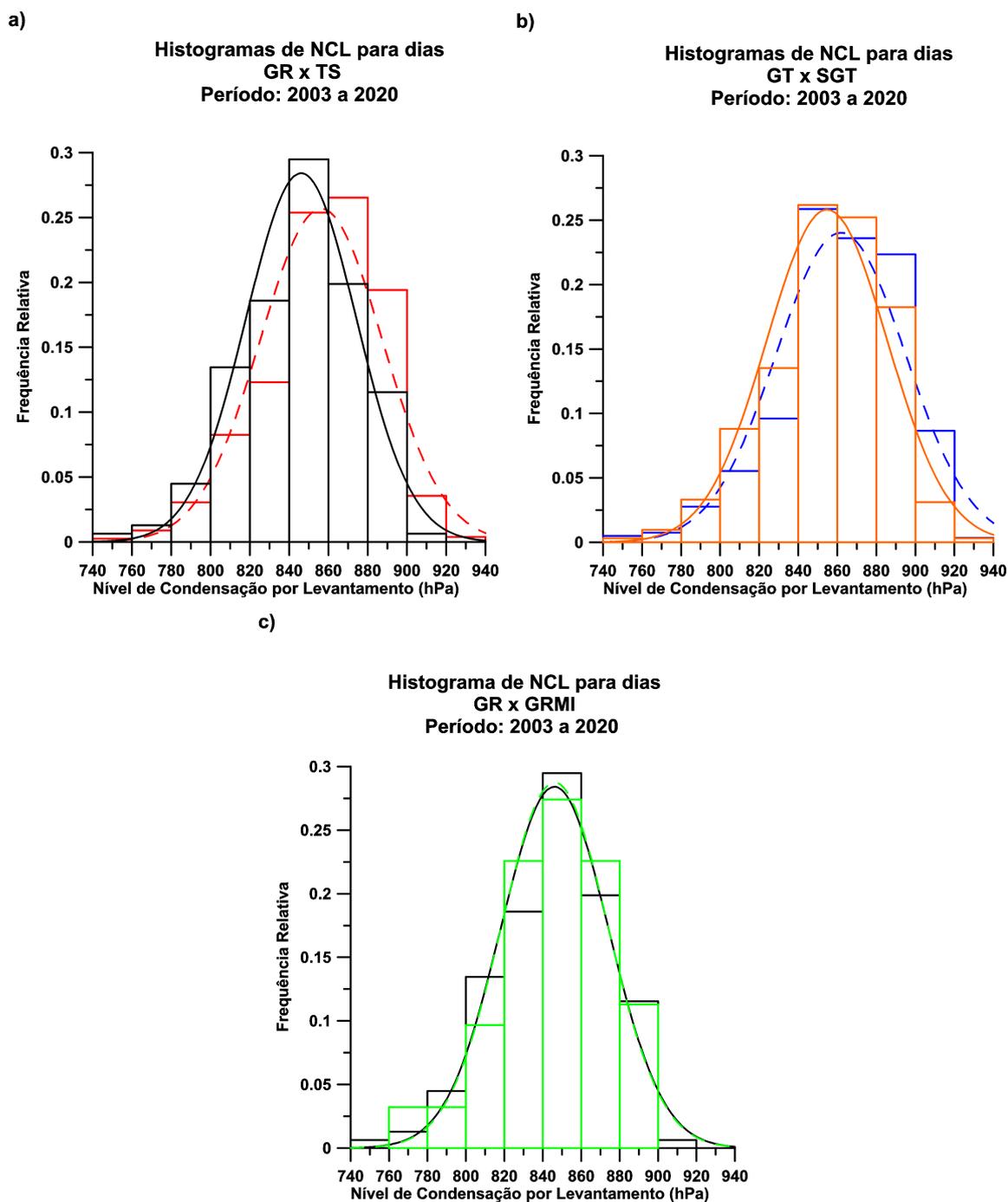


Figura 4.10: Histogramas de frequências relativas de NCL no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

A Figura 4.11 mostra os histogramas de frequências relativas dos valores de IS. Observando a Figura 4.11a os casos GR (linhas pretas) e a Figura 4.11b os casos SGT (linhas azuis) apresentam maiores frequências relativas para valores de IS entre 0 e 1 °C e entre 0 e 2 °C, respectivamente. Os casos TS (linhas vermelhas) na Figura 4.11a e na Figura 4.11b os casos GT (linhas laranjas) apresentam maiores frequências relativas para valores de IS entre -1 e 0 °C e entre -2 e 0 °C, respectivamente.

A análise da Figura 4.11a indica que os casos GR (linhas pretas) possuem maiores frequências relativas de IS em relação a TS (linhas vermelhas): entre -6 e -3 °C, correspondendo a aproximadamente 5 % dos casos, entre -2 e -1 °C (≈ 20 % dos casos) e entre 0 e 1 °C (≈ 22 % dos casos). Acima de 1 °C, há o predomínio das maiores frequências relativas de TS (linhas vermelhas) (≈ 32 % do total). Para os casos SGT (linhas azuis) e GT (linhas laranjas) na Figura 4.11b, as maiores frequências relativas de GT são para IS entre -6 e 2 °C (≈ 83 % do total). Acima de 8 °C não há casos de GT e acima de 2 °C há uma porcentagem predominante de 53 % de casos em relação ao total de SGT sobre GT.

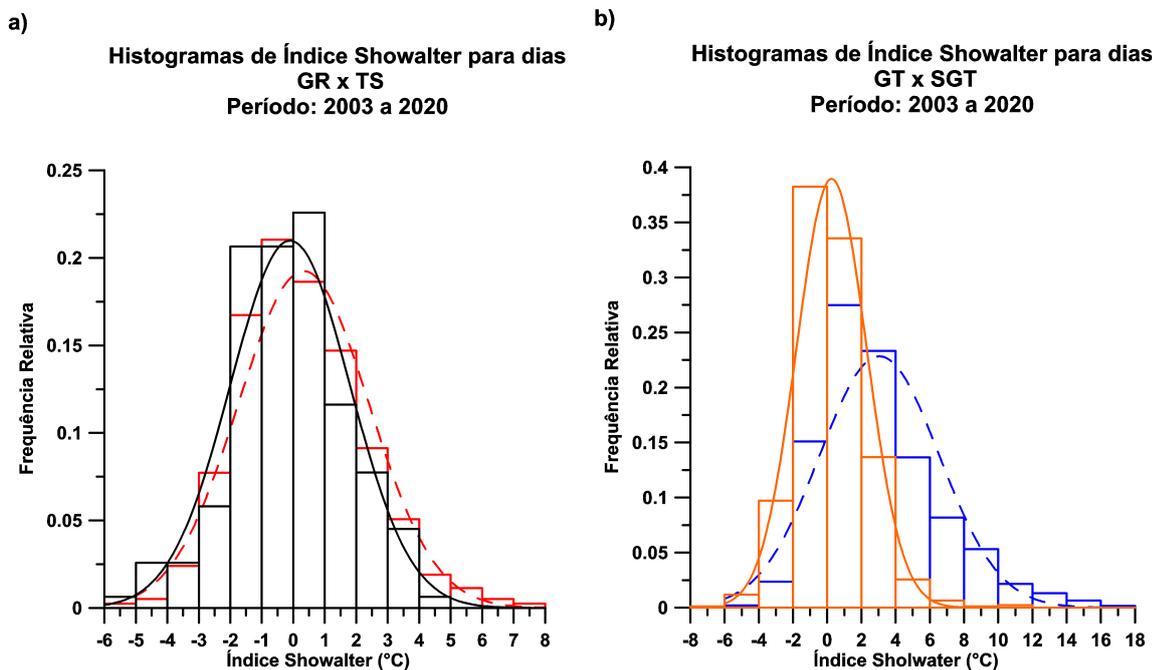


Figura 4.11: Histogramas de frequências relativas de IS no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas e b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície e SGT - dias sem ocorrência de tempestade.

A Figura 4.12 exhibe os histogramas de frequências relativas dos valores de IL. Os casos GR (linhas pretas) e TS (linhas vermelhas) na Figura 4.12a, e na Figura 4.12b os casos GT (linhas laranjas), apresentam maiores frequências relativas para valores de IL entre -3 e -2 °C e entre -4 e -2 °C, respectivamente. Na Figura 4.12b, os casos SGT (linhas azuis) apresentam maiores frequências relativas para valores de IL entre -2 e 0 °C.

Na Figura 4.12a, vê-se que os casos GR (linhas pretas) possuem maiores frequências relativas de IL em relação a TS (linhas vermelhas) para valores entre -8 e -4 °C ($\approx 31\%$ dos casos), e entre -2 e 0 °C ($\approx 26\%$ dos casos). Entre -4 e -2 °C, há o predomínio das maiores frequências relativas de TS (linhas vermelhas), correspondendo a aproximadamente 44 % do total, e acima de 0 °C também ($\approx 9\%$ do total). Em relação aos casos SGT (linhas azuis) e GT (linhas laranjas) na Figura 4.12b, as maiores frequências relativas de GT são para IL entre -8 e -2 °C ($\approx 67\%$ do total). Acima de 4 °C não há casos de GT. As maiores frequências relativas de SGT são acima de -2 °C ($\approx 76\%$ em relação ao total).

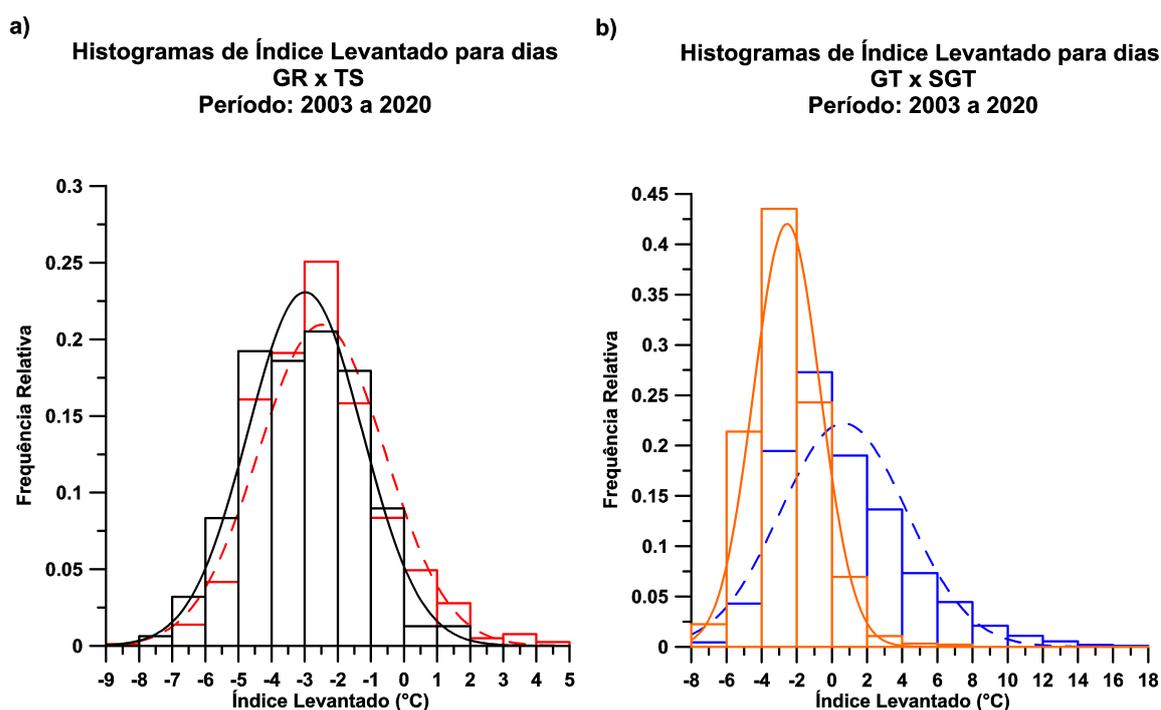


Figura 4.12: Histogramas de frequências relativas de IL no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas e b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície e SGT - dias sem ocorrência de tempestade.

Na Figura 4.13 têm-se os histogramas de frequências relativas dos valores de CAPE. Na Figura 4.13a, evidentemente, os casos de GR (linhas pretas) e TS (linhas vermelhas) e na Figura 4.13b os casos de GT (linhas laranjas) e SGT (linhas azuis) apresentam maiores frequências relativas para valores de CAPE entre 0 e 400 J kg^{-1} . Para CAPE acima de 2000 J kg^{-1} praticamente não há casos SGT, sendo que acima de 2400 J kg^{-1} há maior instabilidade disponível para a ocorrência de tempestades.

Os casos GR (linhas pretas) da Figura 4.13a possuem maiores frequências relativas de CAPE em relação a TS (linhas vermelhas) entre 800 e 2800 J kg^{-1} ($\approx 53 \%$ dos casos). Entre 0 e 800 J kg^{-1} há o predomínio das maiores frequências relativas de TS (linhas vermelhas), correspondendo a 57% do total e acima de 2800 J kg^{-1} ($\approx 1 \%$ do total). Já na Figura 4.13b as maiores frequências relativas de GT são para CAPE acima de 400 J kg^{-1} , correspondendo a aproximadamente 65% do total e para SGT são entre 0 e 400 J kg^{-1} ($\approx 70 \%$ em relação ao total). A partir de 1200 J kg^{-1} , tem-se uma queda significativa da frequência relativa dos casos SGT em relação a GT, logo, tem-se para GT 22% em relação ao total enquanto para SGT tem-se 5% em relação ao total.

Na Figura 4.13c, vê-se que a maior frequência relativa para GRMI é entre 800 e 1200 J kg^{-1} , mas comparando-se com os casos GR têm-se que o pico é entre 0 e 400 J kg^{-1} . Acima de 2800 J kg^{-1} não há nenhum caso GRMI, o que não ocorre para GR. Nota-se que as frequências relativas de GRMI entre 800 e 2800 J kg^{-1} são maiores em relação a GR ($\approx 78 \%$ do total). Logo, percebe-se que a maioria dos casos GRMI possuem CAPE mais elevada do que os casos GR.

A Figura 4.14 apresenta os histogramas de frequências relativas dos valores de CINE. Nas Figuras 4.14a e 4.14b, notam-se que todos os conjuntos de dados apresentam maiores frequências relativas para valores de CINE entre 0 a 40 J kg^{-1} em valores absolutos.

Na Figura 4.14a vê-se, para os casos GR (linhas pretas), que estes possuem maiores frequências relativas de CINE em relação a TS (linhas vermelhas) entre 40 e 160 J kg^{-1} , representando o equivalente a aproximadamente 51% dos casos e acima de 240 J kg^{-1} , correspondendo a aproximadamente 6% dos casos. Entre 0 e 40 J kg^{-1} há o predomínio das maiores frequências relativas de TS (linhas vermelhas), sendo aproximadamente 47% do total e entre 160 e 240 J kg^{-1} também correspondendo a 6% do total. Já na Figura 4.14b, as maiores frequências relativas de GT são para CINE entre 0 e 120 J kg^{-1} , correspondendo a aproximadamente 84% do total e, para SGT, são para CINE acima de

120 J kg^{-1} , representando aproximadamente 22 % em relação ao total.

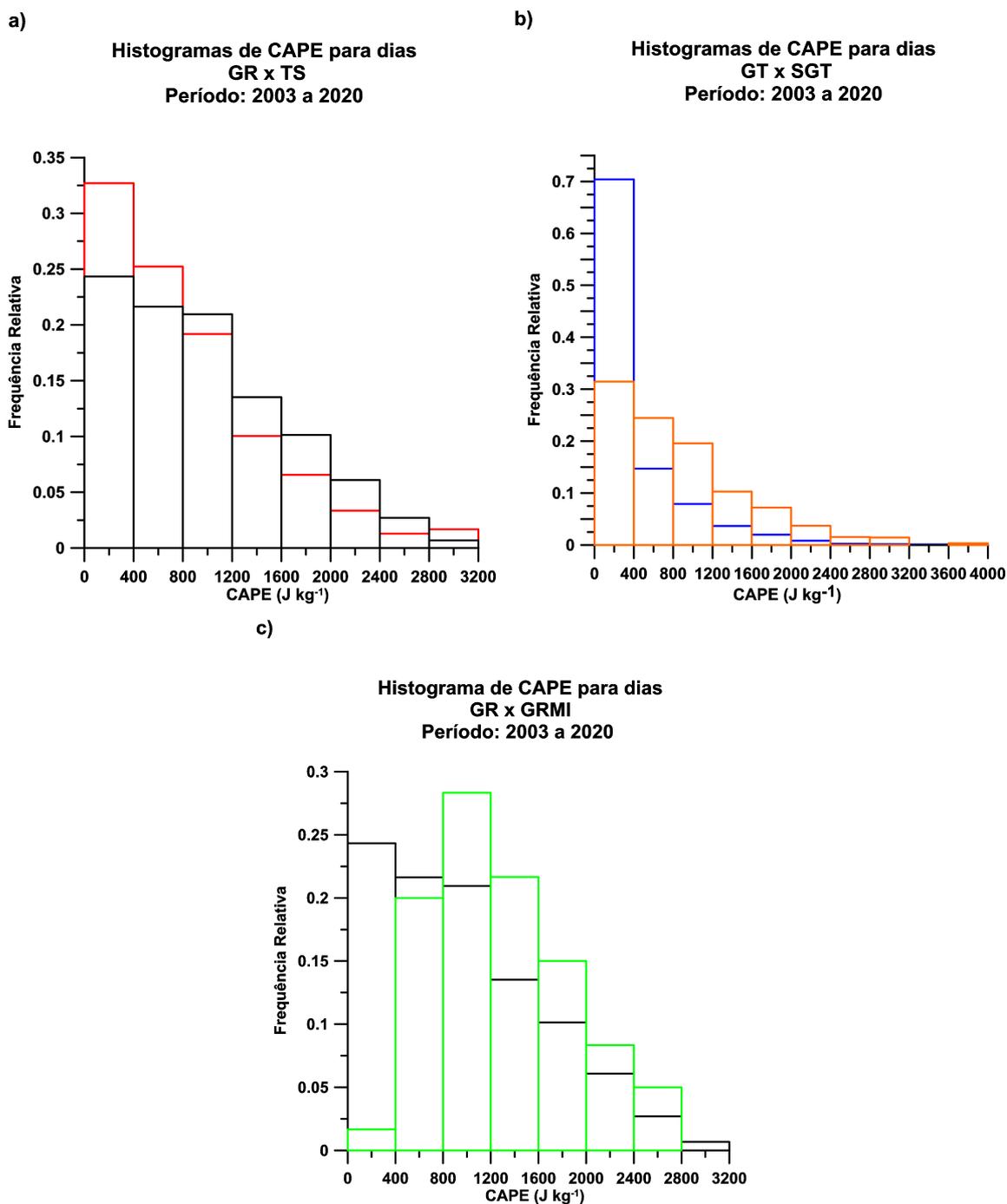


Figura 4.13: Histogramas de frequências relativas de CAPE no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

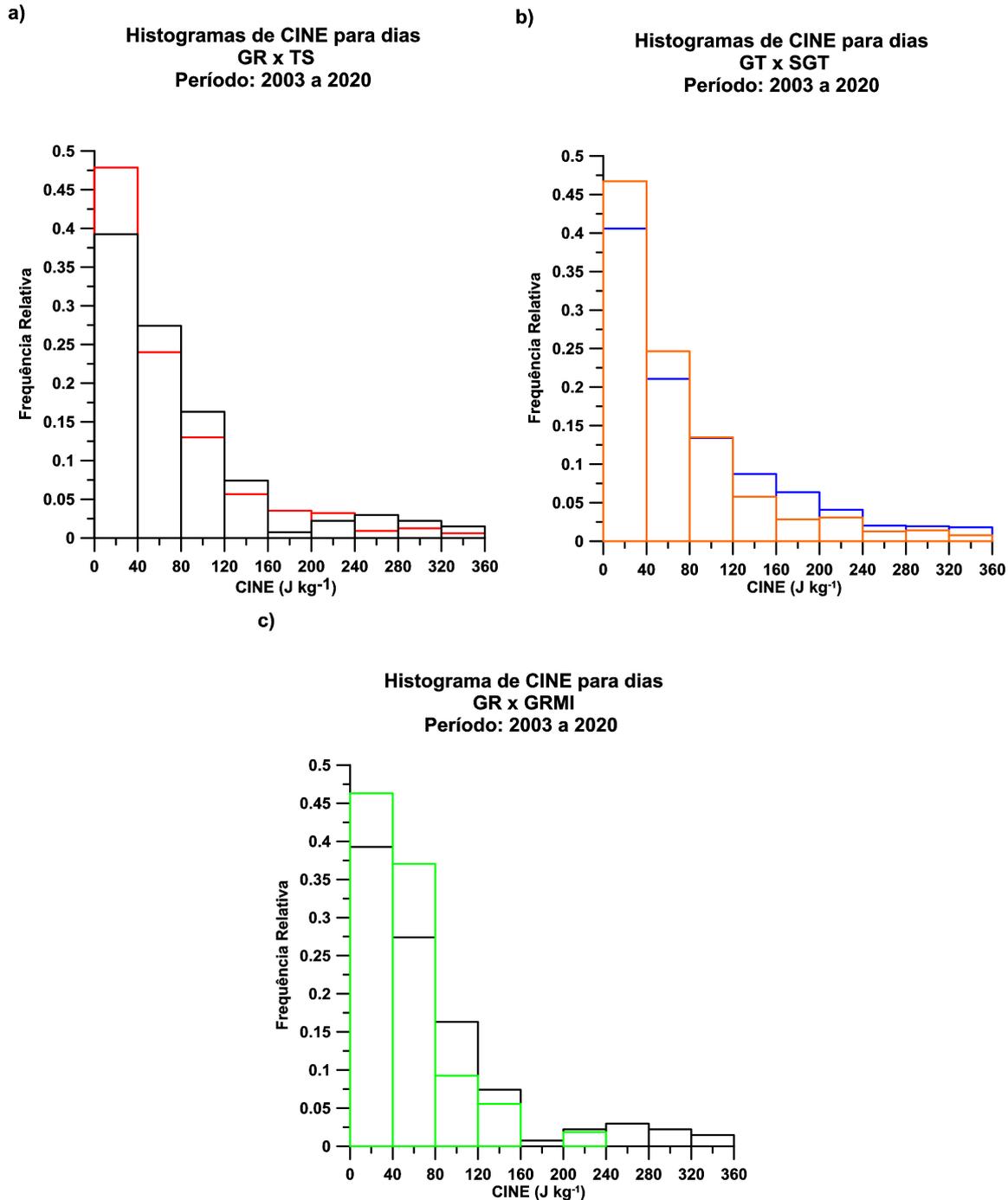


Figura 4.14: Histogramas de frequências relativas de CINE no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

A CINE apresentada na Figura 4.14c indica que ambos os casos, GR e GRMI, apresentam maiores frequências relativas para valores de CINE entre 0 a $40 J kg^{-1}$, com GRMI sendo maior do que GR. Para os casos GRMI, tem-se que não há casos de CINE entre 160 e $200 J kg^{-1}$ e nem acima de $240 J kg^{-1}$. As maiores frequências relativas em relação aos casos GR se concentram entre 0 e $80 J kg^{-1}$ ($\approx 83\%$ do total). Os casos GR ($\approx 22\%$ do total) tendem a apresentar CINE mais elevado do que os casos GRMI.

Na Figura 4.15, mostram-se os histogramas de frequências relativas dos valores de cisalhamento vertical do vento horizontal. Segundo Weisman e Klemp (1986), o vetor cisalhamento vertical do vento horizontal exerce função fundamental na estrutura, no tipo das tempestades e estabelece uma relação entre as tempestades de Cbs e as variáveis ambientes dentro da qual elas se desenvolvem. Os tipos básicos de tempestades originadas sob a influência do cisalhamento vertical incluem células isoladas de curta duração, aglomerados multicelulares e supercélulas.

A existência de dois mecanismos físicos podem explicar a capacidade organizacional do cisalhamento vertical do vento: a habilidade de uma frente de rajada originada em uma célula convectiva anterior em acionar novas células convectivas e a habilidade da corrente ascendente em interagir com o cisalhamento vertical do vento ambiente para produzir uma estrutura de tempestade aprimorada, quase constante (Weisman e Klemp, 1986). Desde Byers e Braham (1949), sabe-se que o intenso cisalhamento vertical do vento é prejudicial ao crescimento de fracas atividades convectivas, pois se observa que as nuvens se "partem" com cisalhamento muito forte. No entanto, grandes elementos convectivos parecem justamente ter sua intensificação devido ao cisalhamento.

Nas Figuras 4.15a e 4.15b percebe-se que as distribuições apresentam maiores frequências relativas para valores de cisalhamento entre $0,4$ e $1,2 \times 10^{-3} s^{-1}$ [que significa cisalhamento fraco, segundo (Weisman e Klemp, 1986)] e as células tendem a ser mais isoladas. Entre $0,8$ e $1,2 \times 10^{-3} s^{-1}$ encontra-se o pico das frequências relativas das distribuições. Os casos GR (linhas pretas) da Figura 4.15a possuem maiores frequências relativas de cisalhamento em relação a TS (linhas vermelhas) entre $0,4$ e $1,2 \times 10^{-3} s^{-1}$ ($\approx 62\%$ dos casos) e entre $3,2$ e $3,6 \times 10^{-3} s^{-1}$ ($\approx 0,9\%$ dos casos). Entre 0 e $0,4 \times 10^{-3} s^{-1}$ há o predomínio das maiores frequências relativas de TS (linhas vermelhas) ($\approx 5\%$ do total), e entre $1,2$ e $3,2 \times 10^{-3} s^{-1}$ ($\approx 46\%$ do total).

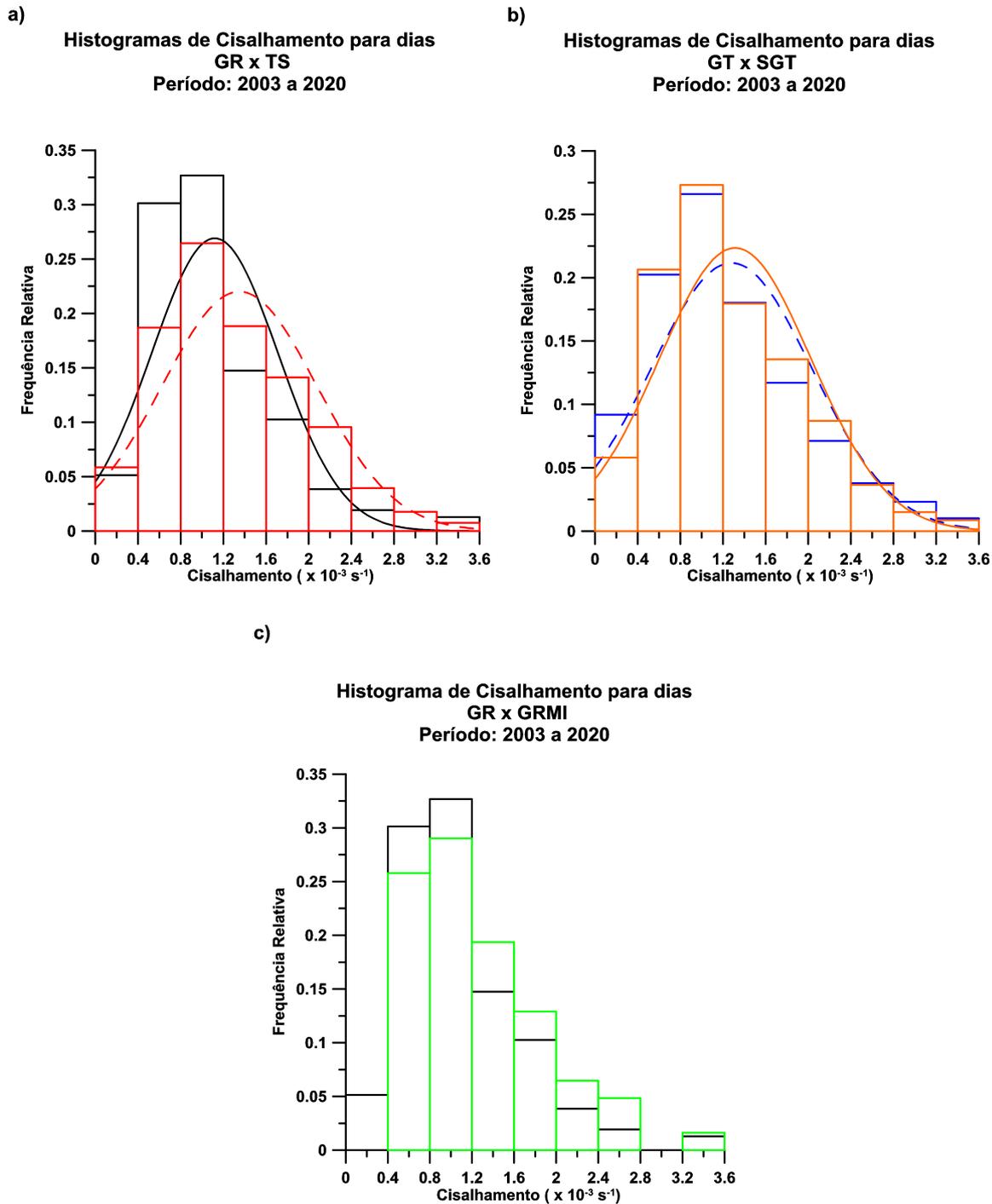


Figura 4.15: Histogramas de frequências relativas de cisalhamento vertical do vento horizontal no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

Em relação aos casos SGT (linhas azuis) e GT (linhas laranjas), vê-se na Figura 4.15b que as maiores diferenças das frequências relativas de GT são para cisalhamento entre $1,6$ e $2,4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, correspondendo a aproximadamente 22 % do total. Para SGT, as maiores diferenças das frequências relativas em comparação são entre $0,0$ e $0,4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\approx 9,4\%$ em relação ao total), e entre $2,8$ e $3,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\approx 2\%$ em relação ao total).

Perante o exposto nos parágrafos anteriores, conclui-se que o cisalhamento do vento é mais fraco para dias GR do que para dias TS, isto entre $1,2$ e $3,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, correspondendo a $\approx 46\%$ em relação ao total de TS, assim vê-se que apresentam cisalhamento nitidamente mais intenso. Isto indica que a ocorrência de granizo em superfície nos meses quentes da CSP está associada com a existência de correntes ascendentes que são mais verticais e com células de Cbs que não se desenvolvem em grandes tempestades multicelulares. Sendo assim, a CSP apresenta uma situação parecida com a das regiões tropicais, onde não há considerável gradiente horizontal de temperatura que possa influenciar esta variável de forma significativa a fim de contribuir para a formação de tempestades multicelulares naquela região do planeta (Weisman e Klemp, 1986).

Os casos GRMI, para o cisalhamento (Figura 4.15c) apresentam maiores frequências relativas para valores de cisalhamento entre $0,8$ e $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ [o que indica cisalhamento fraco segundo (Weisman e Klemp, 1986)], resultado similar aos casos GR. Não há casos GRMI de cisalhamento entre $2,8$ e $3,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, e isto também ocorre com GR. Tanto para GRMI quanto para GR, as maiores frequências relativas se concentram entre $0,4$ e $1,6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\approx 74\%$ do total no caso GRMI). Acima de $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, as frequências relativas de GRMI são maiores que as de GR ($\approx 42\%$ do total). Logo, $\approx 42\%$ do total dos casos GRMI tendem a valores mais elevados de cisalhamento.

A Figura 4.16 exhibe os histogramas de frequências relativas dos valores de AP. A maior frequência relativa para valores de AP, como pode ser observado na Figura 4.16a para GR (linhas pretas), é entre 32 e 36 mm. Já para TS, linhas vermelhas na Figura 4.16a, é entre 36 e 40 mm. Na Figura 4.16b, os casos de GT (linhas laranjas) apresentam maiores frequências relativas para valores de AP entre 36 e 40 mm. Na Figura 4.16b, os casos de SGT (linhas azuis) apresentam maiores frequências relativas para valores de AP entre 24 e 32 mm.

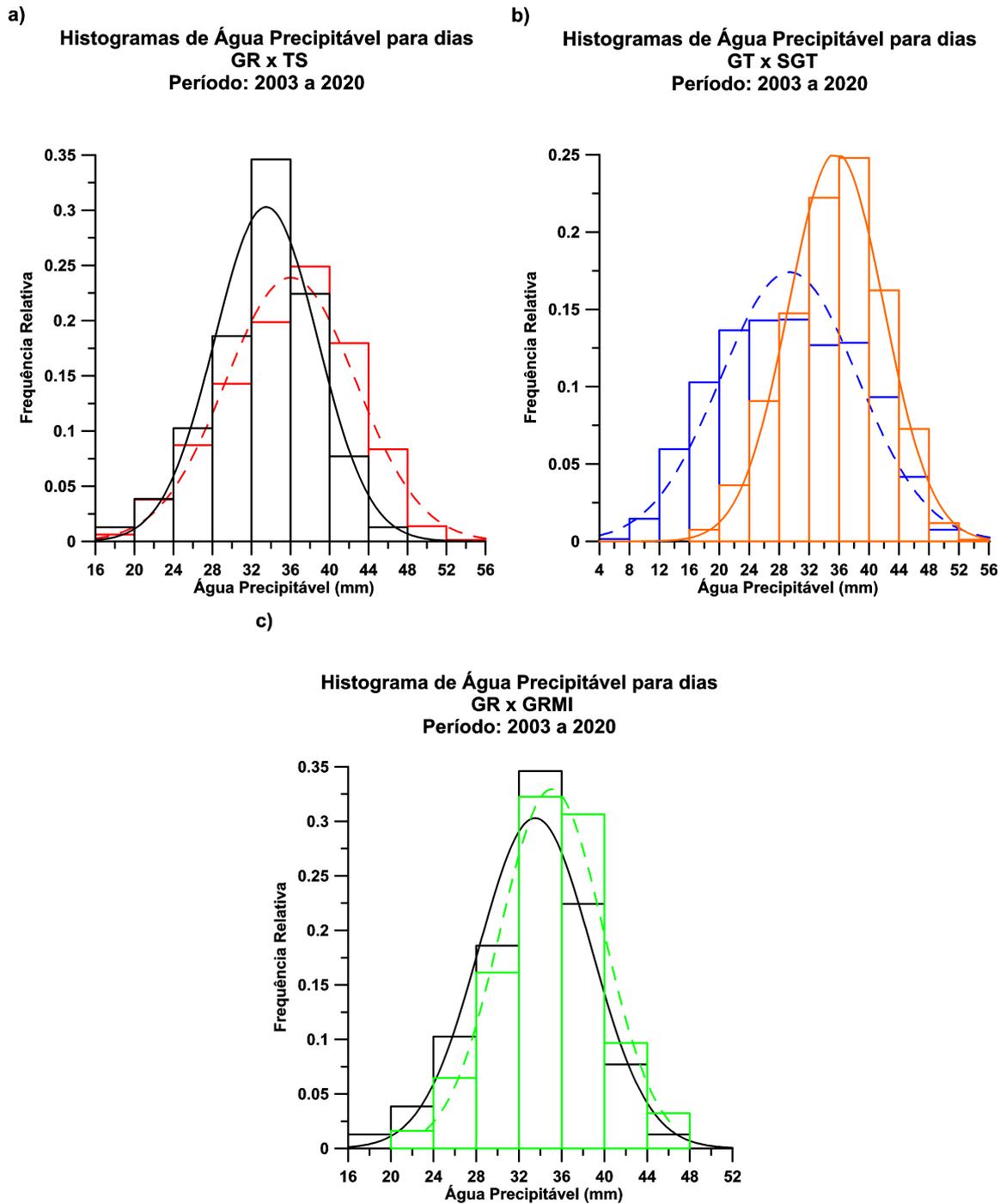


Figura 4.16: Histogramas de frequências relativas de AP no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

No caso de GR (linhas pretas) da Figura 4.16a, as maiores frequências relativas de AP em relação a TS (linhas vermelhas) são entre 16 e 36 mm, o equivalente a aproximadamente 63 % dos casos (entre 24 e 36 mm). No entanto, ambos possuem frequências relativas iguais entre 20 e 24 mm (≈ 3 % dos casos). Há o predomínio das maiores frequências relativas de TS (linhas vermelhas) acima de 36 mm (≈ 52 % do total). Nota-se que acima de 48 mm não há casos GR. Comparando-se GT com SGT na Figura 4.16b, identificam-se grandes diferenças. Para os casos SGT (linhas azuis) e GT (linhas laranjas), as maiores frequências relativas de GT são para AP acima de 28 mm (≈ 43 % do total). Para SGT, as maiores frequências relativas são entre 8 e 28 mm (≈ 56 % em relação ao total). Não há casos GT abaixo de 16 mm.

Na AP (Figura 4.16c), para ambos os casos (GR e GRMI), encontra-se o pico da distribuição de frequência relativa entre 32 e 36 mm, com a frequência relativa de GR maior que a de GRMI. As maiores frequências relativas se concentram entre 32 e 40 mm (≈ 64 % do total dos caso de GRMI). O mesmo ocorre para GR. Nota-se que, acima de 36 mm, os casos GRMI possuem frequências relativas maiores do que GR (≈ 77 % do total). Com isso, observa-se que os casos GRMI possuem maiores valores de AP em relação aos casos GR.

A Figura 4.17 mostra os histogramas de frequências relativas dos valores de Temperatura do ar à Superfície. Para a variável Temperatura do ar à Superfície, tem-se que a maior frequência relativa, observável na Figura 4.17a para GR (linhas preta), está entre 23 e 24 °C. Para TS, linhas vermelhas na Figura 4.17a, a maior frequência está entre 24 e 25 °C. Os casos GT, linhas laranjas na Figura 4.17b, exibem maiores frequências relativas para valores de Temperatura do ar à Superfície entre 22 e 24 °C. Já na Figura 4.17b, os casos de SGT (linhas azuis) apresentam maiores frequências relativas para valores de Temperatura do ar à Superfície entre 20 e 22 °C.

O caso TS (linhas vermelhas) da Figura 4.17a apresenta as maiores frequências relativas de Temperatura do ar à Superfície em relação a GR (linhas pretas), entre 17 e 21 °C (≈ 9 % dos casos), com exceção entre 18 e 19 °C onde GR e TS possuem frequências relativas não muito diferentes entre si. Outros casos onde TS possui frequências relativas maiores do que GR são entre 22 e 23 °C (≈ 15 % do total), e entre 24 e 25 °C (≈ 19 % do total). Acima de 25 °C, há o predomínio das maiores frequências relativas de GR (linhas pretas), referente a aproximadamente 39 % do total. Entre 21 e 22 °C e entre 23 e 24 °C também

há as maiores frequências para GR em relação a TS, correspondendo a aproximadamente 10 % e 24 % dos casos, respectivamente. Nota-se que abaixo de 18 °C não há casos GR, assim como acima de 30 °C não há casos GR e nem TS. A Figura 4.17a também realça que a Temperatura do ar à Superfície nos casos GR tende a ser mais elevada em relação aos casos TS (aproximadamente 39 % dos casos GR).

Comparando-se GT com SGT na Figura 4.17b, identificam-se grandes diferenças. Nesta figura (casos SGT em linhas azuis e casos GT em linhas laranjas), as maiores frequências relativas de GT para Temperatura do ar à Superfície estão acima de 22 °C (≈ 83 % do total). Para SGT as maiores frequências relativas são entre 14 e 22 °C (≈ 50 % em relação ao total).

Acerca da Figura 4.17c, para os casos GRMI, identifica-se que as maiores frequências relativas da Temperatura do ar à Superfície são entre 25 e 26 °C. Entretanto, as maiores frequências para GR estão entre 23 e 24 °C, ou seja, em dias GRMI, a superfície tende a ser mais quente. Para ambos, GR e GRMI, as maiores frequências relativas se concentram entre 22 e 27 °C, sendo que, para o último (≈ 83 % do total). Não há casos GRMI com temperatura abaixo de 21 °C e nem acima de 30 °C. Acima desse valor, também não há casos GR.

A Figura 4.18 apresenta os histogramas de frequências relativas dos valores de Espessura entre os níveis onde a temperatura do ar é entre -10 °C e -30 °C, estando dentro ou não de uma nuvem Cb. A maior frequência relativa para valores de Espessura, como pode ser observado nas Figuras 4.18a e 4.18b para todos os conjuntos de dados é entre 150 e 160 hPa. Analisando GR (linhas pretas) na Figura 4.18a, as maiores frequências relativas de Espessura em relação a TS (linhas vermelhas) estão acima de 160 hPa (≈ 33 % dos casos). Entretanto, entre 130 e 140 hPa, GR e TS são próximos, correspondendo a 10 % dos casos. Abaixo de 130 hPa, praticamente não há casos GR, e entre 140 e 160 hPa há o predomínio das maiores frequências relativas de TS (linhas vermelhas) (≈ 67 % do total). Acima de 190 hPa, praticamente não há casos TS.

Nos casos de SGT (linhas azuis) e GT (linhas laranjas) na Figura 4.18b, as maiores frequências relativas de GT são para Espessura entre 140 e 170 hPa (≈ 83 % do total). Para SGT, as maiores frequências relativas estão entre 120 e 140 hPa, com uma porcentagem de aproximadamente 18 %, e também acima de 170 hPa (≈ 9 % em relação ao total). Entre 190 e 200 hPa, praticamente não há casos GT. Acima de 200 hPa, não há casos SGT e

nem GT.

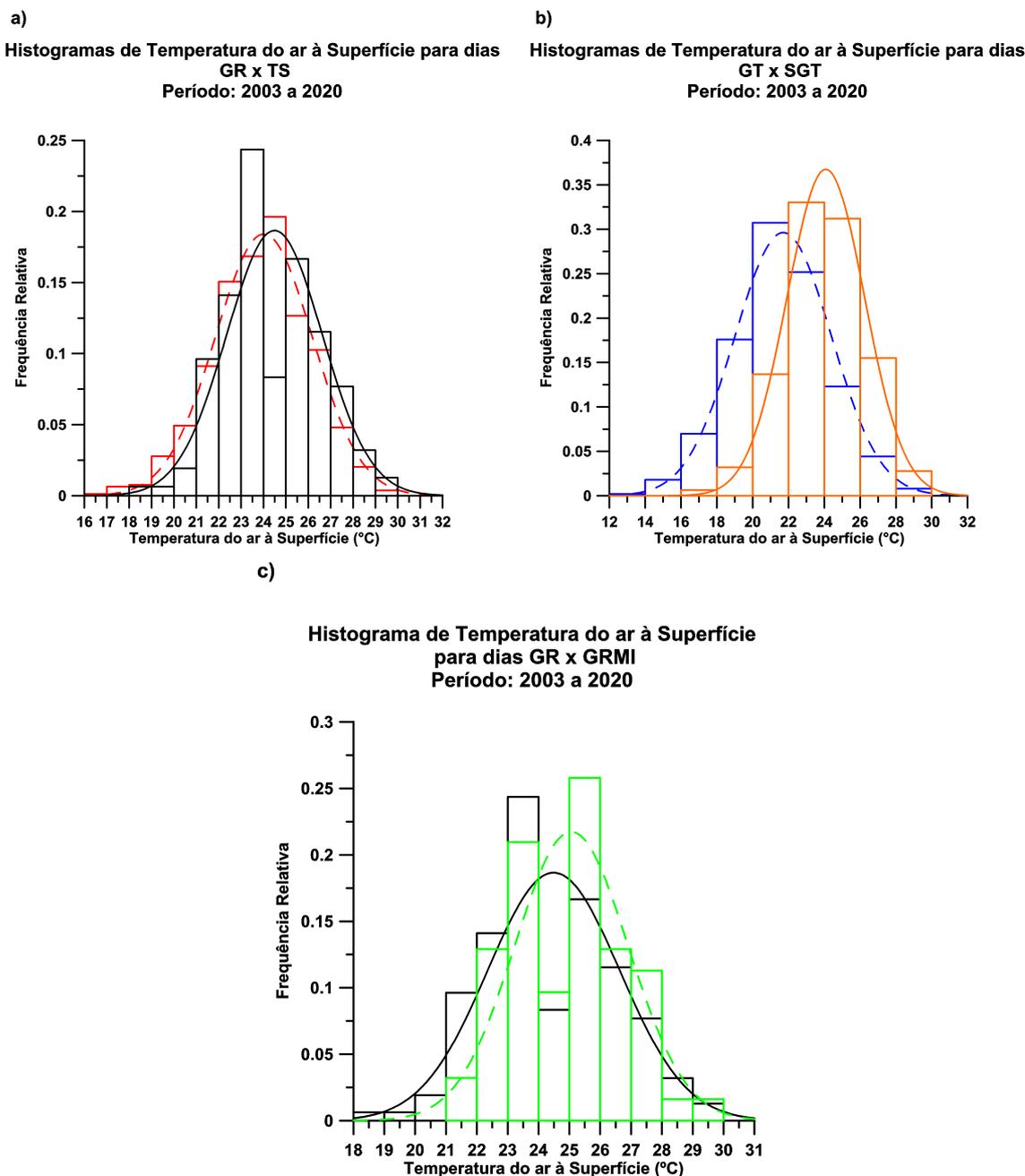


Figura 4.17: Histogramas de frequências relativas de Temperatura do ar à Superfície no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

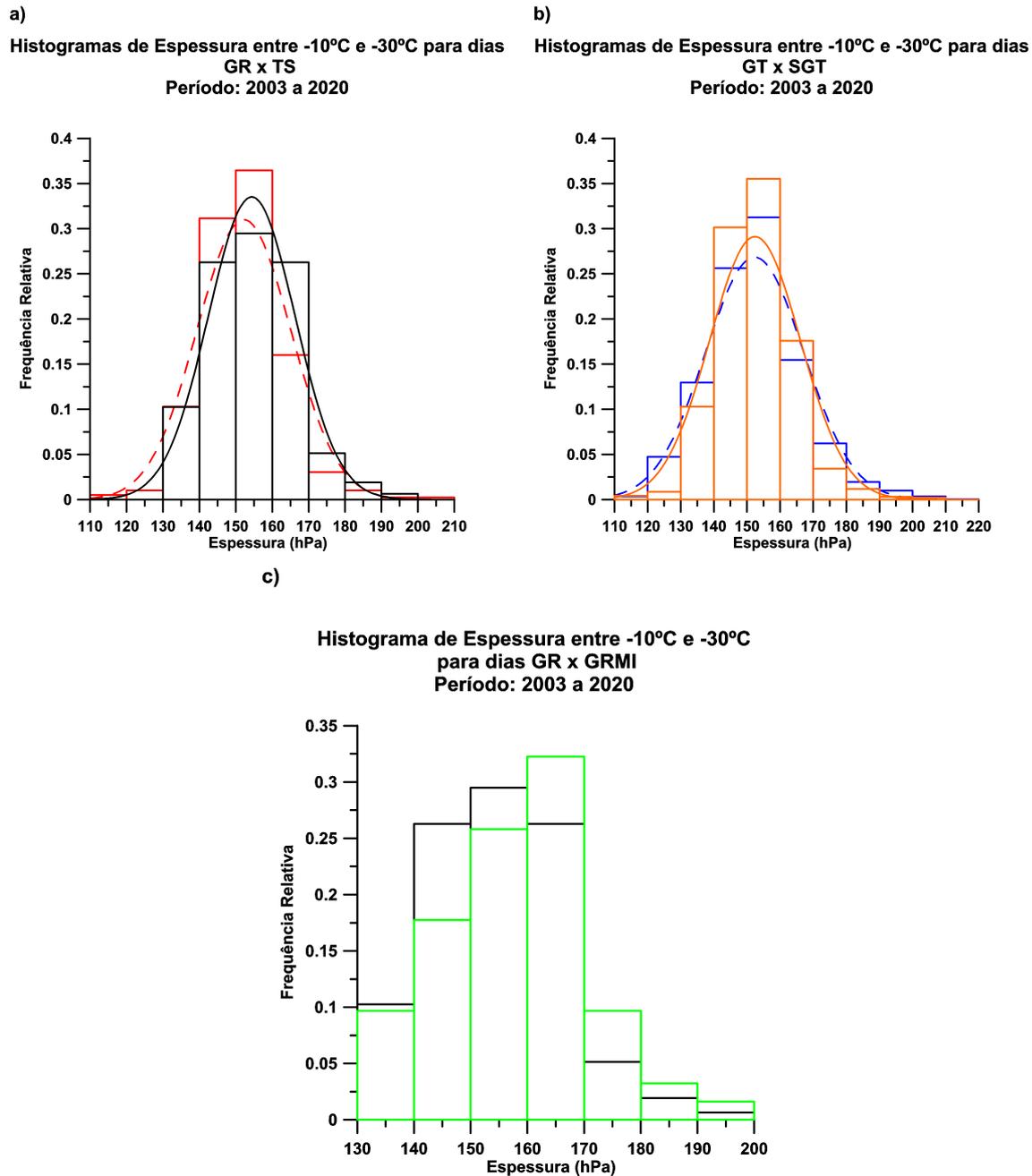


Figura 4.18: Histogramas de frequências relativas de Espessura entre os níveis onde a temperatura está entre -10 °C e -30 °C no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

No que diz respeito aos valores de Espessura mostrados na Figura 4.18c, nota-se que as maiores frequências relativas estão entre 160 e 170 hPa para GRMI, enquanto, para GR,

estão entre 150 e 160 hPa. Logo, neste caso a espessura tende a ser menor. Para finalizar, as maiores frequências relativas se concentram entre 140 e 170 hPa para GR e GRMI e, para este último, isto é algo em torno de 76 % do total. Acima de 160 hPa, os casos GRMI possuem maiores frequências relativas em relação a GR ($\approx 47\%$).

A Figura 4.19 apresenta os histogramas de frequências relativas dos valores de Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície. Nota-se que a maior frequência relativa observada na Figura 4.19a para GR (linhas preta) fica entre 17 e 18 °C. Para TS (linhas vermelhas) e GT (linhas laranjas), apresentados nas Figuras 4.19a e 4.19b, respectivamente, fica entre 18 e 19 °C. Para SGT, mostrada na Figura 4.19b, fica entre 16 e 17 °C. Isto mostra que os casos TS e GT no pico da distribuição possuem maior valor para esta variável, enquanto dias SGT apresentam o menor valor.

Na Figura 4.19a, nota-se que TS (linhas vermelhas) possui as maiores frequências relativas de Temperatura do Ponto de Orvalho em relação a GR (linhas pretas), acima de 18 °C ($\approx 57\%$ dos casos). Outra situação onde TS possui frequência relativa maior do que GR aparece entre 13 e 14 °C ($\approx 1\%$ do total). Entre 14 e 18 °C, há o predomínio das maiores frequências relativas de GR (linhas pretas), referente a aproximadamente 48 % do total. Outro caso de predomínio para GR em comparação a TS é entre 10 e 12 °C ($\approx 2\%$). Nota-se que, abaixo de 11 °C e acima de 24 °C, praticamente não há casos TS, enquanto, acima de 22 °C, não há casos GR. Conclui-se desta figura que a Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície nos casos TS tende a ser mais elevada em relação aos casos GR para aproximadamente $\approx 57\%$ dos casos.

A análise da Figura 4.19b indica grandes diferenças entre GT e SGT. Para os casos SGT (linhas azuis) e GT (linhas laranjas) da Figura 4.19b, as maiores frequências relativas de GT são para Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície acima de 17 °C ($\approx 55\%$ do total). Para SGT, as maiores frequências relativas estão entre 10 e 17 °C ($\approx 41\%$ do total).

Por fim, para os casos GRMI, mostrados na Figura 4.19c, identifica-se que o pico da frequência relativa da Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície para GRMI se dá entre 18 e 19 °C. Entretanto, para GR é entre 17 e 18 °C, ou seja, em dias GRMI a Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície tende a ser mais elevada. Para ambos GR e GRMI, as maiores frequências relativas se concentram entre 17 e 20 °C, sendo que para o último, isto é equivalente a aproximadamente 74 % do total onde as frequências relativas

de GRMI são maiores que GR. Não há casos GRMI com temperatura abaixo de 11 °C e nem acima de 21 °C ou entre 12 e 13 °C. Para GR, não há casos com temperatura acima de 22 °C.

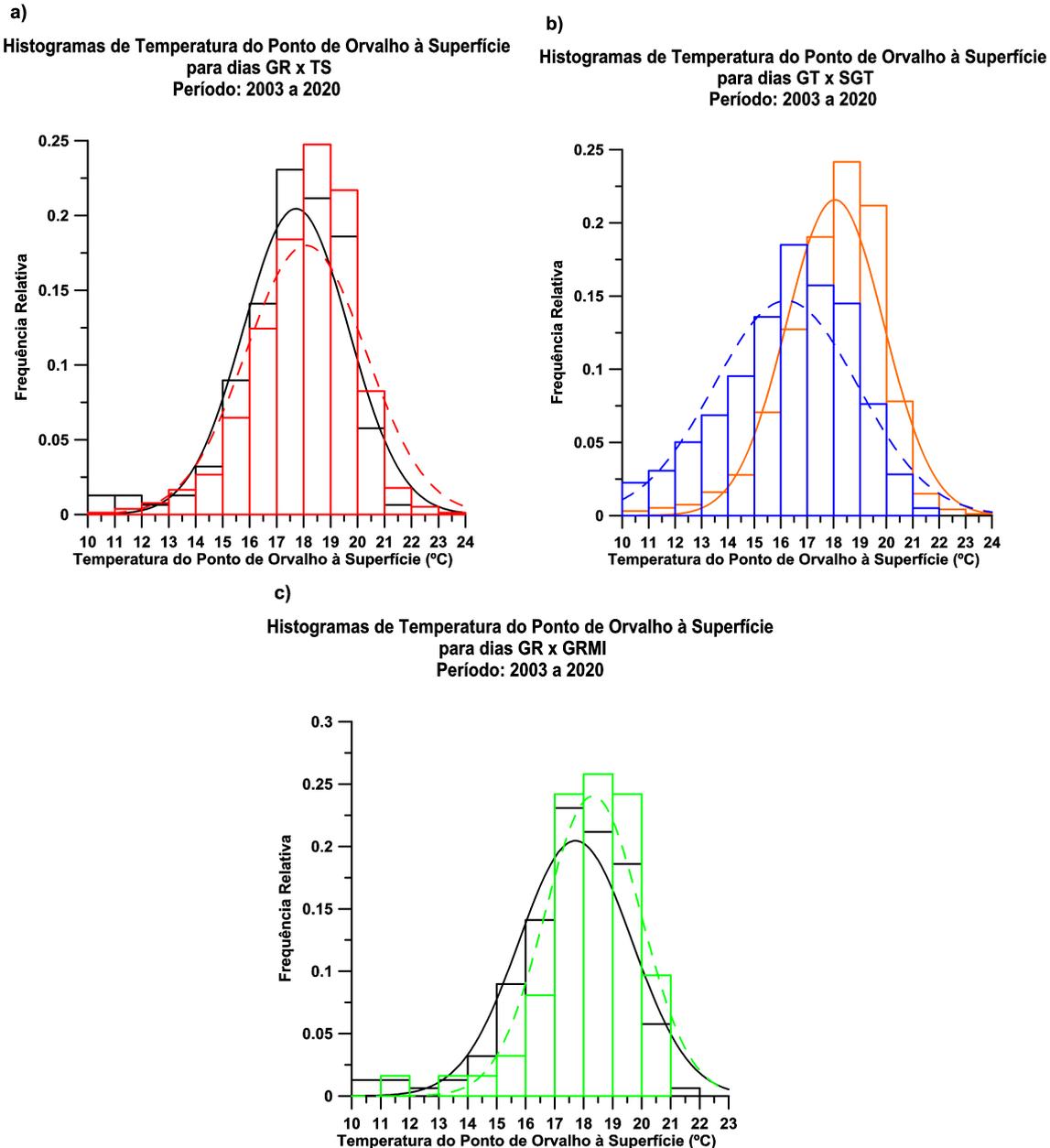


Figura 4.19: Histogramas de frequências relativas de Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) os dias GR advindos do SBMT, SBSP, AF e CGE são representados pelas linhas pretas e os dias TS advindos do SBMT, SBSP e AF são representados pelas linhas vermelhas, b) os dias GT são representados pelas linhas laranjas e os dias SGT são representados pelas linhas azuis e c) os dias GR são representados pelas linhas pretas e os dias GRMI são representados pelas linhas verdes. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície, TS - dias com observação de cumulonimbus na cidade, mas sem registro de granizo à superfície, GT - dias com tempestade com ou sem registro de granizo à superfície, SGT - dias sem ocorrência de tempestade e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

4.2.3 Teste F e t de Student de índices e variáveis termodinâmicas

A Tabela 4.3 apresenta os resultados obtidos do teste F apenas para as variáveis e índices que apresentaram relevância nas análises dos *boxplots*. A partir dos resultados presentes na Tabela 4.3 pode-se então aplicar em sequência o teste t de *Student* mostrado na Tabela 4.4.

Tabela 4.3 - Resultado do teste F para as variáveis listadas na 1a. coluna.

$\alpha = 5\%$	Comparação de variâncias com o Teste F					
Variável	p-value(GR x TS)	p-value(GT x SGT)	p-value(GR x GRMI)	GR x TS	GT x SGT	GR x GRMI
NCL	0,1247	0,01174	0,9739	Aceita H0	Rejeita H0	Aceita H0
Índice Showalter	0,2037	2,20E-16	-	Aceita H0	Rejeita H0	-
Índice Levantado	0,1452	2,20E-16	-	Aceita H0	Rejeita H0	-
CAPE	0,8104	2,20E-16	9,64E-02	Aceita H0	Rejeita H0	Aceita H0
CINE	0,0006348	2,20E-16	1,51E-06	Rejeita H0	Rejeita H0	Rejeita H0
Cisalhamento x 10^{-3}	0,002376	0,05351	0,4348	Rejeita H0	Rejeita H0	Aceita H0
Água Precipitável	0,001955	2,20E-16	4,87E-01	Rejeita H0	Rejeita H0	Aceita H0
Temperatura do ar à Superfície	0,8812	9,14E-14	1,89E-01	Aceita H0	Rejeita H0	Aceita H0
Espessura	0,2437	4,23E-03	4,13E-01	Aceita H0	Rejeita H0	Aceita H0
Temperatura do Ponto de Orvalho	0,05323	2,20E-16	1,63E-01	Rejeita H0	Rejeita H0	Aceita H0

H0: Hipótese Nula

Por intermédio da Tabela 4.3 identifica-se que os casos em que se pode aceitar H0 (Hipótese Nula), ou seja, casos nos quais se pode considerar que as variâncias dos conjuntos de dados são iguais na comparação de GR com TS para as seguintes variáveis e índices são: NCL, IS, IL, CAPE, Temperatura do ar à Superfície e Espessura. Por outro lado, os casos nos quais se rejeita H0, ou seja, casos em que se pode considerar que as variâncias dos conjuntos de dados diferem na comparação de GR com TS para as seguintes variáveis e índices são: CINE, cisalhamento, AP e Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície.

No caso da comparação de GT com SGT nota-se que, rejeita-se H0, para todas as variáveis e índices. Por fim, na comparação GR com GRMI, com exceção da variável CINE, rejeita-se H0. Nesta mesma comparação, entretanto, aceita-se H0, ou seja, pode-se considerar que as variâncias são iguais para as demais variáveis.

A Tabela 4.4 apresenta os resultados obtidos do teste t de *Student* para as variáveis e índices as quais foram calculados o teste F anteriormente. Por meio desta tem-se que, para a comparação GR com TS, somente para CAPE aceita-se H0, enquanto, para as demais variáveis, rejeita-se H0.

Para a comparação GT com SGT aceita-se H0 apenas para as variáveis CINE, cisalhamento e Espessura. No caso das outras variáveis, nesta mesma comparação, rejeita-se H0. Na última comparação GR com GRMI as variáveis que se pode aceitar H0 são NCL,

Temperatura do ar à Superfície e Espessura, entretanto, para as demais rejeita-se H_0 .

Tabela 4.4 - Resultado do teste t de *Student* para as variáveis listadas na 1a. coluna.

$\alpha = 5\%$	Comparação de médias com o Teste t de <i>Student</i>					
Variável	p-value(GR x TS)	p-value(GT x SGT)	p-value(GR x GRMI)	GR x TS	GT x SGT	GR x GRMI
NCL	0,0001578	1,75E-08	9,88E-01	Rejeita H_0	Rejeita H_0	Aceita H_0
Índice <i>Showalter</i>	0,01854	2,20E-16	-	Rejeita H_0	Rejeita H_0	-
Índice Levantado	0,00253	2,20E-16	-	Rejeita H_0	Rejeita H_0	-
CAPE	0,08021	2,20E-16	4,97E-03	Aceita H_0	Rejeita H_0	Rejeita H_0
CINE	0,01904	0,2673	0,008341	Rejeita H_0	Aceita H_0	Rejeita H_0
Cisalhamento x 10^{-3}	2,92E-05	0,2402	0,05238	Rejeita H_0	Aceita H_0	Rejeita H_0
Água Precipitável	5,39E-07	2,20E-16	4,57E-02	Rejeita H_0	Rejeita H_0	Rejeita H_0
Temperatura do ar à Superfície	0,01237	2,20E-16	6,64E-02	Rejeita H_0	Rejeita H_0	Aceita H_0
Espessura	0,05307	8,41E-01	9,56E-02	Rejeita H_0	Aceita H_0	Aceita H_0
Temperatura do Ponto de Orvalho	0,0354	2,20E-16	3,49E-02	Rejeita H_0	Rejeita H_0	Rejeita H_0

H_0 : Hipótese Nula

4.2.4 Correlações das variáveis termodinâmicas CAPE e IS com IL

A Figura 4.20 exibe os diagramas de dispersão das variáveis CAPE e IS comparadas com o IL. Na Figura 4.20a, constata-se que a correlação linear entre IS e IL é de $r = 0,7$. Este valor de r indica correlação acima de moderada. Vê-se também que a reta de ajuste entre as variáveis apresenta inclinação ascendente. O coeficiente de determinação de $R = 0,49$ mostra que esses dois índices são similares em aproximadamente 50 % dentro do conjunto de dados. De fato, o modo de cálculo desses índices são bastante semelhantes, conforme apresentado na seção 3.2.4. Esta figura foi usada como base para a seleção dos casos de GR mais instáveis (GRMI), observando-se o quadrante mais negativo da figura, onde se tem $IL \leq -3$ e $IS \leq 0$.

Na Figura 4.20b, identifica-se uma reta de inclinação descendente por meio do valor da correlação linear de $r = 0,57$. O valor do coeficiente de determinação $R = r^2 \approx 0,33$, indica que apenas 33% da variância de CAPE é explicada por IL, logo as duas variáveis apresentam correlação de fraca a moderada. De fato, IL está relacionado com os baixos níveis da atmosfera e depende dos valores médios de razão de mistura e temperatura potencial calculados nos primeiros 900 m da atmosfera e da ascensão adiabática de uma parcela de ar hipotética até o nível de 500 hPa, enquanto CAPE está relacionada ao levantamento de uma parcela de ar, num processo adiabático, desde a superfície até o NPE. Assim, vê-se que há uma maior diferença na física envolvida nas concepções desses dois valores do que se vê na comparação entre IS e IL (Figura 4.20a).

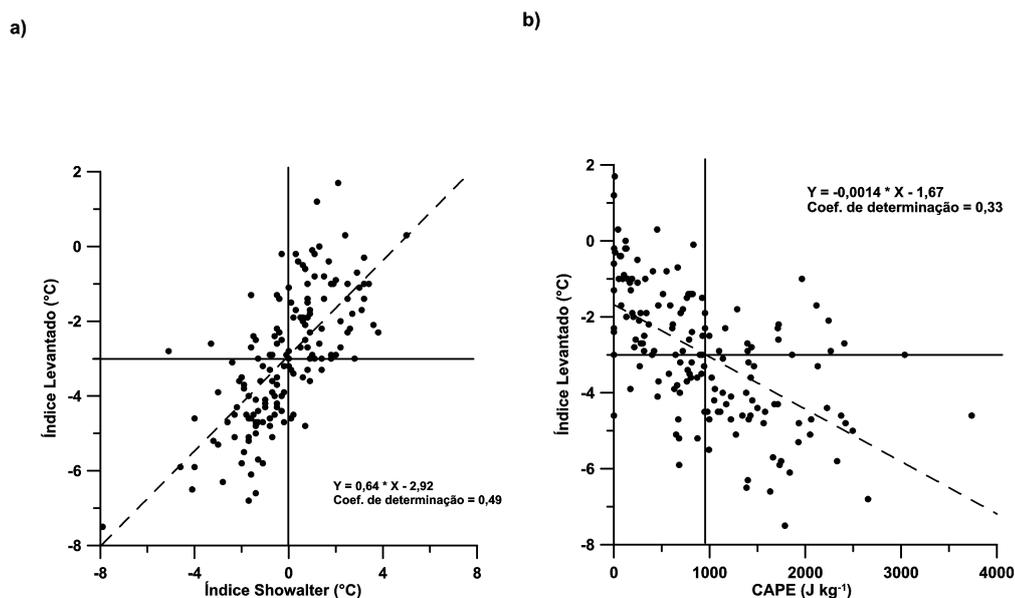


Figura 4.20: Correlações dos casos GR no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) IL x IS e b) IL x CAPE. GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície.

4.2.5 Análise estatística do cisalhamento para os casos GR e GRMI

Esta seção discute e compara os casos GR e GRMI para uma classificação adicional em tipos de convecção: CI-1, CI-2, AC-1 e AC-2. Esta classificação foi obtida a partir da inspeção visual das imagens dos diversos satélites geostacionários da série GOES para os 155 dos casos GR e para os 62 casos GRMI. A classificação feita é, portanto, subjetiva e o critério usado para obtê-la está relacionado com o tipo de fenômeno convectivo observado nas imagens de satélite.

A Tabela 4.5 exhibe os resultados contabilizados nos diferentes tipos CI-1, CI-2, AC-1 e AC-2. Nela, observa-se que, para GR, a maioria dos casos são do tipo CI-1 (55), seguido do tipo CI-2 (51) e, por fim, o menor número é de casos que ocorrem devido à passagem de um sistema frontal pela CSP [AC-1(8)]. Para GRMI, o número de casos são os mesmos para os tipos CI-1 (19), CI-2 (19) e AC-2 (19). No entanto, o número total de casos classificados como AC-1 (5) também é o menor, uma vez que a frequência de intrusões de frentes frias (sistemas de escala sinótica) por SP nos períodos mais úmidos e quentes do ano é naturalmente muito menor do que a ocorrência de outros fenômenos convectivos de escalas menores (mesoescala e escala convectiva local).

Tabela 4.5 - Classificação dos casos GR e GRMI segundo as imagens dos satélites GOES.

Tipo	Quantidade(GR)	Quantidade(GRMI)
CI-1	55	19
CI-2	51	19
AC-1	8	5
AC-2	41	19

A Figura 4.21 mostra os histogramas de frequências relativas para os casos de GR e GRMI somente para o cisalhamento vertical do vento horizontal, conforme o tipo de classificação de atividade convectiva. Na Figura 4.21a nota-se, para as distribuições dos três tipos de classificações, que as maiores frequências relativas para o cisalhamento estão entre $0,8$ e $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ [considerado cisalhamento fraco segundo (Weisman e Klemp, 1986)], com as células tendendo a serem mais isoladas.

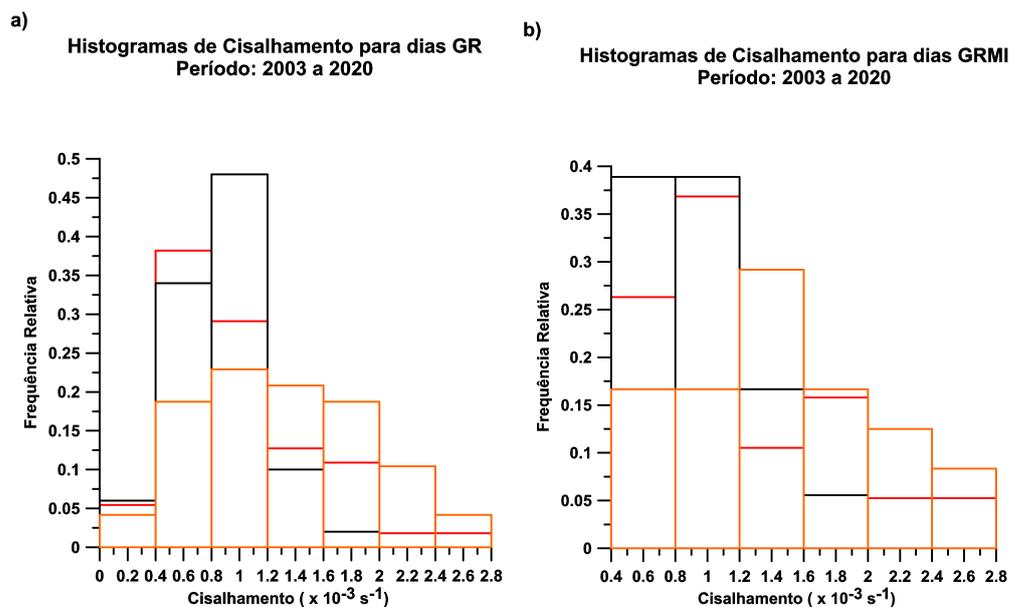


Figura 4.21: Histogramas de frequências relativas de Cisalhamento segundo o tipo de classificação no período de outubro-março de 2003 a 2020: a) para os casos GR onde as linhas vermelhas são CI-1, linhas pretas são CI-2 e as linhas laranjas são AC (AC-1 + AC-2) e b) para os casos GRMI onde as linhas vermelhas são CI-1, linhas pretas são CI-2 e as linhas laranjas são AC (AC-1 + AC-2). GR - dias com tempestade com registro de granizo à superfície e GRMI - dias com tempestade com registro de granizo à superfície mais instáveis.

Os casos GR com a classificação do tipo CI-2 (linhas pretas) da Figura 4.21a possuem maiores frequências relativas de cisalhamento em relação aos demais tipos, entre 0 e $0,4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\approx 6 \%$ dos casos), e entre $0,8$ e $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\approx 47 \%$ dos casos). Para o

cisalhamento acima de $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, não há casos GR do tipo CI-2. Para o tipo CI-1 (linhas vermelhas), as maiores frequências relativas de cisalhamento são entre 0,4 e $0,8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\approx 38 \%$ do total). Por fim, para o tipo AC (linhas laranjas), têm-se que, acima de $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, há o predomínio das maiores frequências relativas de cisalhamento ($\approx 54 \%$ do total).

Em relação à Figura 4.21b para as distribuições dos três tipos de classificação, tem-se que as maiores frequências relativas de cisalhamento para o tipo CI-1 (linhas vermelhas) estão entre 0,8 e $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, para o tipo CI-2 (linhas pretas) estão entre 0,4 e $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ e para o tipo AC (linhas laranjas) estão entre 1,2 e $1,6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, sendo também considerados casos de cisalhamento fraco (Weisman e Klemp, 1986) com as células tendendo a serem mais isoladas.

No que diz respeito aos casos GRMI com a classificação do tipo CI-2 (linhas pretas) da Figura 4.21b, vê-se que estes apresentam maiores frequências relativas de cisalhamento em relação aos demais tipos entre 0,4 e $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\approx 77 \%$ dos casos). Para cisalhamento acima de $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, não há casos de GRMI do tipo CI-2. O tipo CI-1 (linhas vermelhas) não apresenta predomínio das frequências relativas de cisalhamento em relação aos demais casos. Para o tipo AC (linhas laranjas) as maiores frequências relativas de cisalhamento são acima de $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ($\approx 66 \%$ do total).

Conclui-se que o cisalhamento predominante para os três tipos é mais fraco para os casos GR (entre 0 a $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), com o tipo AG tendo predominância em valores de cisalhamento acima de $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, ou seja, este tipo possui cisalhamento mais forte. O cisalhamento predominante para os três tipos também é mais fraco para os casos GRMI (entre 0,4 a $1,6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), com o tipo AC também apresentando predominância em valores de cisalhamento acima de $1,2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

Pelo que foi analisado em relação ao cisalhamento vertical do vento horizontal, os fenômenos de granizo em superfície na CSP estão associados predominantemente ao desenvolvimento de convecção localizada, apresentam corrente ascendente provavelmente próxima da vertical, alimentadas pelo calor da superfície aquecida durante o dia.

4.3 Análises do Caso Simulado

4.3.1 Análises das condições sinóticas

Esta subseção discute as análises dos campos meteorológicos de escala sinótica referentes aos horários das 0000, 0600, 1200, e 1800 UTC do dia 05/12/2013 e 0000 UTC do dia 06/12/2013, provenientes das análises do modelo global GFS e das imagens de satélite do GOES-13, a fim de fornecer uma descrição do comportamento da atmosfera para o caso escolhido para simulação e posterior comparação com os resultados da mesma.

A Figura 4.22 apresenta as imagens do infravermelho do satélite GOES-13. As áreas com as cores que se aproximam do branco representam os topos das nuvens mais altas (menor temperatura). Às 0000 UTC do dia 05/12/2013 (Figura 4.22a), há uma região de nebulosidade ao sul da AS que está associada com um ciclone extratropical que se desloca para leste nos horários seguintes, conforme corroboram os campos de pressão reduzida ao nível médio do mar da Figura 4.23.

Nos horários das 0600 UTC e das 1200 UTC do dia 05/12/2013, não há nebulosidade sobre a CSP. Na imagem das 1200 UTC, entretanto, observa-se convecção mais intensa na Região Sul do Brasil, que está associada com o ramo frontal do sistema extratropical. Por fim, nos horários seguintes, das 1800 UTC do dia 05/12/2013 e das 0000 UTC do dia 06/12/2013, verifica-se que o sistema avança em direção à CSP e passa pela cidade entre esses horários, visto que, às 0000 UTC de 06/12/2013, o sistema já passou pela CSP.

Na Figura 4.23, são apresentados os campos de PNMM, de Espessura entre 500 e 1000 hPa e do JAN. Às 0000 UTC do dia 05/12/2013 (Figura 4.23a), observa-se um ciclone extratropical, que se desloca para leste nos próximos horários, ainda atuando ao sul do Brasil, com baixa de 952 hPa, desprendida de um sistema de baixa pressão anterior, mais a sudeste, de 972 hPa. Com exceção do horário das 1200 UTC do dia 05/12/2013, o núcleo do JAN atua mais ao sul do Brasil, o que é esperado segundo sua posição climatológica, pois o caso ocorreu no mês de dezembro, no final da primavera. Constata-se nas imagens a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) no Oceano Atlântico, onde o centro deste sistema é encontrado mais afastado do continente devido à presença do sistema frontal.

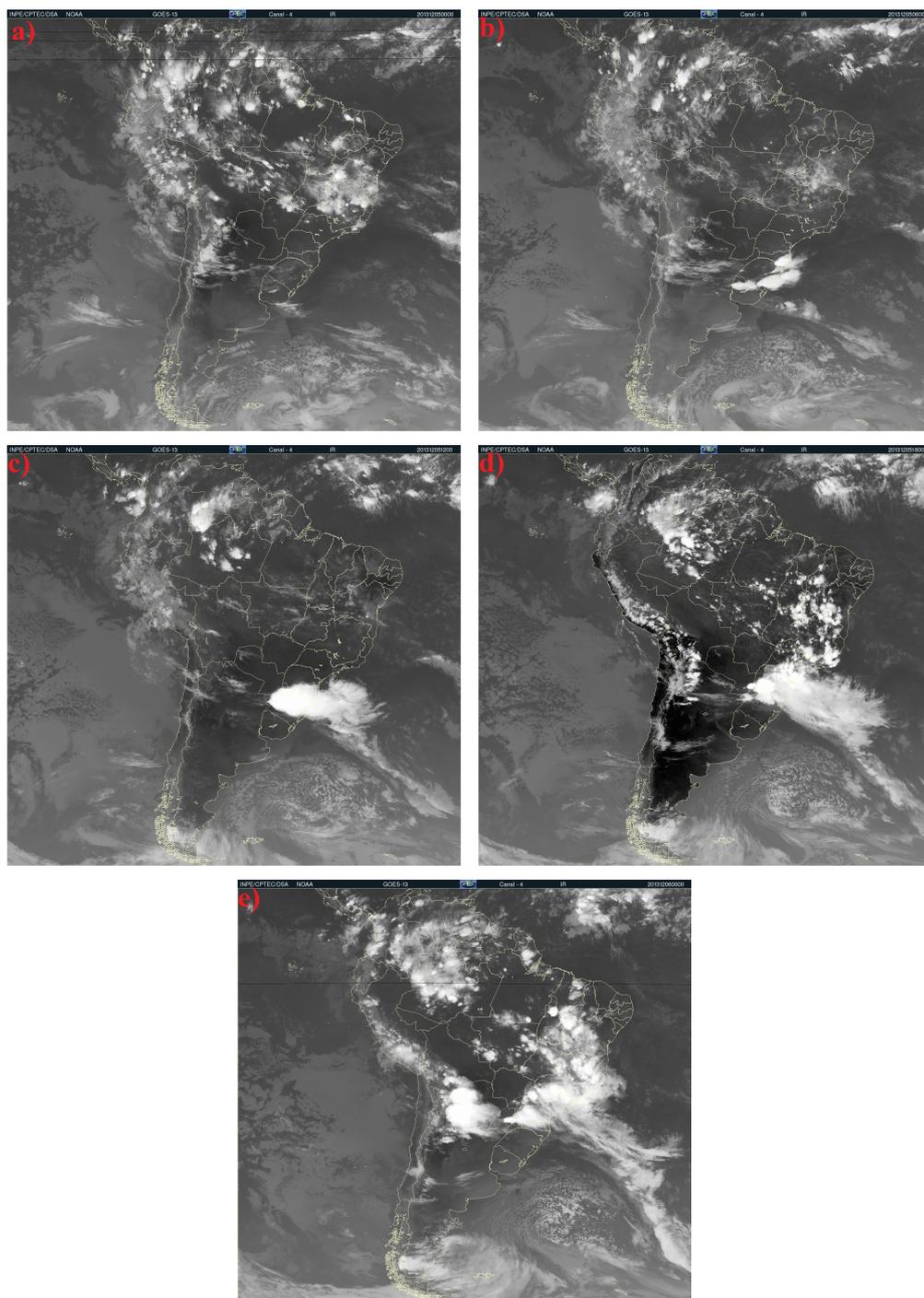


Figura 4.22: Imagens de satélite do GOES-13 no canal infravermelho: a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013. Fonte: CPTEC/INPE.

No horário das 1200 UTC (Figura 4.23c), 8 horas antes do registro do granizo à superfície na CSP, constata-se a presença do JAN com intensidade entre 30 e 40 m s^{-1} na sua borda equatorial, já sobre a região de interesse. Não houve contribuição direta para o desenvolvimento e/ou intensificação da atividade convectiva do JAN sobre o ESP, como

se vê no mapa das 1800 UTC, duas horas antes do registro do granizo.

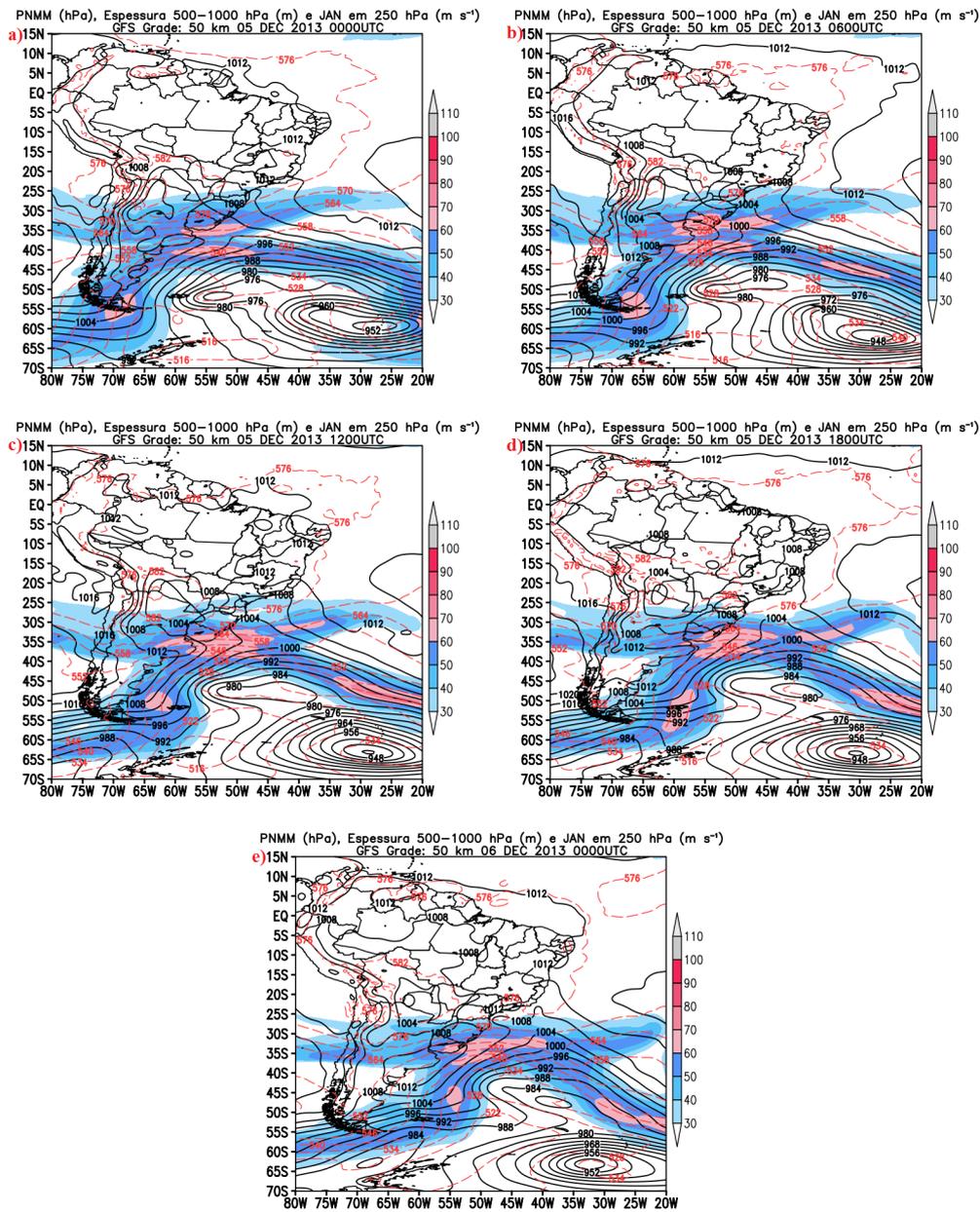


Figura 4.23: Campos de pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) (linhas de contorno pretas contínuas), espessura entre 500-1000 hPa (mgp) (linhas de contorno vermelhas tracejadas) e jato de altos níveis (JAN) em 250 hPa ($m s^{-1}$) (sombreado segundo os valores da barra de cores) para: a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013.

No campo de espessura às 1200 UTC (Figura 4.23c), observa-se a presença de uma crista de fraca curvatura nos Andes na altura do Chile e Argentina. No horário seguinte (Figura 4.23d), há um leve cavado, associado a esta crista, que se configurou devido à frente fria deslocando-se de oeste em Santa Catarina, Paraná e a borda sul de São Paulo.

Por fim, às 0000 UTC do dia 06/12/2013 (Figura 4.23e), configurou-se uma mesoalta sobre a CSP, devido ao resfriamento da atmosfera, um efeito de mesoescala que normalmente ocorre após a precipitação.

A Figura 4.24 exhibe os campos de DFU e os vetores são a representação vetorial do FU. Às 0000 e às 0600 UTC do dia 05/12/2013 (Figuras 4.24a e b), observa-se divergência entre 0,0 e -0,6 unidades em grande parte do leste do ESP e no oceano próximo ao ESP, implicando em convergência na coluna atmosférica entre 900 e 700 hPa bem antes do horário do registro de granizo à superfície. Nos horários seguintes, às 1200 UTC e às 1800 UTC do dia 05/12/2013 (Figuras 4.24c e d), verifica-se o aumento da convergência do fluxo de umidade nesta camada baixa da troposfera, com magnitude elevada (entre 0,0 e -1,0 unidades), antecedendo a ocorrência do evento.

Nota-se a existência da convergência do fluxo de umidade mais intensa no litoral do ESP, principalmente às 1800 UTC do dia 05/12/2013 (Figura 4.24d), não pela entrada da brisa marítima sobre a região costeira do ESP, mas, antes, pelo arrasto das massas de ar úmidas proporcionado pelo escoamento de noroeste na situação pré-frontal. Por fim, às 0000 UTC do dia 06/12/2013 (Figura 4.24e), nota-se que a DFU está entre 0,0 e 1,0 após a passagem do ciclone extratropical e da ocorrência do evento.

Os campos de linhas de corrente em 850 hPa são exibidos na Figura 4.25. As figuras mostram a presença de movimento anticiclônico associado a ASAS no Oceano Atlântico. As linhas de corrente mostram escoamento de noroeste na área de interesse, com exceção do horário das 0000 UTC do dia 06/12/2013, possivelmente pela configuração do jato de baixos níveis pré-frontal, muitas vezes responsável pelo aporte de umidade necessário para o desenvolvimento da atividade convectiva no ESP e, não tão raramente, na CSP (Morales Rodriguez et al., 2010).

A Figura 4.26 mostra os campos de vento e da DM em 200 hPa. No continente, há o predomínio de movimento anticiclônico, que está relacionado com a presença bem configurada da Alta da Bolívia e que produz uma situação sinótica favorável à convecção nos seus ramos exteriores difluentes, como se nota no ESP a partir do horário das 1200 UTC em diante (Figuras 4.26c, 4.26d e 4.26e).

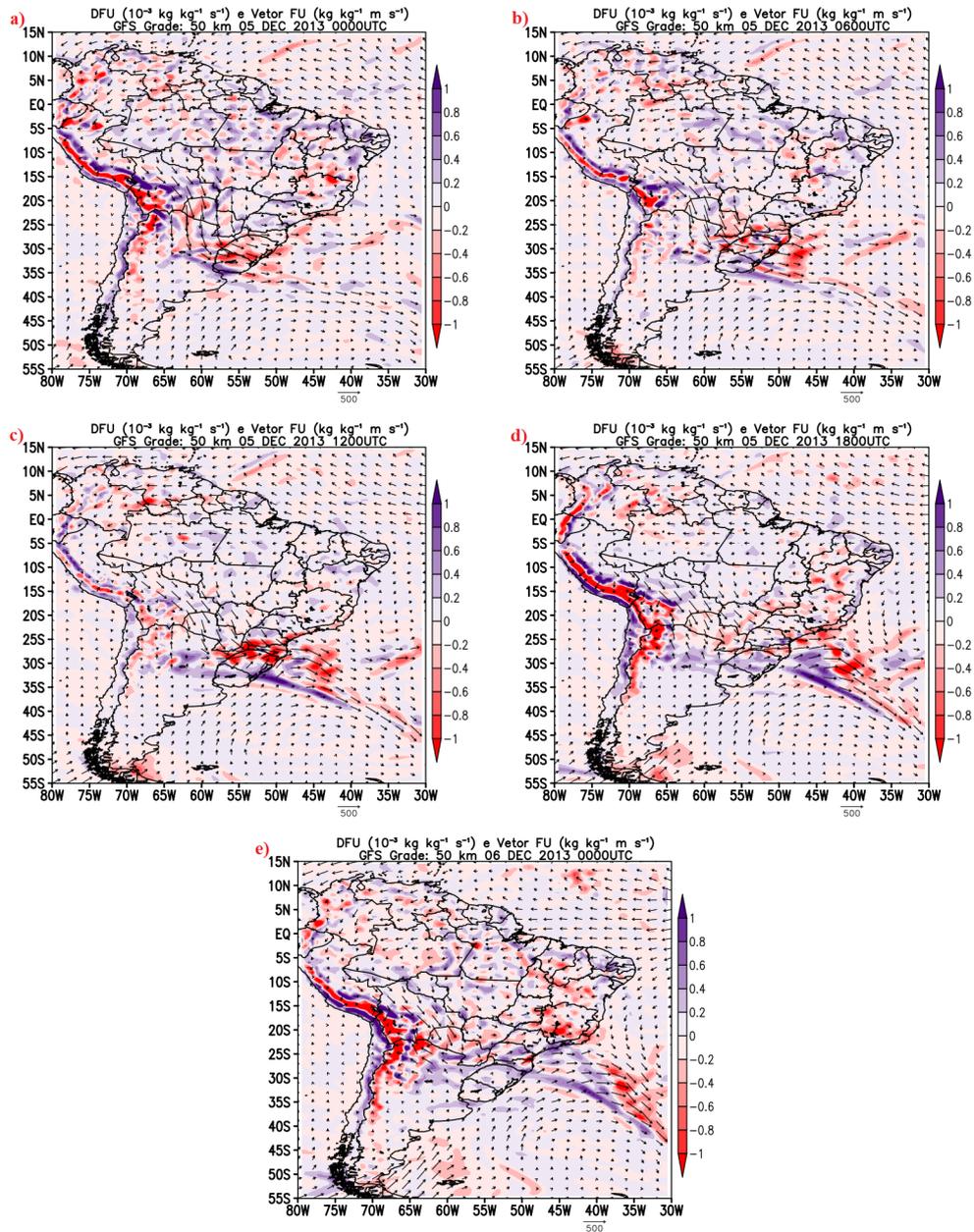


Figura 4.24: Os sombreados são os campos de divergência do fluxo de umidade ($\text{kg kg}^{-1} \text{s}^{-1}$) e os vetores são a representação vetorial do fluxo de umidade ($\text{kg kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$): a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013.

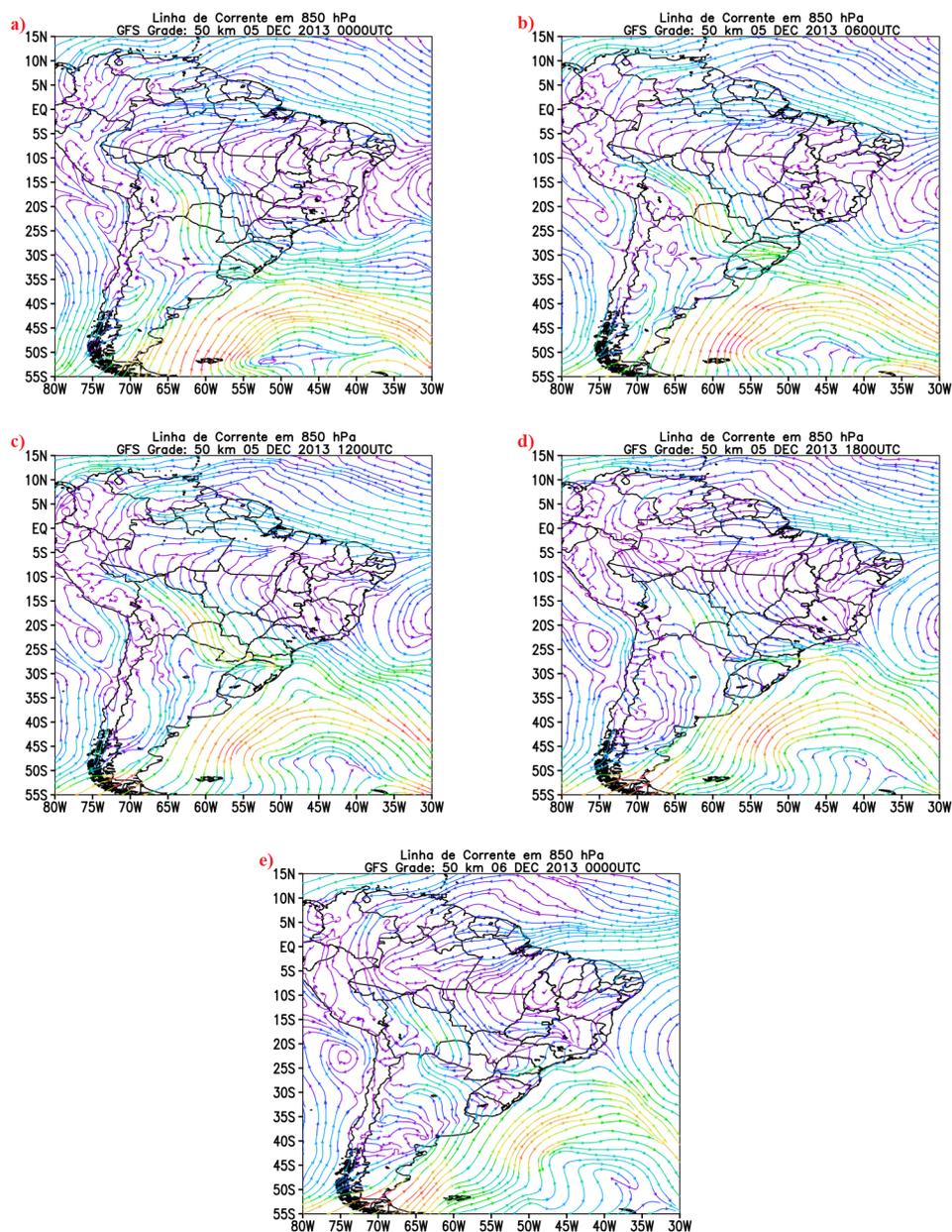


Figura 4.25: As linhas coloridas são os campos de linhas de corrente em 850 hPa: a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013.

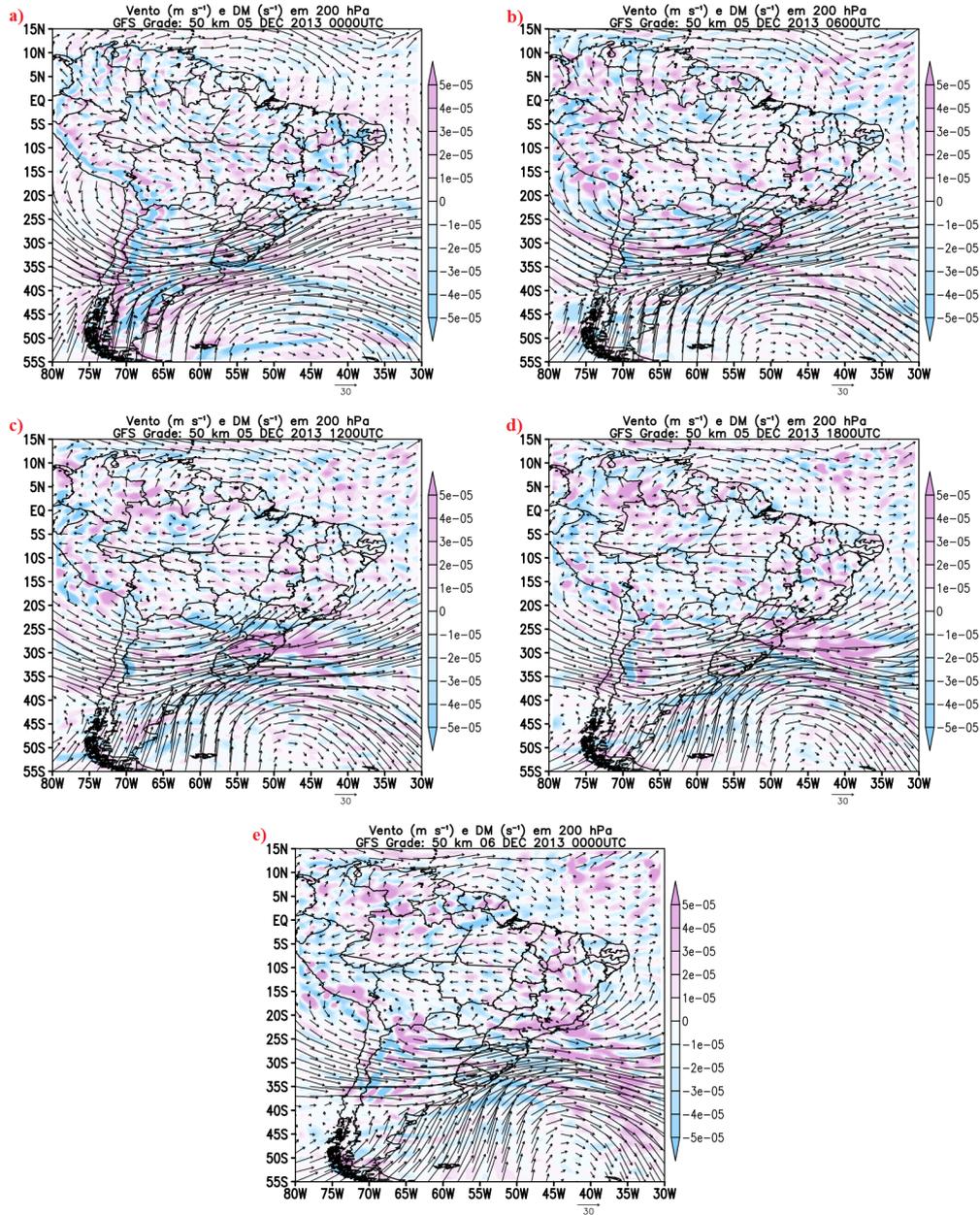


Figura 4.26: Os sombreados são os campos de divergência de massa (s^{-1}) em 200 hPa e os vetores são a representação vetorial dos ventos em altos níveis em 200 hPa ($m s^{-1}$): a) 0000 UTC de 05/12/2013, b) 0600 UTC de 05/12/2013, c) 1200 UTC de 05/12/2013, d) 1800 UTC de 05/12/2013 e e) 0000 UTC de 06/12/2013.

4.3.2 Análises do registro de METAR (SBMT)

Esta subseção apresenta a análise dos registros de METAR dos dias 04, 05 e 06 de dezembro de 2013 (Figura 4.27), que são, respectivamente, o dia anterior ao evento, dia do evento e o dia posterior ao evento. A análise das variáveis observadas à superfície no SBMT permite identificar a entrada da frente fria na CSP naquele dia.

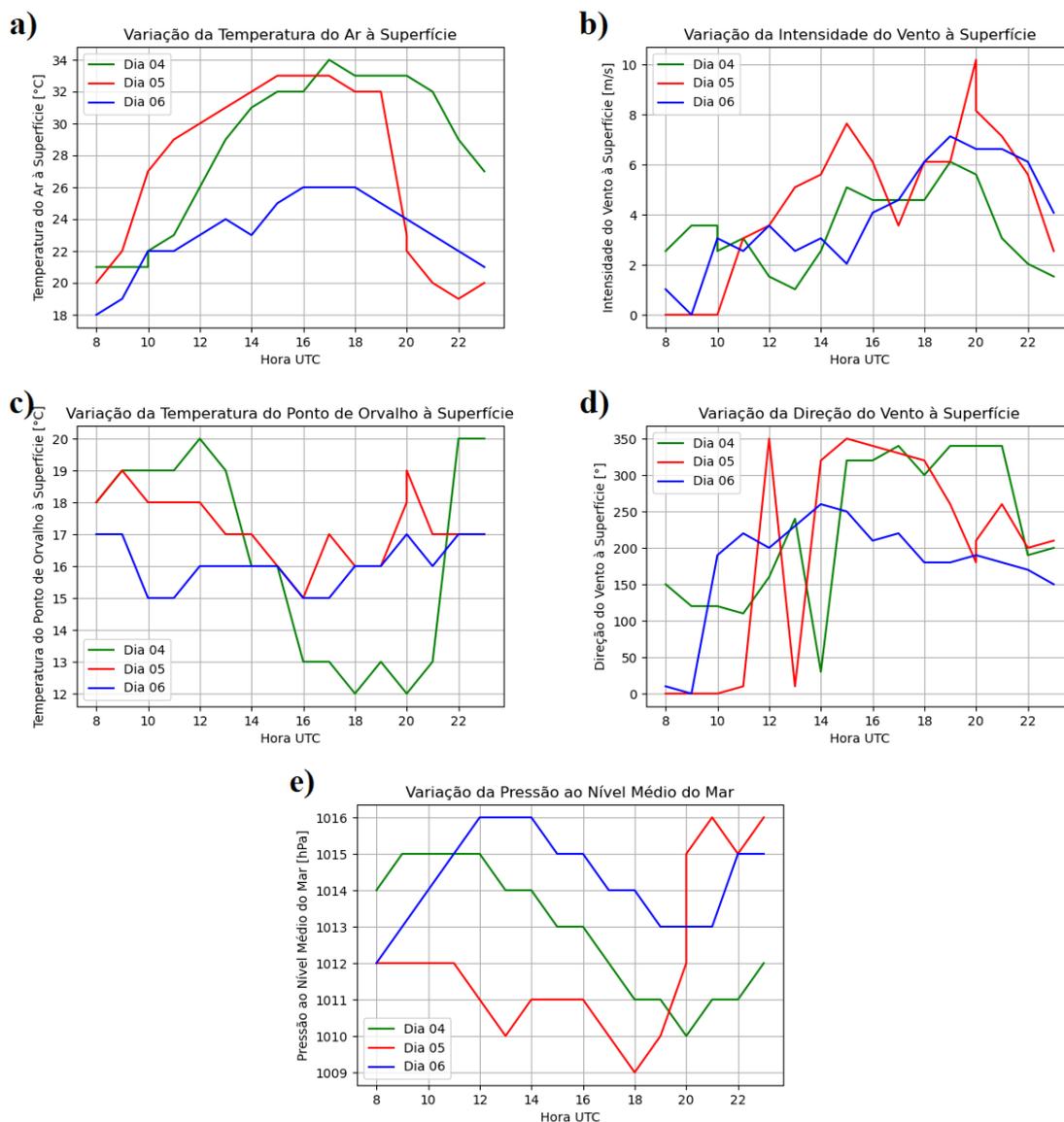


Figura 4.27: Séries temporais dos dias 04, 05 e 06 dezembro de 2013 das medidas METAR do Aeródromo de Campo de Marte: a) Temperatura do ar à superfície, b) Intensidade do vento à superfície, c) Temperatura do ponto de orvalho à superfície, d) Direção do vento à superfície e e) Pressão ao nível médio do mar à superfície. As linhas verde, vermelha e azul correspondem aos dias 04, 05 e 06, respectivamente.

É notável na Figura 4.27a que há uma maior variação da temperatura do ar à superfície ao longo do dia da ocorrência do evento (dia 05). Verifica-se que a temperatura aumenta ao longo do dia até por volta das 1700 UTC (horário precedente em 3 h ao registro do evento). Posteriormente, nota-se que, com a entrada da frente fria, a temperatura cai de forma brusca após às 1900 UTC. Esta variação é observada não só pela análise da variável no dia 05 em questão, mas por meio da comparação do seu comportamento ao longo dos dias 04 e 06. Constata-se nesta figura que o dia 05, de modo geral, foi bem mais quente nos horários antecedentes ao evento em relação aos outros dois dias. O dia 06, teve registros

de temperaturas inferiores aos outros dias ao longo do dia até às 2000 UTC.

As temperaturas máximas do ar à superfície registradas nos dias 04, 05 e 06, em ordem decrescente, foram aproximadamente de 34, 33 e 26 °C, respectivamente. As temperaturas mínimas do ar à superfície nessa mesma sequência de dias, em ordem decrescente, foram aproximadamente de 21, 20 e 18 °C, respectivamente.

Os ventos são menos intensos no início do dia 05, dia do evento, em comparação com os outros dias (Figura 4.27b). Os ventos ao longo do dia 05 ficam mais intensos, em relação aos demais dias, entre aproximadamente às 1000 UTC e 1600 UTC. Posteriormente, com a entrada da frente fria, há uma intensificação entre às 1600 UTC e 1900 UTC, atingindo seu máximo no horário das 2000 UTC (horário de ocorrência do evento). Após este horário os ventos ficam menos intensos.

As intensidades máximas do vento à superfície registradas nos dias 04, 05 e 06 foram aproximadamente 6,0, 10,0 e 7,0 $m s^{-1}$, respectivamente. Já as intensidades do vento à superfície mínimas registradas nos dias 04, 05 e 06 foram aproximadamente 2,5, 0,0 e 1,0 $m s^{-1}$, respectivamente.

Na Figura 4.27c, observa-se que há uma maior variação da temperatura do ponto de orvalho à superfície ao longo do dia 04 (dia anterior ao evento). A temperatura do ponto de orvalho à superfície, em geral, diminui ao longo do dia 05, com três picos de aumento: às 0900, 1700 e 2000 UTC. Com a entrada da frente fria, após às 1900 UTC, a temperatura do ponto de orvalho aumenta e, após o registro de observação de granizo em superfície, a temperatura do ponto de orvalho diminui. A temperatura do ponto de orvalho e a temperatura do ar se tornam mais próximas entre si após às 2000 UTC, sendo indicativo de uma atmosfera mais saturada próximo à superfície.

O dia 06 teve, em geral, registros de temperaturas do ponto de orvalho inferiores aos outros dias ao longo do dia, com exceção do período entre às 1300 e 2100 UTC, se comparado ao dia 04, quando esta variável teve uma queda brusca e se manteve com valores baixos, apontando para uma atmosfera mais seca próximo à superfície. As temperaturas máximas do ponto de orvalho à superfície registradas nos dias 04, 05 e 06, em ordem decrescente, foram aproximadamente de 20, 19 e 17 °C, respectivamente. A temperatura mínima do ponto de orvalho à superfície registrada no dia 04 foi de aproximadamente 12 °C, e para os dias 05 e 06, foram de aproximadamente 15 °C em ambos os dias.

A variação da direção do vento à superfície ao longo do dia é maior no dia 05 (dia do

evento), como se observa na Figura 4.27d. No início do dia 05, o vento na região do estudo era de quadrante norte. Com a entrada da frente fria próximo das 2000 UTC, o vento muda de sentido para quadrante sul, como esperado para dias com entrada de frente fria na faixa leste do ESP.

No caso da pressão ao nível médio do mar, também se vê que esta tem maior variação no dia do evento (05), como aponta a Figura 4.27e. Durante grande parte do dia 05, a pressão é menor em relação aos outros dias até por volta das 1800 UTC, quando começa a aumentar após a passagem da linha de frente fria em superfície pela região.

4.3.3 Análises do diagrama *Skew T-Log p*

A análise do diagrama *Skew T-Log p* das 1200 UTC provê uma caracterização termodinâmica da atmosfera nos horários precedentes à ocorrência dos eventos do período vespertino na CSP. Observa-se que os lançamentos das radiossondagens antecedem os horários dos eventos de granizo observados na CSP em pelo menos 6 a 9 horas, uma vez que os casos registrados e selecionados neste trabalho se deram apenas a partir do meio da tarde.

Considera-se a sondagem das 1200 UTC como a mais adequada para as análises, uma vez que a sondagem das 0000 UTC do dia posterior à ocorrência de um evento apresentasse frequentemente muito perturbada pelas alterações da atmosfera produzidas pela precipitação das horas imediatamente anteriores ao horário do lançamento dessas sondagens. Por fim, ressalta-se que a sondagem das 1200 UTC apresentada na Figura 4.28 está sob influência das condições atmosféricas de escala sinótica predominantes no dia do evento simulado.

O diagrama *Skew T-Log p* das 1200 UTC do dia 05/12/2013 da Figura 4.28 mostra que os valores das temperaturas do ar e do ponto de orvalho próximo à superfície estão afastados entre si, o que indica que esta camada atmosférica está relativamente distante do ponto de saturação. A altitude do NCL é em torno de 780 hPa (altitude da base de nuvem, se houver), o nível na atmosfera onde uma parcela de ar se torna saturada quando levantada adiabaticamente (AWS, 1979).

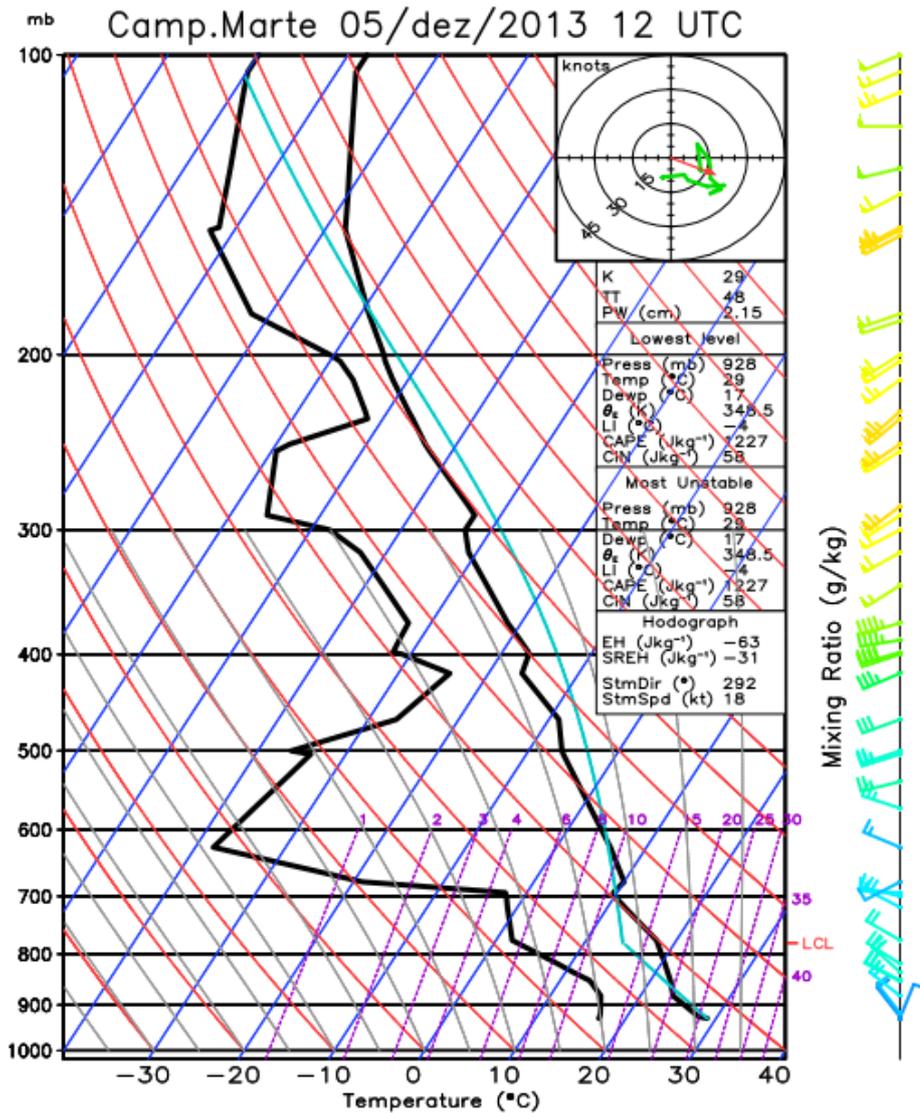


Figura 4.28: Perfil vertical da atmosfera obtido pela radiossondagem do Aeródromo de Campo de Marte às 1200 UTC do dia 05/12/2013 (8 horas antes da ocorrência do evento). A curva preta à esquerda é a temperatura do ponto de orvalho e, à direita, a temperatura do ar ambiente. A curva azul representa a trajetória de uma parcela de ar hipotética que se eleva verticalmente a partir da superfície local num processo adiabático, donde se calculam as variáveis mostradas no destaque. No destaque, mostram-se os valores calculados para K: Índice K (°C); TT: *Total Totals* (°C); PW: água precipitável (cm). No nível mais baixo da sondagem (*Lowest Level*): pressão local do ar (hPa), temperatura (°C) e temperatura do ponto de orvalho (°C) do 1º nível da sondagem (superfície); θ_e : temperatura potencial equivalente (K) à superfície; LI: *Lifted Index* (°C); CAPE e CINE ($J kg^{-1}$) de superfície. Para o nível mais instável (*Most Unstable*): mesmas variáveis e índices de instabilidade calculados com o levantamento adiabático de uma parcela de ar hipotética a partir do nível mais instável da sondagem, ou seja, de máximo valor de θ_e ; EH: Energia de Helicidade ($J kg^{-1}$); SREH: Energia de Helicidade Relativa ao Movimento da Tempestade ($J kg^{-1}$); StmDir: Direção (°) da tempestade; StmSpd: velocidade (nós) da tempestade; Barbelas de vento: 1/2 barbela: 5 nós; 1 barbela: 10 nós; 1 bandeirola: 50 nós

O NCE (Nível de Convecção Espontânea) se encontra em torno de 700 hPa, nível a

partir do qual uma parcela de ar se torna positivamente flutuante e adquire movimento ascendente espontâneo. Já o NPE (Nível de Perda de Empuxo) está próximo de 180 hPa, nível onde a temperatura da parcela de ar se torna novamente igual à temperatura do ambiente e, a partir daí, mais fria que a do ambiente (AWS, 1979).

Nesta sondagem, a CAPE foi calculada por meio de um código em linguagem *Formula Translation* (FORTRAN90), cujo resultado de $1223,9 J kg^{-1}$ é muito similar ao calculado pelo programa do pacote gráfico *Grid Analysis and Display System* (GrADS) ($1227,0 J kg^{-1}$), sendo um valor considerado moderado a acima de moderado para o horário das 1200 UTC na CSP, em dias em que há ocorrência de tempestades várias horas após a sondagem.

A CAPE proporciona uma estimativa da máxima energia cinética possível que uma parcela estaticamente estável pode adquirir, assumindo-se que esta ascende em processo adiabático (Hallak, 2017). Portanto, quanto maior for a diferença de temperatura entre a parcela de ar ascendente e o ambiente nos níveis acima do NCE, maior será a CAPE, indicando um ambiente com potencial para gerar intensas acelerações ascendentes caso o processo de convecção seja disparado.

Ainda da sondagem da Figura 4.28, a CINE foi calculada em $-59 J kg^{-1}$ (pelo GrADS, é de $-58 J kg^{-1}$). Esta variável indica a intensidade do trabalho necessário para se elevar mecanicamente uma parcela de ar da superfície até seu NCE. Na presença de CINE em ambientes com moderados a intensos valores de CAPE, há maior probabilidade de ocorrência de tempestades severas, pois quanto maior for seu valor, mais difícil é a iniciação convectiva para uma parcela saindo da superfície (Nascimento, 2005). Com isso, em dias com forte aquecimento solar à superfície, há um maior período de aquecimento superficial e, portanto, um aumento da instabilidade potencial local. Portanto, as condições ambientes e o aquecimento superficial do meio da tarde continuam a elevar o valor de CAPE, até que uma força mecânica suficientemente intensa eleve uma parcela de ar para atingir seu NCE e, caso isto ocorra, a parcela de ar pode chegar ao NCE ainda com energia suficiente para que haja convecção explosiva, levando a altos valores da magnitude da corrente ascendente.

No caso do LI, estima-se um valor por volta de $-2,4 ^\circ C$, indicando uma instabilidade moderada para o horário das 1200 UTC. O valor do IS, próximo de $-1,0$, também aponta para instabilidade moderada dentre o conjunto de dados de sondagens para a CSP (ver Subseção 4.2.2). A importância da análise da instabilidade termodinâmica da camada

entre o NCL e os 500 hPa (LI) ou entre 850 e 500 hPa (IS) reside no fato de que esta camada abaixo dos 500 hPa concentra a maior parte da umidade e do calor necessários ao desenvolvimento de tempestades.

Como já ressaltado, a forma como foi calculado o cisalhamento vertical do vento horizontal evita o excesso de influência de altos valores de magnitude do vento em níveis mais elevados da atmosfera, como, por exemplo, os associados ao Jato Subtropical. Pela radiossondagem da Figura 4.28, calculou-se a magnitude do cisalhamento em $2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, a qual é um indicativo de fraca influência desta variável no caso estudado.

Por meio da inspeção visual do perfil vertical do vento da Figura 4.28, verifica-se, para este horário anterior ao evento, a presença de ventos fracos a levemente moderados entre a superfície e o nível de 500 hPa e com fraco cisalhamento vertical unidirecional, com exceção do primeiro nível da sondagem. A variável AP neste momento era de 23,3 mm, o que será comparado com os valores de AP calculados com os resultados da simulação numérica mais adiante.

4.4 Análise da simulação WRF

Nesta seção são discutidos alguns campos da mesoescala simulados pelo modelo WRF para aumentar a compreensão dos padrões associados à ocorrência da tempestade do dia 05/12/2013 na CSP. Considera-se nestas análises, primeiramente, que o desenvolvimento das células convectivas profundas obedece a processos físicos que podem ser descritos pelas equações que estão presentes em um modelo numérico apropriado para simulações de tempestades, como é o WRF quando configurado em alta resolução espacial.

Para simulações de convecção úmida profunda, há uma forte dependência dos fenômenos simulados com as parametrizações físicas do modelo. Dessa forma, obtêm-se nuvens e precipitação por meio dos processos dinâmicos e termodinâmicos dos campos de massa e movimento, que acabam por alterar o ambiente (Hallak, 2007). A seguir, são apresentados os resultados dos experimentos numéricos denominados 8.1CNTL, 2.7CNTL e 2.7EXP2 e 0.9EXP2, conforme as definições descritas na Subseção 3.2.9.

4.4.1 Resultados da simulação com a grade de 8,1 km

Esta subseção discute de forma sumária os resultados da simulação da grade de menor resolução espacial no experimento controle (experimento 8.1CNTL). A Figura 4.29 corresponde às 2100 UTC (horário da passagem do sistema frontal pela CSP) do dia 05/12/2013 e apresenta a imagem de satélite, o campo de precipitação do produto MERGE, além do campo de OLR da simulação do modelo WRF no experimento 8.1CNTL. Em especial, o campo de OLR do WRF (Figura 4.29c) mostra que há correspondência entre este campo e a temperatura de brilho observada na imagem do canal infravermelho do GOES-13 no mesmo horário (Figura 4.29a).

Esta grade tem o objetivo de capturar em seu interior as características de escala sinótica e estruturas das nuvens associadas ao sistema frontal, compatíveis com a resolução de 8,1 km. Mediante comparação das figuras, constata-se que o modelo reproduz a atividade convectiva que se desenvolveu sobre a região de estudo durante a passagem do sistema frontal por São Paulo, bem como em outras regiões da grade, mas que não são o foco desta análise, como ao leste dos Andes entre 20 e 25 °S.

Comparando-se os campos de estimativa de precipitação por satélite do produto MERGE (Figura 4.29b) e do produto CMORPH (Figura 4.30), observa-se que o MERGE captura a precipitação sobre São Paulo com mais estruturas convectivas e com núcleos de maior intensidade do que se vê no CMORPH. No entanto, não é possível afirmar que uma estimativa seja melhor que outra apenas observando subjetivamente esses campos.

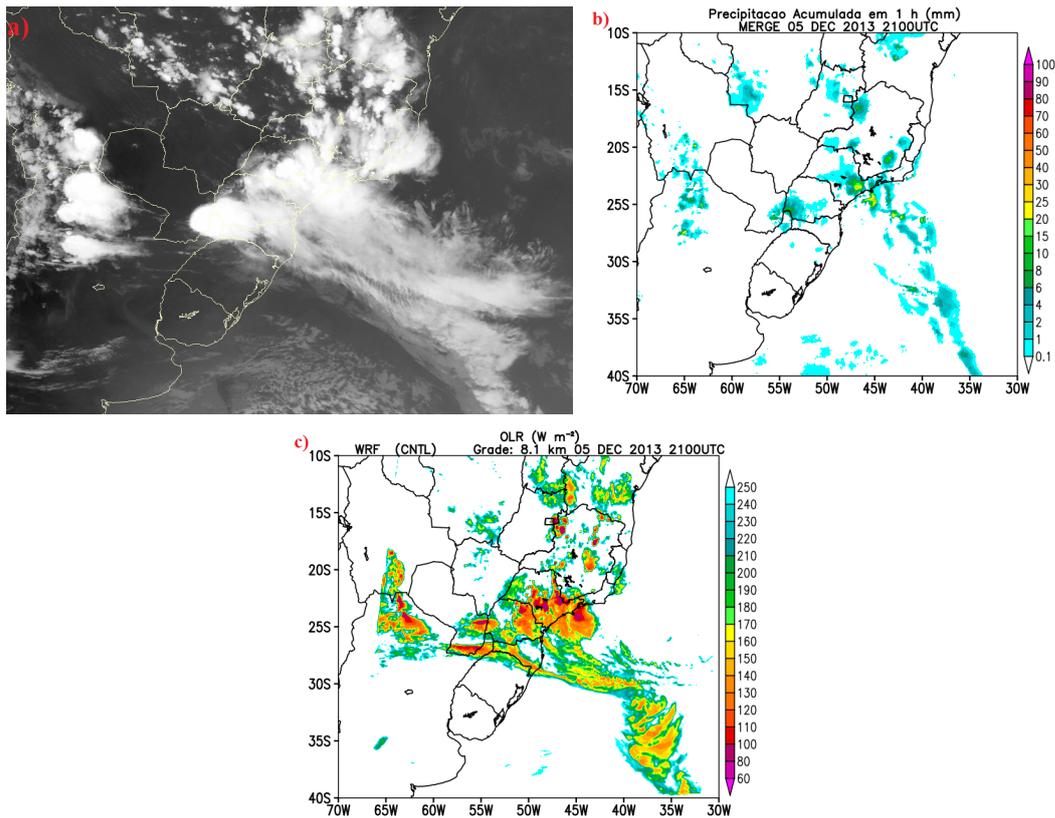


Figura 4.29: a) Imagem no canal do infravermelho do satélite GOES-13 às 2100 UTC do dia 05/13/2013, b) Precipitação acumulada em 1 hora do MERGE às 2100 UTC do dia 05/13/2013 e c) Radiação de Onda Longa simulada pelo WRF do experimento 8.1CNTL às 2100 UTC do dia 05/13/2013.

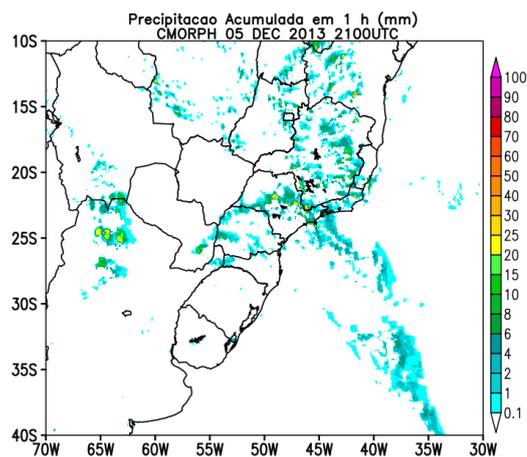


Figura 4.30: Precipitação acumulada em 1 hora do CMORPH às 2100 UTC do dia 05/13/2013.

4.4.2 Resultado da simulação com as grades de 2,7 km e 900 m

A Figura 4.31 exibe o campo da Altura da Camada Limite Planetária (PBLH) dos experimentos 2.7CNTL e 2.7EXP2 ambos às 1200 e 1800 UTC do dia 05/12/2013. Verifica-

se que, às 1200 UTC, a PBLH é mais alta em ambos os experimentos sobre a RMSP. No horário das 1800 UTC, a aproximação da frente fria sobre a RMSP contribui para diminuir a altura da PBLH devido ao resfriamento associado (campo não mostrado). A Figura 4.32 exibe o campo da PBLH do experimento 2.7EXP2 entre às 1900 e 2000 UTC, a cada 15 minutos, do dia 05/12/2013. Nesta sequência, vê-se a mudança da PBLH após a passagem da frente fria. A PBLH continua diminuindo até às 1930 UTC e volta a aumentar a partir das 1945 UTC.

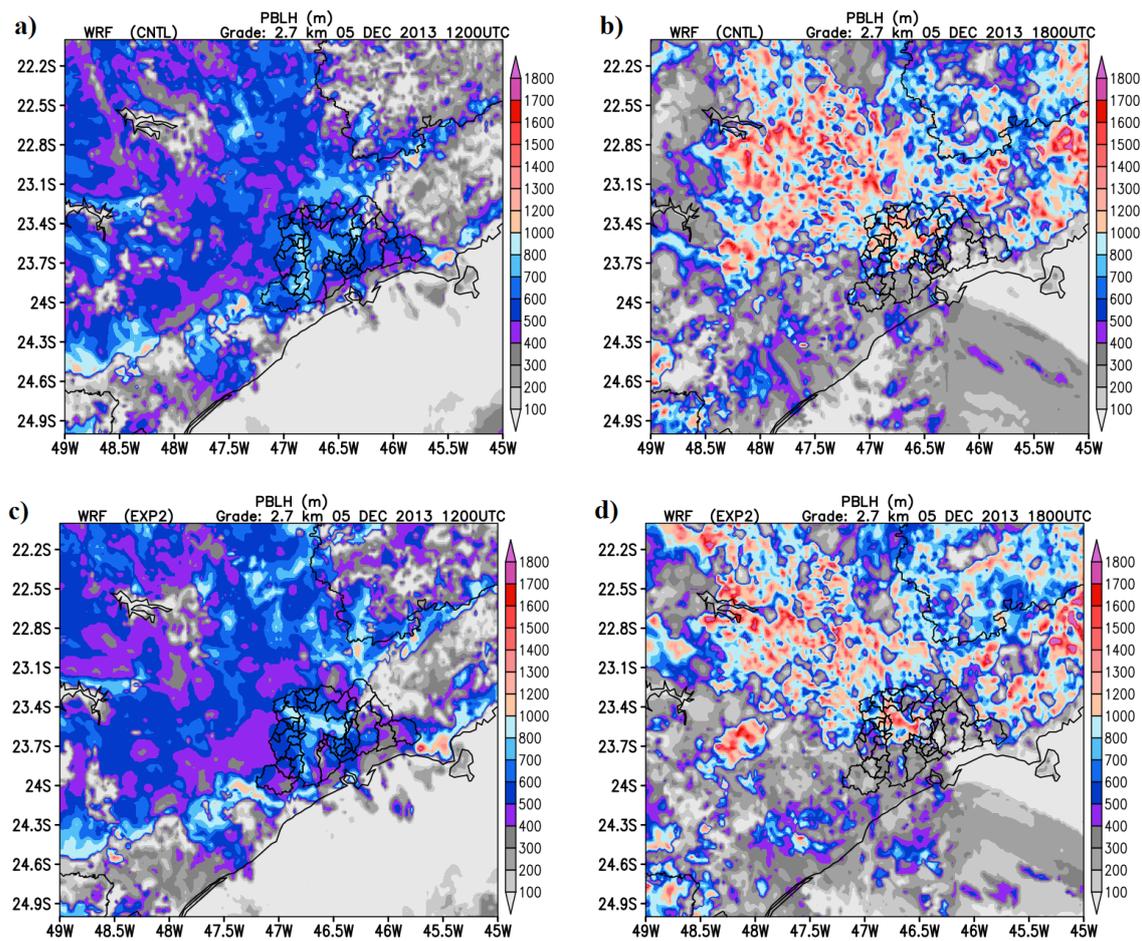


Figura 4.31: Os sombreados são os campos da altura da camada limite planetária (m) simulados pelo WRF: a) 1200 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, b) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, c) 1200 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2 e d) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2.

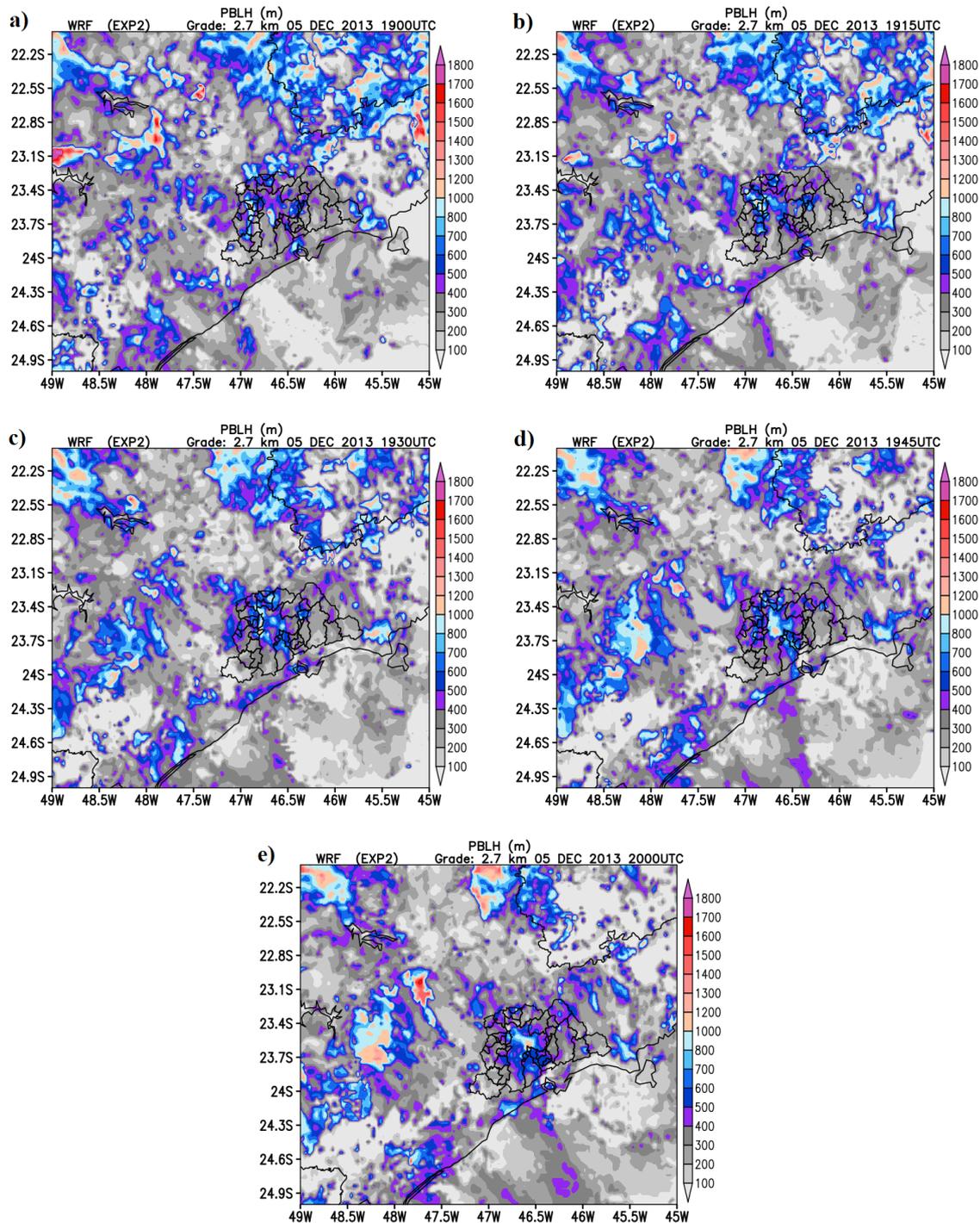


Figura 4.32: Os sombreados são os campos da altura da camada limite planetária (m) simulados pelo WRF para o experimento 2.7EXP2: a) 1900 UTC de 05/12/2013, b) 1915 UTC de 05/12/2013, c) 1930 UTC de 05/12/2013, d) 1945 UTC de 05/12/2013 e e) 2000 UTC de 05/12/2013.

A Figura 4.33 exibe o campo de Calor Latente (LH) dos experimentos 2.7CNTL e 2.7EXP2, ambos às 1200 e às 1800 UTC do dia 05/12/2013. Identifica-se que o LH é maior no horário das 1200 UTC e menor às 1800 UTC e se mantém em queda a partir

daí, devido à frente fria, que avança sobre a RMSF. É importante notar que o centro da CSP, área de interesse para a convecção profunda estudada, corresponde a uma superfície desértica segundo os arquivos de características de superfície do USGS, que alimentam o modelo WRF, e a Figura 4.33d mostra que ainda há a presença de LH no norte da CSP o que não é visto na Figura 4.33c.

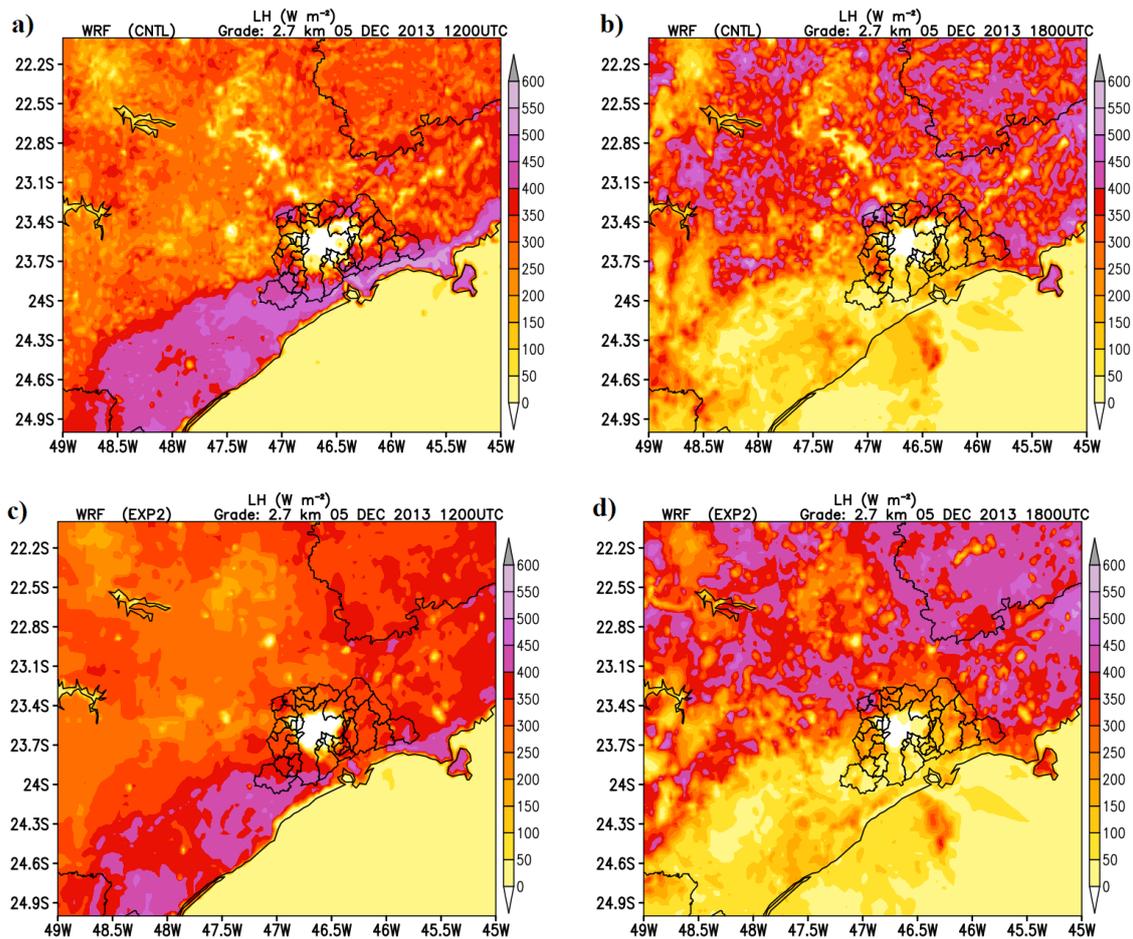


Figura 4.33: Os sombreados são os campos de fluxo de calor latente (Wm^{-2}) simulados pelo WRF: a) 1200 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, b) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, c) 1200 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2 e d) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2.

As Figuras 4.34 e 4.35 mostram os campos de precipitação gerados pela parametrização de microfísica de nuvens de *Lin* nos experimentos 2.7CNTL e 2.7EXP2, ambos às 1800, 1900, 2000 e 2100 UTC do dia 05/12/2013. No primeiro horário, a precipitação começa a se aproximar da RMSF. Em seguida, cobre quase toda a RMSF. Na Figura 4.35b (2000 UTC), observa-se um núcleo de precipitação na CSP, cuja latitude e longitude central são próximas à localização geográfica do Aeródromo de Campo de Marte. Por fim, às 2100

UTC (Figuras 4.35c e 4.35d), o sistema se desintensifica com a precipitação em ambas as figuras entre 0.1 e 1 mm sobre a RMSP. A precipitação é quase generalizada sobre a RMSP, com alguns núcleos de precipitação acumulada mais intensos espalhados na RMSP e também fora dela, em geral, atingindo taxas de até 30 mm em 1 hora.

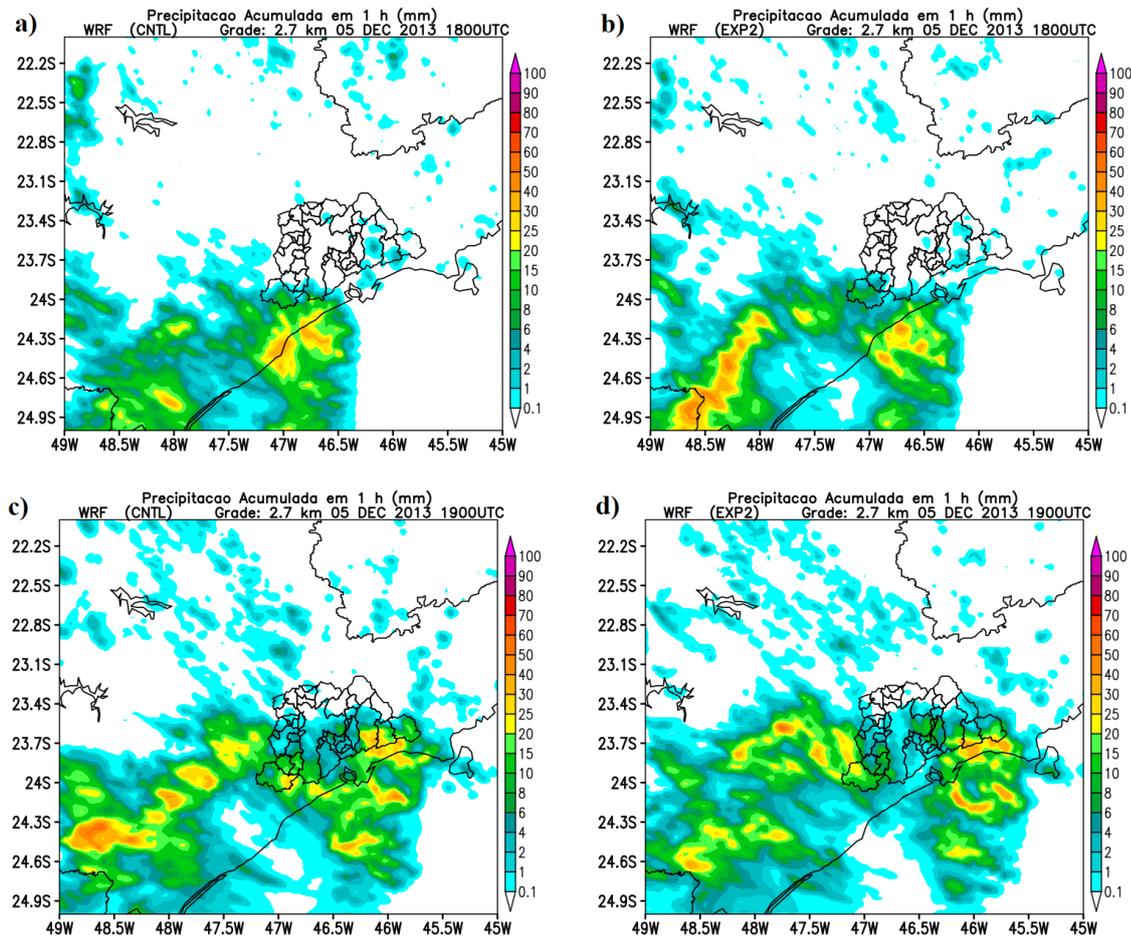


Figura 4.34: Os sombreados são os campos de precipitação acumulada em 1h (mm) gerada pela parametrização de microfísica de nuvens simulados pelo WRF: a) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, b) 1800 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2, c) 1900 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL e d) 1900 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2.

Nas Figuras 4.36a e b, foram acrescentadas linhas espessas na cor vermelha passando exatamente sobre o núcleo de precipitação no interior da capital paulista. Estas linhas indicam a posição e o tamanho da linha de base dos cortes em seções verticais da atmosfera nessa posição, a fim de se verificar o tipo de sistema precipitante que deu origem aos campos de precipitação gerados pela parametrização de microfísica de nuvens nos experimentos 2.7EXP2 e 0.9EXP2, ambos às 2000 UTC do dia 05/12/2013. Como se descreve em seguida, trata-se de um pequeno aglomerado de nuvens Cbs em variados estágios de ciclo

de vida.

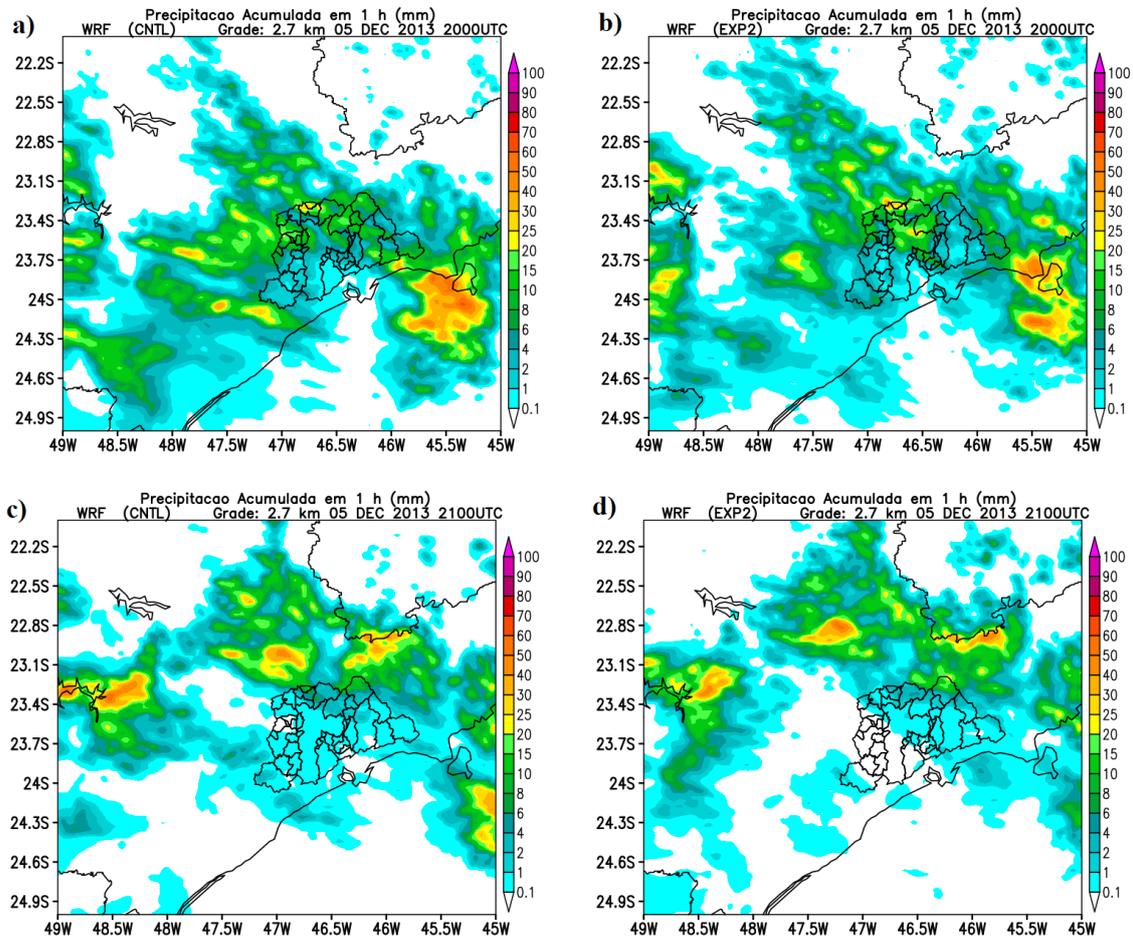


Figura 4.35: Os sombreados são os campos de precipitação acumulada em 1 h (mm) gerada pela parametrização de microfísica de nuvens simulados pelo WRF: a) 2000 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL, b) 2000 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2, c) 2100 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7CNTL e d) 2100 UTC de 05/12/2013 para o experimento 2.7EXP2.

Na Figura 4.37, têm-se as seções verticais do sistema de nuvens geradas nos experimentos 2.7EXP2 e 0.9EXP2, onde são observadas células convectivas em diversas fases do ciclo de vida. Estas seções verticais também mostram a dinâmica interna da célula convectiva profunda que se localiza nas áreas mais próximas ao Aeródromo de Campo de Marte, onde se registrou granizo à superfície.

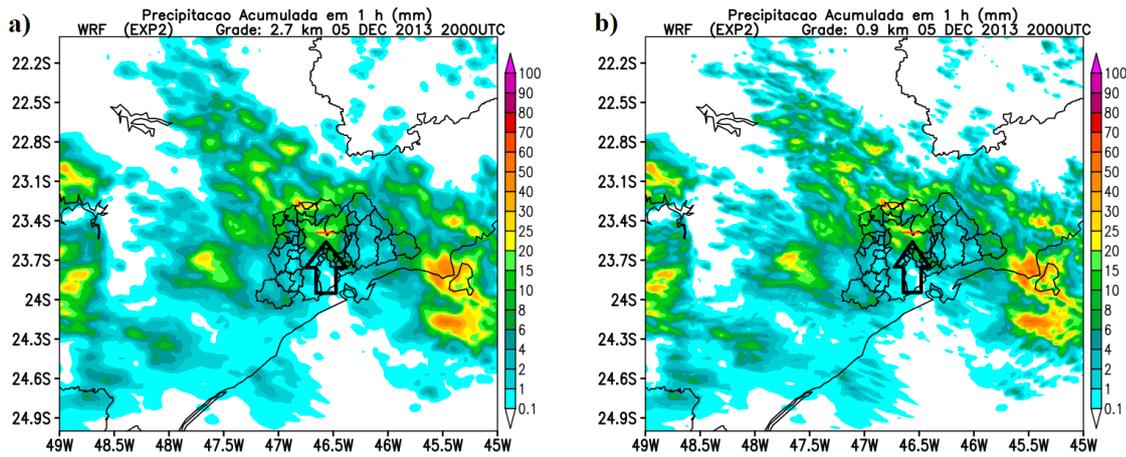


Figura 4.36: Os sombreados são os campos de precipitação acumulada de 1h (mm) gerada pela parametrização de microfísica de nuvens simulados pelo WRF às 2000 UTC, que apresenta um pequeno aglomerado de nuvens Cb sobre a CSP na qual foi feito o corte vertical do dia 05/12/2013: a) experimento 2.7EXP2 e b) experimento 0.9EXP2. As linhas vermelhas, apontadas pelas setas pretas, indicam a posição dos cortes verticais da nuvem cumulonimbus associada ao evento de interesse.

As Figuras 4.37a e 4.37b exibem áreas sombreadas, que resultam da soma somente das razões de mistura de água de nuvem, cristais de gelo e neve, a fim de separar estas espécies de hidrometeoros do granizo e da chuva líquida. Assim, as linhas sólidas vermelhas indicam a razão de mistura de granizo, que se distribui verticalmente, em ambas as figuras, entre aproximadamente 3,0 e 8,5 km de altitude. As linhas pretas contínuas e tracejadas indicam os valores da componente vertical do vento, respectivamente, para o movimento ascendente e descendente. A base da nuvem pode chegar até a aproximadamente 1 km de altitude em algumas longitudes. A isolinha de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (linha espessa em azul) localiza-se próxima dos 4.800 m de altitude, enquanto a isolinha de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ (linha espessa em azul), encontra-se em 11 km. Estes valores indicam que há uma grande espessura, de aproximadamente 6 km, para que ocorram os processos de *Bergeron*, os quais favorecem o crescimento de granizo (Pruppacher e Klett, 2012).

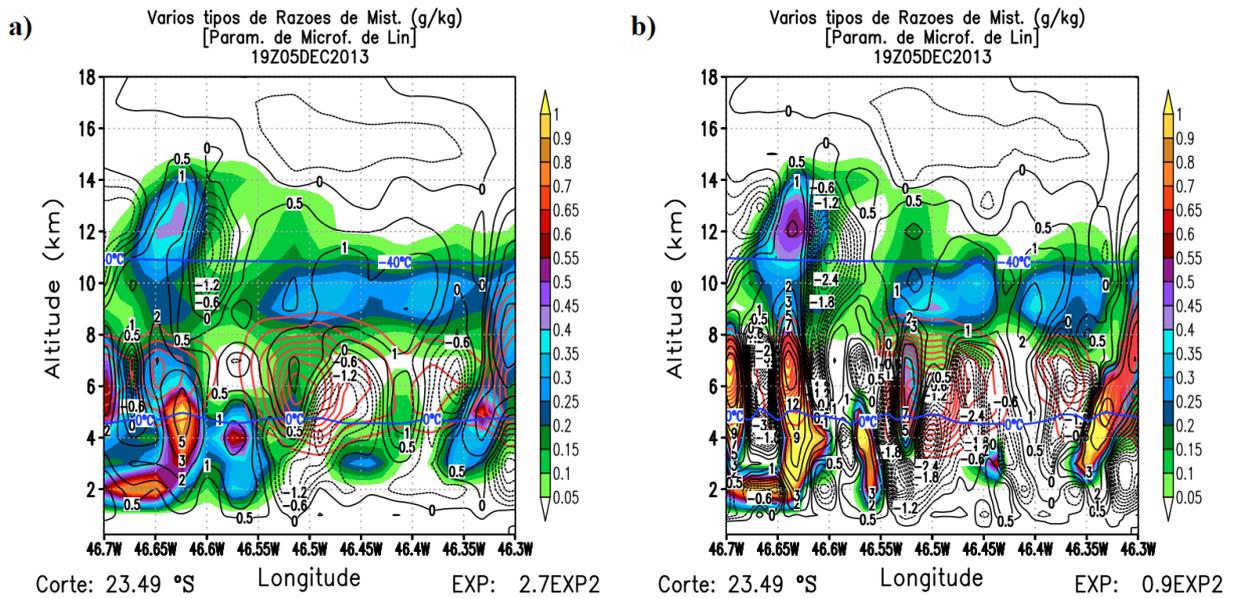


Figura 4.37: Seções verticais dos experimentos 2.7EXP2 e 0.9EXP2 de diferentes razões de misturas da célula convectiva às 1900 UTC do dia 05/12/2013: a) experimento 2.7EXP2 e b) experimento 0.9EXP2. As linhas vermelhas representam a razão de mistura de granizo. Os sombreados são a soma das razões de misturas de mistura de água de nuvem, cristais de gelo e neve. As linhas pretas contínuas e as tracejadas indicam os valores da componente vertical do vento (w), ou seja, movimento ascendente e descendente, respectivamente.

Pelas correntes ascendentes e descendentes de ambas as seções verticais da Figura 4.37, nota-se a presença de um aglomerado multicelular, onde os valores mais intensos das razões de mistura de água de nuvem, cristais de gelo e neve posicionam-se nos centros das células da nuvem em longitude. Ao se comparar as duas figuras correspondentes às duas grades de resoluções distintas geradas em um esquema *two-way*, onde as soluções numéricas da grade 2.7EXP2 (Figura 4.37a) se assemelham aos resultados da grade de 0.9EXP2 (Figura 4.37b), vê-se que, quanto maior a resolução da grade, maior é o valor central dos núcleos de hidrometeoros. Neste sentido, maior é, então, a massa total destes hidrometeoros. O mesmo ocorre com as correntes ascendentes e descendentes. Portanto, conclui-se que para ambos, as variáveis microfísicas e o movimento vertical, são dependentes da resolução de grade do modelo numérico. Por fim, dada a semelhança dos resultados nas duas grades aninhadas em modo *two-way*, somente os resultados da grade de maior resolução espacial (0.9EXP2) serão discutidos adiante.

4.4.3 Resultado da simulação com a grade de 900 m

Nas Figuras 4.38a e 4.38b são apresentadas as categorias de uso do solo utilizados nas simulações com o modelo WRF segundo dados do USGS para os experimentos 0.9CNTL e 0.9EXP2, respectivamente. É possível observar ao comparar as figuras que, no experimento CNTL sobre a CSP a categoria predominante é a de folhas largas perenes (13). Enquanto que, a respeito do experimento EXP2, o que se vê, é que sobre a maior parte da CSP, têm-se a floresta de folhas pontiagudas perenes (1). Na comparação entre as figuras, observam-se diferenças como na resolução, em que a Figura 4.38b possui uma resolução mais degradada, bem como a categoria de uso do tipo de solo. Logo, sugere-se que de certa forma essas diferenças contribuíram para que a convecção local tomasse seu curso e houvesse a formação de nuvens próximas ao Aeródromo de Campo de Marte no experimento EXP2, o que não foi obtido no experimento CNTL.

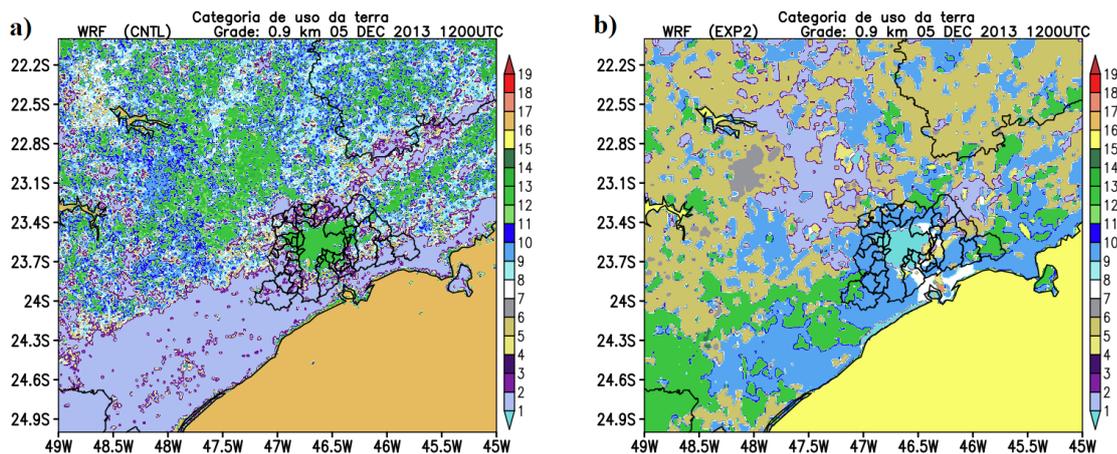


Figura 4.38: Os sombreados são as categorias de uso do solo conforme os dados do USGS às 1200 UTC do dia 05/12/2013: a) experimento 0.9CNTL e b) experimento 0.9EXP2. Para o experimento EXP2, os números representam as seguintes categorias: 1 - Terreno urbano e construído, 2 - Terras secas e pastagens, 3 - Cultivos irrigados e pastagens, 4 - Misto de terras secas/cultivos irrigados e pastagem, 5 - Mosaico de terras cultivadas/gramados, 6 - Mosaico de terras cultivadas/florestas, 7 - Pastagem, 8 - Terras de arbustos, 9 - Misto de terras de arbustos/gramados, 10 - Savana, 11 - Floresta decídua de folhas largas, 12 - Floresta decídua de folhas pontiagudas, 13 - Folhas largas perenes, 14 - Folhas pontiagudas perenes, 15 - Floresta mista, 16 - Corpos d'água, 17 - Pântano Herbáceo, 18 - Pântano de madeira e 19 - Árido ou escassamente vegetado. Para o experimento CNTL, os números representam as seguintes categorias: 1 - Floresta de folhas pontiagudas perenes, 2 - Floresta de folhas largas perenes, 3 - Floresta decídua de folhas pontiagudas, 4 - Floresta decídua de folhas largas, 5 - Floresta mista, 6 - Matagais fechados, 7 - Arbustos Abertos, 8 - Savanas arborizadas, 9 - Savanas, 10 - Pastagens, 11 - Zonas úmidas permanentes, 12 - Terras de cultivo, 13 - Terreno urbano e construído, 14 - Mosaico de Terra Cultivada/Vegetação Natural, 15 - Neve e gelo, 16 - Árido ou com vegetação esparsa, 17 - Água, 18 - Tundra arborizada e 19 - Tundra mista.

As Figuras 4.39 e 4.40 apresentam seções verticais do fenômeno convectivo reproduzido pelo experimento 0.9EXP2 nos horários entre às 1800 e 2000 UTC, com intervalos variados entre as figuras. Esta sequência de seções verticais mostra a variação temporal da dinâmica interna do aglomerado de células convectivas observado na simulação em variados estágios de ciclo de vida.

As Figuras 4.39 e 4.40 mostram que o comprimento do aglomerado convectivo é de, aproximadamente, 40 km em longitude. Existem vários centros de máximo e mínimo movimento vertical ao longo do aglomerado. Os topos das nuvens convectivas se encontram próximos dos 14 km de altitude. Segundo a definição de sistemas convectivos de mesoescala adotada em Houze Jr (2004), não se trata exatamente de um sistema convectivo de mesoescala, desde que a definição desses sistemas exige um comprimento de pelo menos 200 km, na maior escala horizontal do fenômeno, de precipitação contínua em superfície. Também, pelo seu tamanho e pelos vários núcleos de corrente ascendente, não se trata de uma célula Cb isolada ou uma supercélula. Propõe-se, assim, caracterizar o fenômeno aqui simulado como um *subsistema convectivo de mesoescala*, que não encontra classificação direta no trabalho de Orlanski (1975). Este subsistema desenvolveu-se próximo ao Aeródromo de Campo de Marte na simulação.

Na resolução horizontal da grade do experimento 0.9EXP2, o sistema convectivo, que apresenta pequenas dimensões na horizontal, mostra grande profundidade na vertical, como observado nas Figuras 4.39 e 4.40. O maior detalhamento que advém da maior resolução horizontal permite uma análise mais precisa do papel das correntes ascendentes e descendentes, que coexistem no interior da nuvem.

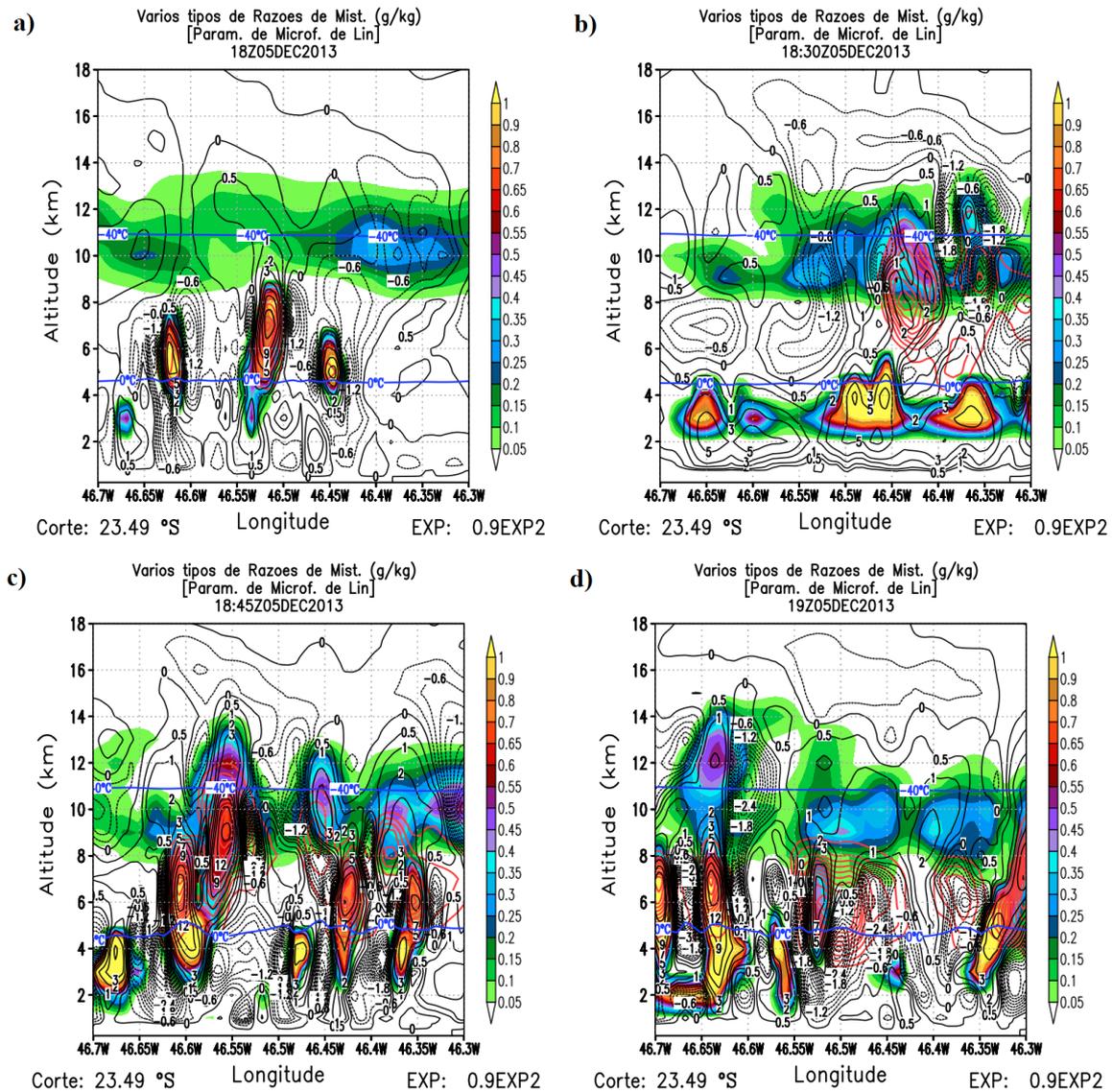


Figura 4.39: Seções verticais do experimento 0.9EXP2 de diferentes razões de misturas do sistema convectivo do dia 05/12/2013: a) às 1800 UTC, b) às 1830 UTC, c) às 1845 UTC e d) às 1900 UTC. As linhas vermelhas representam a razão de mistura de granizo. Os sombreados são a soma das razões de misturas de água de nuvem, cristais de gelo e neve. As linhas pretas contínuas e as tracejadas indicam os valores da componente vertical do vento (w), ou seja, movimento ascendente e descendente, respectivamente.

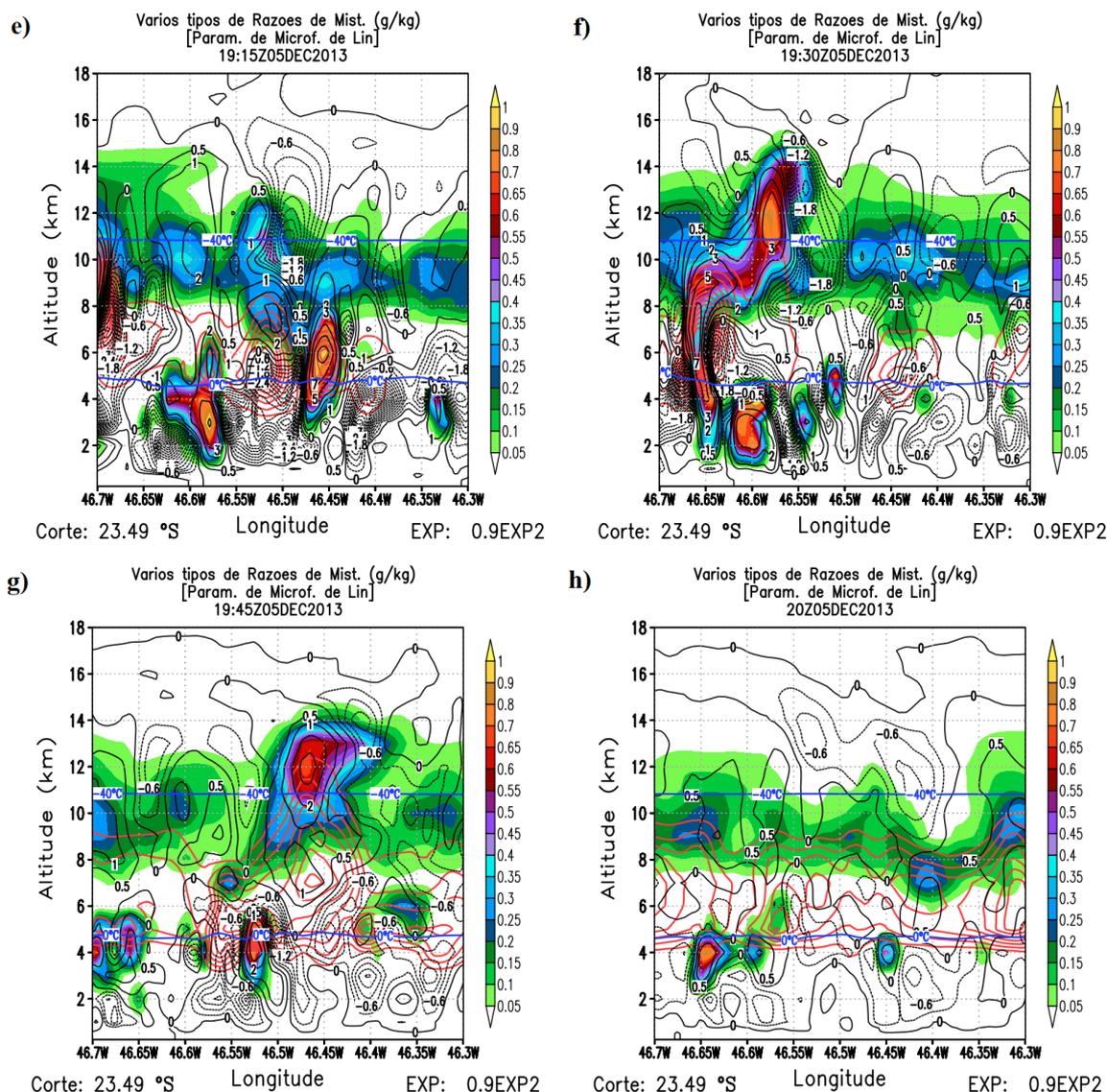


Figura 4.40: Seções verticais do experimento 0.9EXP2 de diferentes razões de misturas da célula convectiva do dia 05/12/2013: a) às 1915 UTC, b) às 1930 UTC, c) às 1945 UTC e d) às 2000 UTC. As linhas vermelhas representam a razão de mistura de granizo. Os sombreados são a soma das razões de misturas de água de nuvem, cristais de gelo e neve. As linhas pretas contínuas e as tracejadas indicam os valores da componente vertical do vento (w), ou seja, movimento ascendente e descendente, respectivamente.

As Figuras 4.39 e 4.40 exibem campos de razões de mistura de variáveis microfísicas geradas pela parametrização de *Lin*. Os núcleos sombreados são a soma das razões de mistura de água de nuvem, cristais de gelo e neve. As linhas sólidas vermelhas indicam a razão de mistura de granizo que, após às 1900 UTC, se mantém entre aproximadamente 4.100 m e pode atingir até os 12.000 m de altitude. As linhas pretas contínuas e tracejadas indicam os valores da componente vertical do vento (w), respectivamente, nos movimentos ascendentes e descendentes.

Nota-se que as várias células que compõem este subsistema vão se intensificando em horários distintos conforme a análise da evolução temporal das figuras. Porém, às 2000 UTC, verifica-se a desintensificação do subsistema em geral, que decai, a partir daí, para um sistema composto de nuvens do tipo *cirrus*, que se encontram em altitudes elevadas na atmosfera.

As Figuras 4.39 e 4.40 também mostram que a altitude da base das nuvens atinge um mínimo em, aproximadamente, 1,0 km em algumas longitudes. A base das nuvens em baixas altitudes não está associada a movimentos descendentes mais intensos do ar. Pelo contrário, em geral, as correntes descendentes mais intensas aparecem onde não há partículas de nuvem ou granizo, sugerindo fortemente que este fenômeno se deva à evaporação das partículas.

A isolinha de 0 °C (em azul) oscila entre 4,0 e 5,0 km de altitude, enquanto a isolinha de -40,0 °C (em azul), se mantém próximo dos 11,0 km de altitude. Os valores mais intensos das razões de mistura posicionam-se no centro das células convectivas do subsistema convectivo, em longitude, e alcançam, no máximo, a 1,0 $g\ kg^{-1}$. Observa-se, no entanto, que não há indicações nesta simulação de que pedras de granizo tenham atingido a superfície. Considerando-se que, abaixo da isolinha de 0 °C e onde há corrente descendente, a espessura de ar subsaturado e com temperatura acima dos 0 °C atinge, por vezes, os 5,0 km, conclui-se que as pedras derreteram para se tornarem água líquida, ou evaporaram completamente, ao longo de sua trajetória de queda pela atmosfera.

Para consolidar esta afirmação, a Figura 4.41, discutida com mais detalhes adiante, mostra como há bastante precipitação da variável água de chuva à superfície. Uma hipótese adicional também se apresenta, de que a intensidade da corrente descendente simulada não seja o suficiente para que as pedras de granizo atinjam a superfície antes de evaporar ou passar para o estado líquido. Desde que a corrente descendente parece ficar mais intensa com o aumento da resolução espacial da grade numérica do modelo, coloca-se a questão de que esta relação deva ser estudada mais aprofundadamente em trabalhos futuros, com o uso de grades de mais alta resolução espacial das que foram aqui testadas.

Na Figura 4.41, apresentam-se as seções verticais do subsistema gerado no 0.9EXP2 nos horários entre às 1845 e 1945 UTC (horários antes do sistema todo começar a se desintensificar). Esta sequência mostra a variação temporal somente da razão de mistura de granizo e da chuva, em sombreado e em linhas contínuas, respectivamente. Esta figura exhibe

como, dentre estes dois hidrometeoros, apenas a precipitação líquida atinge a superfície.

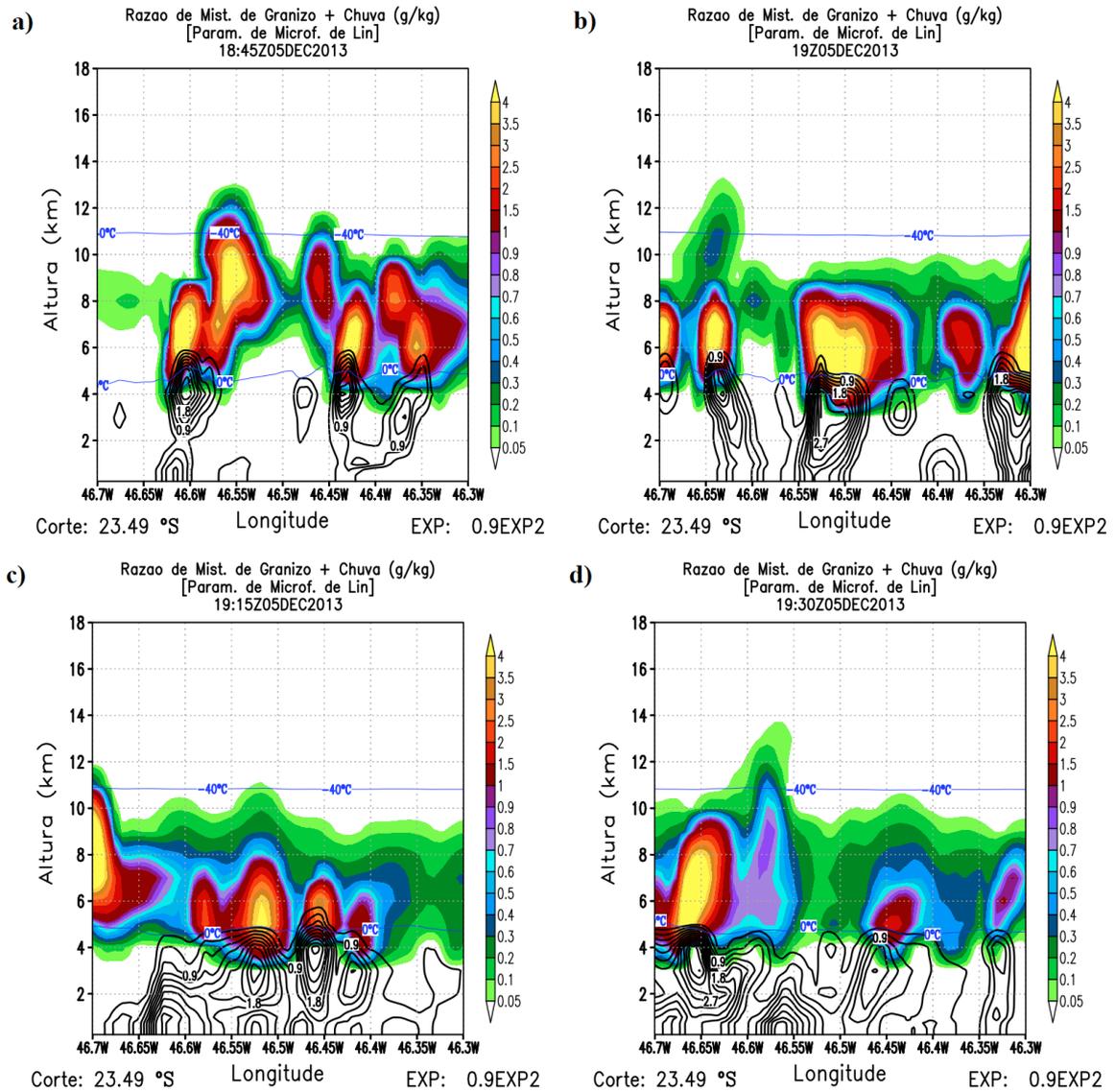


Figura 4.41: Seção vertical do experimento 0.9EXP2, ao longo da linha vermelha em destaque nas Figuras 4.36a e b, de razão de mistura de granizo (sombreados) e razão de mistura de chuva (linha preta contínua), ambas em $g\ kg^{-1}$, para o dia 05/12/2013 às: a) 1845 UTC; b) 1900 UTC; c) 1915 UTC e d) 1930 UTC.

A Figura 4.42a mostra o diagrama pseudoadiabático *skew T - log p* do perfil vertical da atmosfera obtido do experimento 0.9EXP2, com temperatura e temperatura do ponto de orvalho do ar ambiente (T e T_d , respectivamente) e vento calculados pela média horizontal em uma área de $30\ km^2$ (resolução espacial horizontal de $0,30^\circ$), enquanto a Figura 4.42b mostra o mesmo diagrama, mas a partir do perfil vertical obtido da sondagem real da atmosfera efetuada no Aeródromo de Campo de Marte, ambos às 1200 UTC do dia 05/12/2013. Nesta comparação, observa-se, de forma subjetiva, que há boa concordância

entre ambos os diagramas.

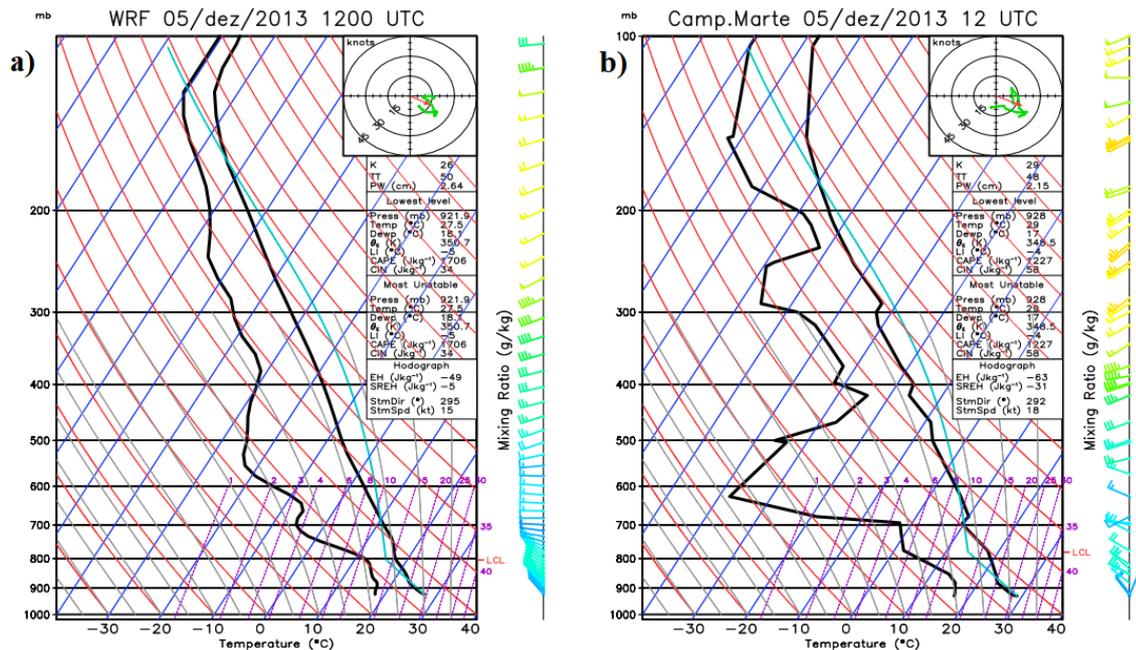


Figura 4.42: Diagramas pseudoadiabáticos *skew T - log p* do perfil vertical da atmosfera às 1200 UTC (8 horas anteriores ao registro do evento): a) dos dados médios da simulação no 0.9EXP2 em uma área de 30 km^2 ao redor do Aeródromo de Campo de Marte e b) das medições da radiossondagem lançada no Aeródromo de Campo de Marte. As curvas em preto são: à esquerda, a temperatura do ponto de orvalho ambiente; à direita, a temperatura do ar ambiente. A curva azul representa a trajetória de uma parcela de ar hipotética que se eleva verticalmente e de forma adiabática a partir da superfície local.

As maiores diferenças são observadas principalmente entre 700 e 500 hPa, onde a sondagem de Campo de Marte indica uma camada muito mais seca do que se observa na simulação. Apesar do horário ainda distante do registro de granizo em superfície, deve-se ressaltar que o entranhamento de ar seco nessa camada intermediária da atmosfera favorece a intensa evaporação de água líquida e gelo no interior das tempestades, e uma das consequências disso é a intensificação das correntes descendentes associadas aos Cbs.

Na comparação entre os diagramas da Figura 4.42, ainda se vê boa semelhança no perfil vertical do vento e na curva da trajetória vertical de uma parcela adiabática em ascensão (curva azul). Os valores das variáveis termodinâmicas e dos índices de instabilidade calculados no horário das 1200 UTC para a observação e simulação são, respectivamente: NCL de 780 e 806,6 hPa; CAPE de 1223,9 e $1580,5 \text{ J kg}^{-1}$; CINE de $-59,0$ e $-44,8 \text{ J kg}^{-1}$; IL de $-4,1$ e $-5,5 \text{ }^\circ\text{C}$; IS de $-1,0$ e $-3,3 \text{ }^\circ\text{C}$; cisalhamento vertical do vento horizontal de 2,0 e $0,8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$; H0°C de 560,8 e 571,7 hPa; AP de 23,3 e 28,1 mm e espessura entre $-10,0 \text{ }^\circ\text{C}$ e $-30,0 \text{ }^\circ\text{C}$ de 136,7 e 155 hPa. Como se vê, o modelo aponta para variáveis e índices

mais favoráveis a tempestades intensas, com exceção da CINE e do cisalhamento.

A Figura 4.43 exhibe a evolução temporal do perfil vertical da simulação 0.9EXP2 após às 1200 UTC. São apresentados os diagramas pseudoadiabáticos somente a partir das 1845 UTC, desde que os perfis simulados entre 1200 e 1700 UTC são muito similares. A partir das 1200 UTC e até antes das 2000 UTC, verifica-se que os índices e variáveis termodinâmicas ainda apresentam valores consideráveis para o processo de convecção. Às 2000 UTC, as curvas de T e T_d se aproximam ao máximo e, em seguida, registra-se que o CAPE vai a zero durante a evolução do processo de convecção mais intensa.

As Figuras 4.44 e 4.45 trazem as séries temporais de alguns dos índices e variáveis termodinâmicas que mostraram maior variação durante a evolução do evento. Em geral, segundo (Wetzel e Martin, 2001), os índices e variáveis termodinâmicas associadas à instabilidade atmosférica se intensificam ao longo do dia e decaem após a ocorrência do evento convectivo. Assim, é interessante analisar a evolução desses índices nas horas anteriores ao registro do granizo em superfície.

A Figura 4.44a mostra a variação do NCL a partir das 1200 UTC do dia 05 até às 0300 UTC do dia 06 de dezembro de 2013. Após às 1200 UTC verifica-se que o NCL aumenta até às 1700 UTC, passando de 806,6 hPa para 752,4 hPa. A partir daí, diminui até às 1930 UTC (próximo ao horário do registro de granizo), onde se tem o valor de 895,2 hPa, e a partir do qual o NCL volta a aumentar novamente. Após às 2100 UTC se mantém estável em torno de 870 hPa.

Para o IS (Figura 4.44b), verifica-se que o seu valor era de $-3,3$ °C às 1200 UTC, e chegou próximo a -5 °C às 1315 UTC. Mantém-se com valores baixos até às 1800 UTC, quando perde intensidade de forma rápida até às 2000 UTC. A partir das 1930 UTC (próximo ao horário do registro de granizo), IS apresenta valores positivos, o que indica que a partir deste momento a atmosfera passa a ser estável.

Em relação ao índice IL (Figura 4.44c), o comportamento é similar ao índice IS (devido ao cálculo semelhante entre essas variáveis). Observa-se o valor de $-5,5$ °C às 1200 UTC, que se intensifica e atinge $-6,7$ °C às 1315 UTC. A partir deste horário, o valor varia aproximadamente entre $-5,0$ °C e $-6,0$ °C, apontando para alta instabilidade na atmosfera para o desenvolvimento de convecção. Após às 1930 UTC, IL, assim como no caso de IS, perde intensidade.

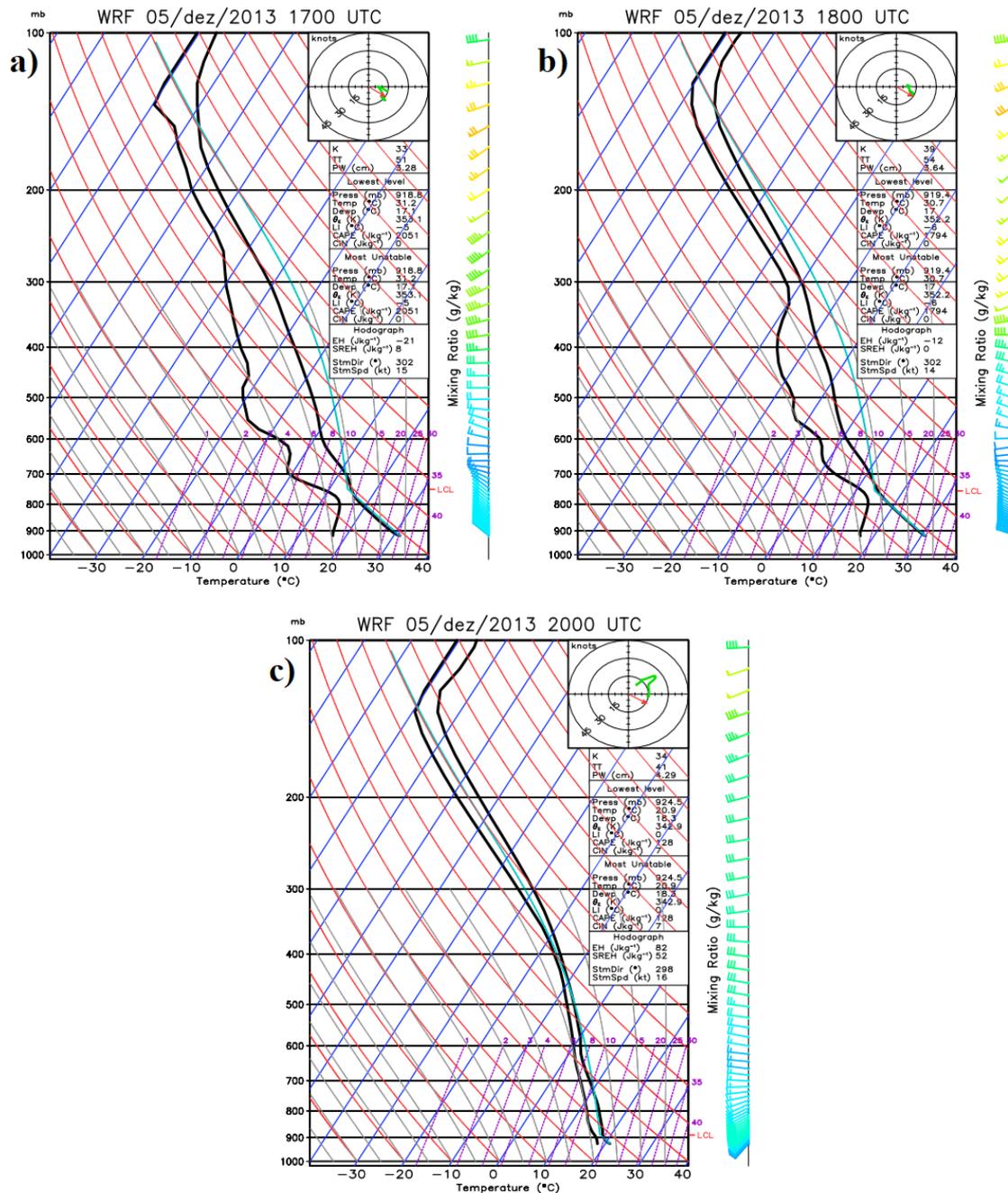


Figura 4.43: Diagramas pseudoadiabáticos *skew T - log p* do perfil vertical da atmosfera : a) dado pela simulação às 1700 UTC, b) dado pela simulação às 1800 UTC e c) dado pela simulação às 2000 UTC. As curvas em preto são: à esquerda, a temperatura do ponto de orvalho ambiente; à direita, a temperatura do ar ambiente. A curva azul representa a trajetória de uma parcela de ar hipotética que se eleva verticalmente e de forma adiabática a partir da superfície local.

A CAPE (Figura 4.44d) aumenta de $1580,5 J kg^{-1}$ para o valor máximo do dia, de $2228,6 J kg^{-1}$, às 1315 UTC. O valor de CAPE se mantém em torno de $2000,0 J kg^{-1}$ até às 1800 UTC e, posteriormente, cai a $0,0 J kg^{-1}$ dentro das 2 horas seguintes. Com estas análises, já é possível afirmar que a área em torno do Aeródromo de Campo de Marte

estava sob regime de instabilidade favorável à convecção pelo menos desde às 1200 UTC do dia 05/12/2013, aumentando nas horas seguintes e até às 1800 UTC, quando os processos de formação de nuvem e precipitação alteram as condições termodinâmicas predominantes até então. Nas 2 horas seguintes, até às 2000 UTC, toda a convecção esperada para a região toma seu curso. O subsistema convectivo entra em decaimento e desaparece após às 2000 UTC.

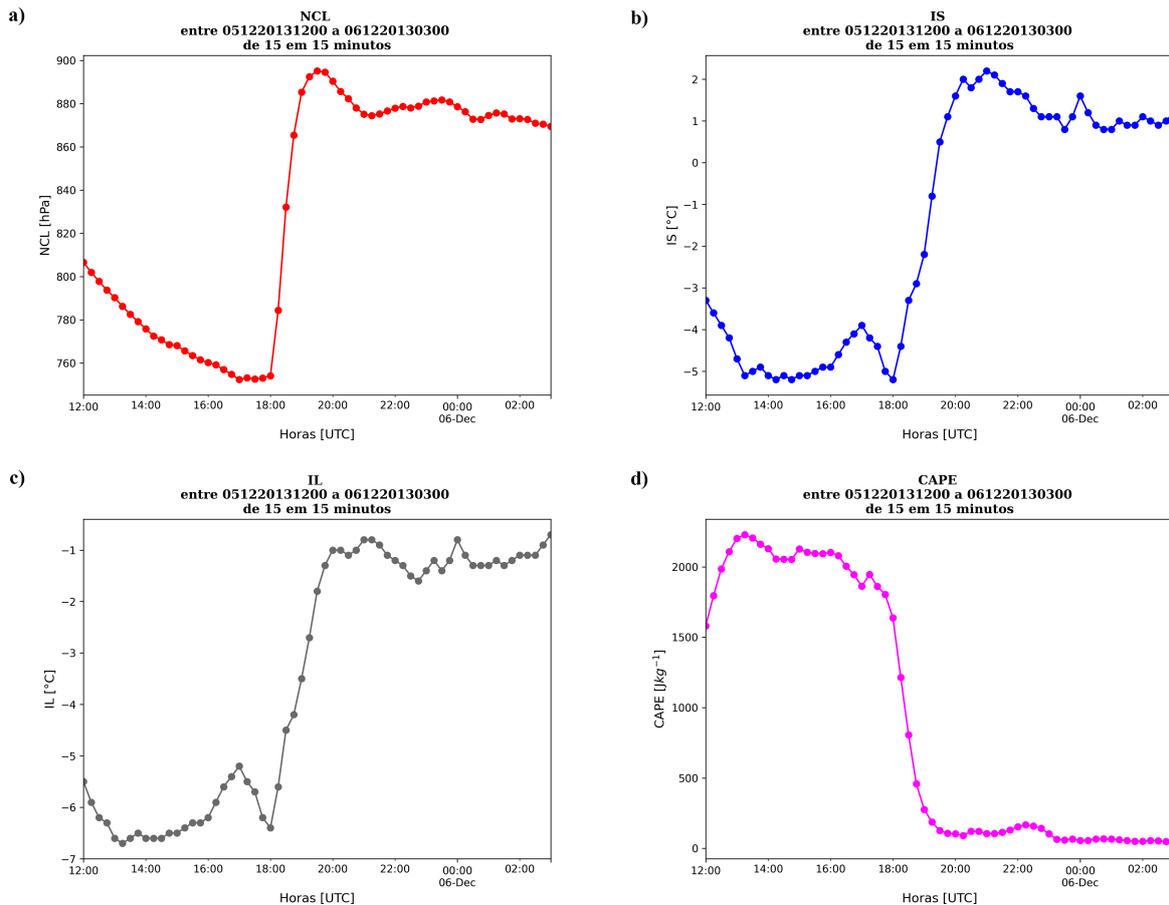


Figura 4.44: Séries temporais de algumas das variáveis termodinâmicas calculadas dadas pela simulação: a) NCL, b) IS, c) IL, d) CAPE.

A evolução de CINE é mostrada na Figura 4.45a. Seu valor às 1200 UTC é de $-44,8 J kg^{-1}$, que diminui e se mantém próximo a zero até por volta das 1800 UTC, facilitando a convecção espontânea a partir de térmicas de superfície. No entanto, com a aproximação da linha frontal, o valor de CINE diminui rapidamente e atinge o mínimo de $-117,6 J kg^{-1}$ às 1900 UTC, favorecendo o disparo de convecção explosiva naquela região. A convecção fica totalmente inibida após às 2100 UTC, quando se verificam valores máximos de $-100 J$

kg^{-1} e abaixo disso, nas horas seguintes, após o decaimento do evento convectivo.

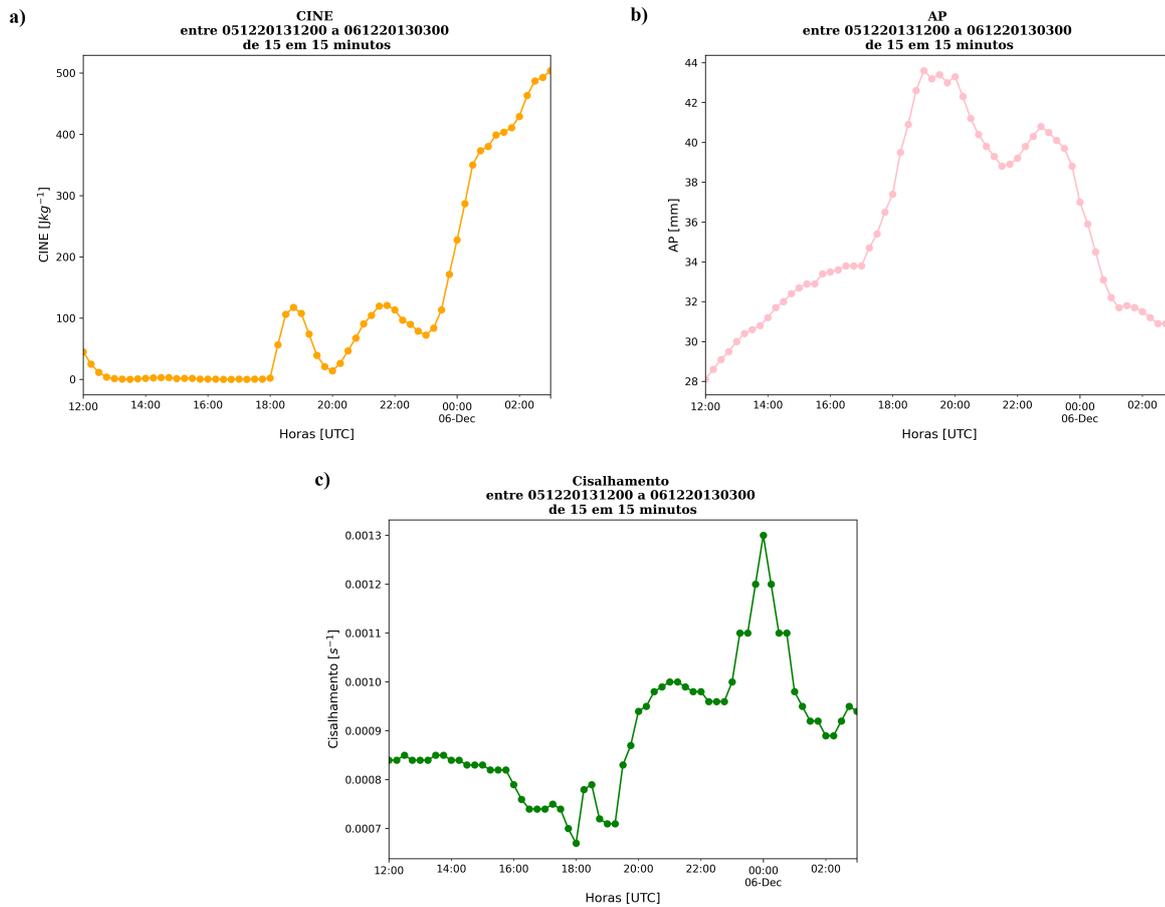


Figura 4.45: Séries temporais de algumas das variáveis termodinâmicas calculadas dadas pela simulação: a) CINE, b) AP e c) cisalhamento.

A variável AP (Figura 4.45b) mostra-se bastante sensível à aproximação da frente fria da CSP, aumentando de aproximadamente 28,0 mm às 1200 UTC para atingir o valor máximo de 43,6 mm às 1900 UTC. Pelas análises efetuadas anteriormente neste manuscrito, isto se dá pela contribuição dos fluxos de noroeste em direção à região de interesse. Durante o evento convectivo, a AP diminui na coluna atmosférica, mas se mantém relativamente alta, variando entre 43,6, às 1900 UTC, e aproximadamente 39 mm às 2200 UTC. Após um pequeno salto positivo, a variável perde valor a partir das 2300 UTC. Portanto, fica clara a contribuição da AP para a evolução da convecção na tarde daquele dia, embora não se possa generalizar este fato para outros eventos. Fica, assim, o indicativo para uma análise mais detalhada do comportamento da AP para a convecção profunda na CSP em trabalhos futuros.

Por fim, o cisalhamento vertical do vento horizontal (Figura 4.44c) é de $0,84 \times 10^{-3}$

s^{-1} às 1200 UTC, considerado fraco. O valor do cisalhamento diminui nos horários seguintes e permanece baixo até antes do início do desenvolvimento da convecção ao redor do Aeródromo de Campo de Marte, às 1800 UTC. Momentos antes do registro de granizo à superfície, observa-se que o valor da variável aumenta bruscamente e, durante e após o desenvolvimento da convecção, o seu valor aumenta, devido às alterações da dinâmica do vento devido às células de Cbs, com seus devidos ajustes de massa em toda a coluna atmosférica. Portanto, a hipótese é que este aumento dos valores de cisalhamento se deve a um efeito originado pela própria convecção local.

Conclusão

5.1 Discussão dos principais resultados

No estudo de um conjunto de dados de registros de granizo à superfície para os meses quentes e úmidos na CSP entre janeiro de 2003 e março de 2020, constatou-se que a maioria dos eventos são oriundos de células Cbs isoladas e que produzem topos de cirros que assumem formato circular ou oblongo quando visualizados do ponto de vista dos satélites geoestacionários da série GOES. Esta característica morfológica dos topos é um indicativo da presença de fortes correntes verticais ascendentes no interior das células de nuvens do tipo Cb, caracterizando-as como tempestades. Ainda, as Cbs de topo circular estão embebidas numa atmosfera de troposfera superior com pouca intensidade dos ventos horizontais, enquanto as células com topos oblongos, com ventos superiores de maior magnitude.

A análise da distribuição geográfica dos registros de granizo à superfície indica que a zona geopolítica da cidade com a maior densidade de queda de granizo é o Centro da CSP, enquanto a Zona Sul é aquela com a menor densidade de queda de granizo. Dentre os 6 meses mais quentes e úmidos do ano na CSP (de outubro de um ano a março do ano seguinte), os meses de maior frequência de registro de granizo são janeiro e fevereiro, e o de menor frequência, outubro. Há maior tendência de os registros de granizo ocorrerem no meio da tarde, com a maior frequência de registros às 16 horas locais e, segundo as análises das imagens dos satélites da série GOES, a maioria dos registros de granizo ocorre dentro de um período de até 2 horas antes da intensificação da tempestade na imagem do satélite.

As análises estatísticas dos índices de instabilidade atmosférica e variáveis termodinâmicas associadas à convecção por meio das técnicas de histogramas de frequência

e dos *boxplots* revelam que o NCL é mais baixo para dias SGT, enquanto o comportamento do NCL é similar nos dias GR e GRMI, sendo mais elevado nesses dois conjuntos de casos em relação aos dias sem o desenvolvimento de cumulonimbus. As comparações da variável $H_0^{\circ}\text{C}$ para os distintos conjuntos de dados não mostram muita diferença, de forma que a altitude da isoterma de 0°C não se mostrou relevante para discernir entre dias com e sem tempestades ou com e sem granizo na CSP.

As variáveis IL e IS apresentam comportamento temporal similar nas análises, e ambos capturam maior instabilidade atmosférica, no horário das sondagens (1200 UTC), para os casos GR e GRMI, sendo mais intensos que os casos TS. Esta constatação é importante, desde que aponta para uma maior instabilidade para dias de granizo desde o meio da manhã em São Paulo (entre 09 e 10 horas locais, dependendo se o ano analisado esteve ou não sob o vigor do horário de verão). Ao contrário, os dias SGT mostram IL e IS com valores tendendo ao lado positivo da distribuição de valores, ou seja, valores que indicam maior estabilidade termodinâmica. Os casos GRMI estão associados com dias em que a temperatura da superfície às 1200 UTC é maior que nos outros grupos de casos.

Uma variável de especial importância é a CAPE, sendo nitidamente mais intensa para os grupos com tempestades GR e GRMI. Conclui-se que, do ponto de vista estatístico, a CAPE é sensível a uma pré-disposição atmosférica para desenvolvimento de convecção nas horas seguintes à da realização das sondagens do Campo de Marte. No caso da CINE, os casos GR possuem valores mais elevados.

A distribuição de valores de cisalhamento vertical do vento horizontal também mostra alguma sensibilidade a casos de granizo em superfície na CSP, pois apresenta a menor mediana dentre os grupos analisados. Isto corrobora a análise de que os casos de granizo em destaque neste trabalho ocorrem, na maior parte, em ambiente de cisalhamento vertical de baixa magnitude, indicando correntes ascendentes de orientação praticamente ortogonal em relação à superfície. Pela constatação de que o horário típico de registro de granizo à superfície é anterior à visualização da máxima intensidade da convecção pelas imagens dos satélites geoestacionários, defende-se neste trabalho que o granizo se forma e precipita ainda durante a intensificação das correntes ascendentes no interior das células Cbs (estágio de desenvolvimento ou mesmo no estágio *cúmulos congestus*), e não após essas células Cb atingirem o seu estágio maduro.

O comportamento da variável AP, que se mostrou sensível aos dias GR, TS e GRMI

em relação ao conjunto SGT, mostrou também menores valores para dias GR em relação aos dias TS. Além disso, para a simulação WRF do caso de 05/12/2013, a AP mostrou uma elevação significativa entre às 1200 UTC e o horário do registro de granizo à superfície (2000 UTC). O aumento da AP é devido ao transporte de umidade pela corrente de jato pré-frontal de 850 hPa, de noroeste, e que acompanha a passagem da frente fria por São Paulo.

O teste K-S no nível de confiança de $alpha = 5\%$ indicou que a distribuição gaussiana é válida para as variáveis e índices NCL, IS, IL, AP, Espessura, Temperatura do ar à Superfície e Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície dos casos GR; a AP e a Temperatura do ar à Superfície dos casos TS e GT e por fim, para os casos GRMI o NCL, a AP, a Temperatura do ar à Superfície, a Espessura e a Temperatura do Ponto de Orvalho à Superfície. De forma sumária, este fato indica haver possibilidade de atribuir alguma probabilidade de ocorrência de granizo à superfície a partir dessa distribuição de frequências sobre as medições realizadas com as radiossondagens do Aeródromo de Campo de Marte. No entanto, não se pode tomar esta constatação como qualquer tipo de recomendação para uso operacional, pois são necessários estudos mais aprofundados neste assunto.

Este estudo permite concluir que a influência da escala sinótica sobre a mesoescala se dá por intermédio do estabelecimento de condições favoráveis à convecção profunda durante o dia 05/12/2013. A escala sinótica, bem como as características da topografia da região, induzem altos valores de CAPE durante o período vespertino na CSP, além de proporcionar, também, o mecanismo de levantamento para as parcelas de ar da superfície com a penetração da frente fria em superfície. A presença bem definida da Alta da Bolívia estabelece um ramo difluente sobre a CSP, favorecendo o movimento vertical ascendente e a consequente convergência de massa e umidade em baixos níveis. A aproximação da frente fria da área em estudo contribuiu para o escoamento de umidade advindo de noroeste em direção à CSP, com a umidade originada no sul da região amazônica. Segundo os registros do METAR, notou-se que a frente fria com entrada na região de interesse às 2000 UTC foi outro fator contribuinte neste caso. Contudo, no horário das 1200 UTC, como visto na radiossondagem, as condições atmosféricas, em geral, já apresentavam valores indicativos de desenvolvimento de convecção profunda nas horas seguintes.

As análises dos resultados das simulações com o modelo WRF no experimento 8.1CNTL, de 8,1 km de espaçamento horizontal entre os pontos de grade, mostram a atividade con-

vectiva de forma bem definida na faixa leste do estado de São Paulo em geral, comparável ao observado na imagem do satélite GOES-13. Seus resultados permitiram, na sequência, adquirir maior confiança nos resultados das grades aninhadas, de 2.7 e 0.9 km de resolução espacial. No experimento 2.7CNTL, a análise da variável LH mostrou que o centro da CSP, área de interesse do estudo, corresponde a uma superfície desértica, definida pelas características de superfície utilizadas na simulação, sendo que este primeiro experimento inibiu a formação de convecção profunda próximo ao Aeródromo de Campo de Marte. Contudo, a convecção profunda aparece no local correto e próximo do horário de observação do fenômeno no experimento 2.7EXP2, em que a região desértica foi alterada para vegetação de baixa estatura, concluindo-se que é necessário um melhor tratamento da superfície, do solo e de outras características geomorfológicas a fim de que as simulações de mesoescala capturem adequadamente os fenômenos convectivos na CSP.

Nas seções verticais dos experimentos 2.7EXP2 e 0.9EXP2, observaram-se células convectivas em diversas fases do ciclo de vida da convecção profunda, na forma de um aglomerado multicelular, próximas ao Aeródromo de Campo de Marte. A espessura, entre 0°C e -40°C, que favorece o crescimento de granizo, foi de aproximadamente 6 km. Pela comparação das figuras destes dois experimentos verificou-se semelhança em seus resultados, porém quanto maior a resolução da grade, maior o valor central dos núcleos de hidrometeoros (maior a massa total) e mais detalhados são os movimentos verticais.

Na grade de 0.9EXP2, pode-se identificar que o aglomerado convectivo é de, aproximadamente, 40 km em longitude e os topos das nuvens convectivas se encontram próximos dos 14 km de altitude. Como não se tratou de um sistema convectivo de mesoescala, nem uma célula Cb isolada ou supercélula, o sistema foi caracterizado como *subsistema convectivo de mesoescala*. As várias células que compõem este *subsistema* vão se intensificando em horários distintos. A desintensificação do subsistema se dá por voltas das 2000 UTC, quando este decai para um sistema composto de nuvens do tipo *cirros*.

Nesta mesma grade 0.9EXP2, observou-se que não houve indicações de granizo atingindo a superfície, mas somente da precipitação líquida. Conclui-se neste caso que as pedras de granizo derreteram se tornando água líquida ou evaporaram completamente no caminho em direção à superfície. Constata-se assim que ainda há a necessidade de se resolver melhor a grade do modelo, a fim de se obter um maior detalhamento das correntes descendentes. Para os diagramas *skew T - log P* teve-se boa concordância entre a

solução do modelo e o observado no Aeródromo de Campo de Marte. Por fim, os resultados das variáveis e índices termodinâmicos, em geral, apontam que os índices de instabilidade como calculados com as soluções do modelo ficam a cada instante mais favoráveis ao desenvolvimento de tempestades intensas entre 1200 UTC e 2000 UTC, horário de máximo desenvolvimento convectivo segundo a observação.

5.2 Sugestões para trabalhos futuros

A seguir são apresentados em tópicos as sugestões para trabalhos futuros direcionados especificamente para o assunto tratado nesta dissertação:

- Ampliar a base de dados de granizo e de tempestades sem registro de granizo à superfície com dados advindos de radar;
- Plotar o ajuste de curva do tipo exponencial para as variáveis CAPE e CINE, bem como o ajuste para outras curvas de distribuição para outras variáveis que não possuem distribuição normal segundo o teste K-S;
- Cálculo de outras variáveis e índices termodinâmicos relacionados a tempestade com registro de granizo à superfície;
- Realizar mais testes de simulação com outros casos de granizo à superfície, principalmente dos casos CI-1 que são os que mais ocorrem;
- Fazer simulações com outras microfísicas de nuvem;
- Testar uma melhor parametrização urbana para a CSP;
- Testar se o aumento da resolução espacial traz maior detalhamento das correntes descendentes;
- Análise mais detalhada do comportamento da AP para a convecção profunda na CSP;
- Verificar a velocidade terminal do granizo.

Referências Bibliográficas

- AMS, 2019 Stability index <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Stability_index>
Accessed 2019-02
- Anthes R. A., Numerical prediction of severe storms—Certainty, possibility, or dream?,
Bulletin of the American Meteorological Society, 1976, vol. 57, p. 423
- AWS, 1979 Technical report The skew T, log P diagram in analysis and forecasting. Scott
Air Force Base
- Beal A., Hallak R., Martins L. D., Martins J. A., Biz G., Rudke A. P., Tarley C. R. T.,
Climatology of hail in the triple border Paraná, Santa Catarina (Brazil) and Argentina,
Atmospheric Research, 2020, vol. 234, p. 104747
- Beltran R. P., Características da precipitação e atividade elétrica de tempestades severas
da Região Metropolitana de São Paulo, Universidade de São Paulo, 2017, Dissertação
de Mestrado, 113 p.
- Berger V. W., Zhou Y., Kolmogorov–smirnov test: Overview, 2014
- Berri G. J., Inzunza J. B., The effect of the low-level jet on the poleward water vapour
transport in the central region of South America, Atmospheric Environment. Part A.
General Topics, 1993, vol. 27, p. 335
- Bluestein H. B., Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II. Observations
and theory of weather systems. 2nd ed. New York: Oxford University Press, 1993
- Bolton D., The computation of equivalent potential temperature, Monthly Weather Re-
view, 1980, vol. 108, p. 1046

- Brandt S., Data analysis: statistical and computational methods for scientists and engineers. 4th ed. New York: Springer Cham, 2014
- Brooks H. E., Lee J. W., Craven J. P., The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data, *Atmospheric Research*, 2003, vol. 67-68, p. 73
- Byers H. R., Braham R. R., The thunderstorm: report of the Thunderstorm Project. 1st ed. Washington: US Government Printing Office, 1949, 287 p.
- Campos C. R. J., Eichholz C. W., Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008, *Revista Brasileira de Geofísica*, 2011, vol. 29, p. 331
- Cintineo J. L., Smith T. M., Lakshmanan V., Brooks H. E., Ortega K. L., An objective high-resolution hail climatology of the contiguous United States, *Weather and Forecasting*, 2012, vol. 27, p. 1235
- Correa S. M. B. B., Probabilidade e estatística. 2nd ed. Belo Horizonte: PUC Minas Virtual, 2003
- Cotton W. R., Anthes R. A., Storm and cloud dynamics. 1st ed. San Diego: Academic Press, 1992, 883 p.
- Davies H. C., A lateral boundary formulation for multi[U+2010]level prediction models, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1976, vol. 102, p. 405
- Dessens J., Berthet C., Sanchez J. L., Change in hailstone size distributions with an increase in the melting level height, *Atmospheric Research*, 2015, vol. 158, p. 245
- Donner L. J., A cumulus parameterization including mass fluxes, vertical momentum dynamics, and mesoscale effects, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1993, vol. 50, p. 889
- Doswell C. A., The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example, *Weather and Forecasting*, 1987, vol. 2, p. 3
- Doswell C. A., Severe convective storms – an overview. In *Severe convective storms* , American Meteorological Society, 2001, p. 1

-
- EMPLASA, 2019 Região Metropolitana de São Paulo <<https://emplasa.sp.gov.br/RMSP>> Acessado 2019-02
- Fawbush W. J., Miller R. C., A mean sounding representative of the tornadic airmass environment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1952, vol. 33, p. 303
- Freitas E., Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes, Universidade de São Paulo, 2003, Tese de Doutorado, 176 p.
- Fritsch J. M., Chappel C. F., Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1980, vol. 37, p. 1722–1733
- Galway J. G., The lifted index as a predictor of latent instability, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1956, vol. 37, p. 528
- Grapher, 2021 Statistics Results <<http://grapherhelp.goldensoftware.com/>> Acessado 2021-01
- Hallak R., Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP, Universidade de São Paulo, 2007, Tese de Doutorado, 219 p.
- Hallak R., CAPE e CINE - Apostila do curso de pós-graduação do DCA/IAG/USP da disciplina Termodinâmica da Atmosfera, 2017
- 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
- Harshvardhan R. D., Randall D. A., Corsetti T. G., A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models, *Journal of Geophysical Research*, 1987, vol. 92, p. 1009
- Hill F. F., Browning K. A., Persistence and orographic modulation of mesoscale precipitation areas in a potentially unstable warm sector, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1979, vol. 105, p. 57
- Houze R. A. J., *Cloud dynamics*. 2nd ed. Massachusetts: Academic Press, 2014

- Houze Jr R. A., Mesoscale convective systems, *Reviews of Geophysics*, 2004, vol. 42, p. 1
- IAG-USP, 2020 Estação Meteorológica do IAG/USP <<http://www.estacao.iag.usp.br/seasons/index.php>> Acessado 2020-10
- IBGE, 2021 Cidades e Estados <<https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/sp/sao-paulo.html>> Acessado 2021-02
- INFOCIDADE, 2021 Dados demográficos dos distritos pertencentes às Subprefeituras <https://www.prefeitura.sp.gov.br/cidade/secretarias/subprefeituras/subprefeituras/dados_demograficos/index.php?p=12758> Acessado 2021-02
- Jambu M., *Exploratory and multivariate data analysis*. 1st ed. San Diego: Academic Press., 1991
- James G., Witten D., Hastie T., Tibshirani R., *An introduction to statistical learning with applications in R*. 1st ed. New York: Springer, 2013
- Jesus E. S., Hallak R., Física das Tempestades de Granizo em São Paulo. In 72^a Reunião Anual da SBPC , Natal, Brasil, 2020, p. 4
- Johns R. H., Doswell C. A., Severe local storms forecasting, *Weather and Forecasting*, 1992, vol. 7, p. 588
- Johnson R. H., Mapes B. E., Mesoscale processes and severe convective weather. In *Severe Convective Storms - V. II* , Springer, 2001, p. 71
- Joyce R. J., Janowiak J. E., Arkin P. A., Xie P., CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, *Journal of Hydrometeorology*, 2004, vol. 5, p. 487
- Kain J. S., The Kain–Fritsch convective parameterization: an update, *Journal of Applied Meteorology*, 2004, vol. 43, p. 170
- 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

- Kampstra P., Beanplot: A boxplot alternative for visual comparison of distributions, *Journal of statistical software*, 2008, vol. 28, p. 1
- Kessler E., *On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations*. 1st ed. Boston: American Meteorological Society, 1969
- Klemp J. B., Dynamics of tornadic thunderstorms, *Annual Review of Fluid Mechanics*, 1987, vol. 19, p. 369–402
- Klemp J. B., Wilhelmson R. B., The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1978, vol. 35, p. 1070
- Knight C. A., Knight N. C., Hailstorms. In *Severe convective storms*, American Meteorological Society, 2001, p. 223
- Knight C. A., Knight N. C., Brooks H. E., Skripnikova K., Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. In *Hail and Hailstorms*, Elsevier, 2019, p. 334
- Kreitzberg C. W., Perkey D. J., Release of potential instability: Part I. A sequential plume model within a hydrostatic primitive equation model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1976, vol. 33, p. 456–475
- 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
- Liou K., Wittman G. D., Parameterization of the radiative properties of clouds, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1979, vol. 36, p. 1261
- Louis J. F., A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Boundary-Layer Meteorology*, 1979, vol. 17, p. 187
- Ludlam F. H., Cumulus and cumulonimbus convection, *Tellus*, 1966, vol. 18, p. 687
- Ludlan F. H., *Severe local storms: A review*, *Meteorological Monographs*, 1963, vol. 5, p. 1
- Macedo L. R., *Cenários de urbanização e seus impactos nas variáveis atmosféricas que contribuem para formação de ilha urbana de calor na Região Metropolitana de São Paulo*, Universidade de São Paulo, 2020, Tese de Doutorado, 120 p.

- Martins G. A., Estatística geral e aplicada. 3rd ed. Cidade: Atlas S. A., 2008, 421 p.
- Martins J. A., Brand V. S., Capucim M. N., Felix R. R., Martins L. D., Freitas E. D., Gonçalves F. L. T., Hallak R., Silva Dias M. A. F., Cecil D. J., Climatology of destructive hailstorms in Brazil, *Atmospheric Research*, 2017, vol. 184, p. 126
- Massey J., Frank J., The Kolmogorov-Smirnov test for goodness of fit, *Journal of the American statistical Association*, 1951, vol. 46, p. 68
- Mellor G. L., Yamada T., Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Reviews of Geophysics*, 1982, vol. 20, p. 851
- Mills G. A., Colquhoun J. R., Objective prediction of severe thunderstorm environments: Preliminary results linking a decision tree with an operational regional NWP model, *Weather and Forecasting*, 1998, vol. 13, p. 1078
- Miranda R. M., Caracterização físico-química e propriedades ópticas do aerossol urbano na Região Metropolitana de São Paulo-SP, Universidade de São Paulo, 2001, Tese de Doutorado, 188 p.
- Morales Rodriguez C. A., da Rocha R. P., Bombardi R., On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect, *Atmospheric Research*, 2010, vol. 96, p. 477
- Nascimento E. L., Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2005, vol. 20, p. 121
- NCAR, 2019 The Weather Research and Forecasting Model <<https://www.mmm.ucar.edu/weather-research-and-forecasting-model>> Acessado 2019-02
- Neto A. M. S., Bioestatística sem segredos. 1st ed. Salvador: Edição do autor, 2008
- Neto J. P., Santos C. B., Torres E. M., Estrela C., Beanplot: A boxplot alternative for visual comparison of distributions, *Revista Odontológica do Brasil Central*, 2017, vol. 26, p. 1
- Oliveira A. P., Silva Dias P. L., Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo. In Congresso Brasileiro de Meteorologia , Pelotas, Brasil, 1982, p. 129

- Orlanski I., A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1975, vol. 56, p. 527
- Perkey D. J., Kreitzberg C. W., A time-dependent lateral boundary scheme for limited-area primitive equation models, *Monthly Weather Review*, 1976, vol. 104, p. 744
- Pielke R. A., Mesoscale numerical modeling, *Advances in Geophysics*, 1981, vol. 23, p. 185
- Pruppacher H. R., Klett J. D., *Microphysics of Clouds and Precipitation*. 2nd ed. Heidelberg: Springer Science Business Media, 2012
- Punge H. J., Kunz M., Hail observations and hailstorm characteristics in Europe: A review, *Atmospheric Research*, 2016, vol. 176, p. 159
- Raupach T. H., Martius O., Allen J. T., Kunz M., Lasher-Trapp S., Mohr S., Rasmussen K. L., Trapp R. J., Zhang Q., The effects of climate change on hailstorms, *Nature Reviews Earth Environment*, 2021, vol. 2, p. 213
- Rogers R. R., Yau M. K., *A short course in cloud physics*. 3rd ed. Oxford: Elsevier, 1996
- Rozante J. R., Moreira D. S., Gonçalves 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
- Rutledge S. A., Hobbs P. V., The mesoscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1984, vol. 41, p. 2949
- Showalter A. K., A stability index for forecasting thunderstorms, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1947, vol. 34, p. 250
- Simpson J., Wiggert V., Models of precipitating cumulus towers, *Monthly Weather Review*, 1969, vol. 97, p. 471

- Tsonis A. A., An introduction to atmospheric thermodynamics. 2nd ed. Milwaukee: Cambridge University Press., 2007
- Uccellini L. W., Johnson D. R., The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms, *Monthly Weather Review*, 1979, vol. 107, p. 682
- Vemado F., Análise da circulação de brisa marítima e seus impactos sobre a precipitação na Região Metropolitana de São Paulo por meio do modelo ARPS, Universidade de São Paulo, 2012, Dissertação de Mestrado, 115 p.
- Walko R. L., Cotton W. R., Meyers M. P., Harrington J. Y., New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme, *Atmospheric Research*, 1995, vol. 38, p. 29
- Warner T. T., Numerical weather and climate prediction. 1st ed. Cambridge: 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., Characteristics of isolated convective storms. In *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, American Meteorological Society, 1986, p. 331
- Wetzel S. W., Martin J. E., An Operational Ingredients – Based Methodology For Forecasting Midlatitude Winter Season Precipitation, *Weather and Forecasting*, 2001, vol. 16, p. 156
- Wilks D. S., Statistical methods in the atmospheric sciences. 2nd ed. Oxford: Academic press, 2011
- WMO, 2019 Hail <<https://cloudatlas.wmo.int/hail.html>> Acessado 2019-02
- WRF, 2019 ARW Users Guide V3.9 <https://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/user_guide_V3.9/ARWUsersGuideV3.9.pdf> Acessado 2019-02
- Zipser E. J., Cecil D. J., Liu C., Nesbit S. W., Yorty D. P., Where are the most intense thunderstorms on Earth?, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2006, vol. 87, p. 1057