

PREVISÃO DE TEMPESTADES SEVERAS E DE TRANSBORDAMENTOS NO
RIO QUITANDINHA – PETRÓPOLIS/RJ

Fabricio Polifke da Silva

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Civil.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva

Afonso Augusto Magalhães de Araújo

Rio de Janeiro

Março de 2019

PREVISÃO DE TEMPESTADES SEVERAS E DE TRANSBORDAMENTOS NO
RIO QUITANDINHA – PETRÓPOLIS/RJ

Fabricio Polifke da Silva

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM
CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho, Ph.D.

Prof. Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva, D.Sc.

Prof. Afonso Augusto Magalhães de Araújo, D.Sc.

Prof. Daniel Andrés Rodriguez, D.Sc.

Prof. José Ricardo de Almeida França, Ph.D.

Prof. Maria Assunção Faus da Silva Dias, Ph.D.

Prof. Wallace Figueiredo Menezes, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2019

Silva, Fabricio Polifke da

Previsão de tempestades severas e de transbordamentos no rio Quitandinha – Petrópolis/RJ / Fabricio Polifke da Silva. – Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2019.

XXXIV, 284 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva

Afonso Augusto Magalhães de Araújo

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2019.

Referências Bibliográficas: p. 209-252.

1. Tempestades Severas. 2. Monitoramento Hidrometeorológico. 3. Previsão Hidrometeorológica. 4. Enchentes. 5. Rio Quitandinha. I. Rotunno Filho, Otto Corrêa *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

“Porque a loucura de Deus é mais sábia do que a sabedoria humana, e a fraqueza de Deus é mais forte que a força do homem.” (I Coríntios 1:25)

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a Deus pela graça que me foi concedida desde o momento em que tive existência.

A toda minha família, pelo amor, cuidado, carinho e palavras de ânimo que me deram suporte ao longo dos últimos anos.

Aos meus orientadores, Otto Corrêa Rotunno Filho, Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva e Afonso Augusto Magalhães de Araújo, por todas as sugestões, colaborações e incentivos dedicados ao longo desta pesquisa. Grandes professores e profissionais que terei sempre como referência e modelo a seguir.

À Sra. Marli Flor por todo o suporte dado e conversas nos dias em que eu estive no Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente.

Aos funcionários técnico-administrativos do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, em especial à Secretaria Executiva, nas pessoas de Sra. Marcília Mascarenhas e Sr. Roberto Mallet, e à Secretaria Acadêmica, nas pessoas de Sra. Elisabeth Cornélio, Sr. Jairo A. Leite, Sra. Marcia Reis e Sra. Zoraide, bem como aos funcionários do Laboratório de Informática que foram gentis e prestativos quando precisei de sua orientação e suporte em todos os trâmites requeridos nesta etapa de minha vida.

À professora Célia Maria Paiva, por todo o suporte para a realização dos experimentos de radiossondagem, assim como inúmeras conversas e colaborações.

Ao Rafael Sampaio, por se dispor a lançar comigo as radiossondas, tanto em dias de céu claro (e altas temperaturas cariocas) como também em dias de céu nublado (e debaixo da chuva).

Aos amigos Emanuel Fernandes, Juliana Hermsdorff, Gisele Dornelles, Lígia Araújo, Vinícius Sikora, Cláudia Daza, Priscila Luz, Thábata Brito, Tayane Palma, Luiz Filipe, Letícia Freitas e Bruno Fernandes, por toda convivência proporcionada nesses últimos anos.

Registra-se, inicialmente, em termos de agradecimentos dedicados a agências de fomento, que o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 e ao projeto CAPES 2013 Pró-Equipamentos.

Registram-se, também, agradecimentos extensivos ao projeto CAPES/COFECUB No. 516/05 – Modelagem hidrológico-atmosférica aplicada à gestão de grandes bacias hidrográficas, ao projeto MCT/FINEP/CT-HIDRO - Bacias Representativas 04/2005, relativo à implantação e a estudos em bacias experimentais com ênfase na região serrana do Rio de Janeiro (bacia hidrográfica do rio Piabanha/RJ), envolvendo várias instituições do estado do Rio de Janeiro, ao projeto CTHIDRO 037/2006 – CNPq Curso de Extensão em Hidrometria e ao projeto PROSUL (Edital CNPq N° 005/2007), aprovado no âmbito de redes temáticas, intitulado Técnicas de Sensoriamento Remoto Aplicadas ao Monitoramento Hidrológico e de Mudanças Climáticas na Região Amazônica, que reúne pesquisadores brasileiros, latino-americanos e franceses.

Complementarmente, em nome do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, gostaria também de agradecer o suporte da FAPERJ pelo apoio financeiro através dos projetos PEC/COPPE - FAPERJ 014/2010 (2010-2012), FAPERJ – Processo E-26/103.116/2011 (2012-2014), FAPERJ – Pensa Rio – Edital 19/2011 (2012-2014) – E26/110.753/2012, FAPERJ – Pensa Rio – Edital 34/2014 (2014-2017) –E-26/010.002980/2014, FAPERJ No. E_12/2015 e FAPERJ No. E_22/2016, bem como aos projetos CNPq Edital No. 12/2016 – Processo 306944/2016, CNPq Edital Universal No. 14/2013 – Processo 485136/2013-9 e MCTIC/CNPq No. 28/2018 – Processo 435714/2018-0, além do projeto MCT / FINEP / CT-HIDRO (2005-2016), com reconhecimento extensivo à Secretaria de Educação Superior (SESu) – Ministério da Educação (MEC) - FNDE – Programa de Educação Tutorial - PET CIVIL UFRJ, pelo contínuo apoio à pesquisa científica no Brasil.

São aqui dedicados especiais cumprimentos ao trabalho de instituições que disponibilizam informações meteorológicas e hidrológicas, incluindo dados in situ e de satélite, como é o caso do INEA, da ANA, da CPRM, da EMBRAPA, do ONS, do INMET e do INPE, sob o ponto de vista nacional, e ainda a agências internacionais,

como a ESA, a NASA e a NOAA, entre outras, pelo fornecimento de dados diversos e de imagens de sensoriamento remoto, que viabilizam o suporte e a divulgação de resultados desta pesquisa, entre tantas outras, em eventos e revistas da comunidade científica nacional e internacional.

A todos que, diretamente e indiretamente, apoiaram a realização da pesquisa desenvolvida neste trabalho.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.)

PREVISÃO DE TEMPESTADES SEVERAS E DE TRANSBORDAMENTOS NO
RIO QUITANDINHA – PETRÓPOLIS/RJ

Fabricao Polifke da Silva

Março/2019

Orientadores: Otto Corrêa Rotunno Filho

Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva

Afonso Augusto Magalhães de Araújo

Programa: Engenharia Civil

A identificação das condições atmosféricas conducentes à formação e ao desenvolvimento de chuvas intensas tem sido tema de grande relevância pela comunidade científica nas últimas décadas. Tal importância firma-se na criação de medidas que possam mitigar as consequências associadas às magnitudes das chuvas, principalmente relacionadas à ocorrência de eventos de cheias, aos deslizamentos de terra e, nos cenários mais críticos, aos desastres naturais. Uma estratégia para a previsão operacional de chuvas intensas, com ênfase nos eventos de transbordamento do rio Quitandinha, localizado em Petrópolis – Rio de Janeiro, ocorridos entre os anos de 2013 e 2016 é apresentada. A metodologia para a aplicação da estratégia envolveu três estágios de estudo. No primeiro estágio, foi proposta a análise das características da bacia do rio Quitandinha, assim como a identificação de padrões de precipitação e sistemas meteorológicos predominantes. O cálculo de indicadores dinâmicos e termodinâmicos nas escalas sinótica e local é apresentado como estágio intermediário. Por fim, no terceiro estágio, são exploradas estimativas de curto prazo utilizando radares meteorológicos. Os resultados mostraram a aplicabilidade da estratégia operacional para a região analisada, estimulando o incentivo de que se empregue a metodologia delineada em outras regiões do Brasil. Espera-se que as soluções desenvolvidas possam contribuir e permitam integrar o uso de novas ferramentas em sistemas de monitoramento e alerta operacionais.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.)

SEVERE RAINFALLS AND OVERFLOWS FORECASTING FOR QUITANDINHA
RIVER – PETRÓPOLIS/RJ

Fabricio Polifke da Silva

March/2019

Advisors: Otto Corrêa Rotunno Filho

Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva

Afonso Augusto Magalhães de Araújo

Department: Civil Engineering

The identification of the atmospheric environment favorable to the formation and development of intense rainfall has been a theme of great relevance by the scientific community in the last decades. This importance is based on the creation of measures which are able to mitigate the consequences related to the rainfall magnitudes, especially those associated with the occurrence of flood events, landslides and, in the most critical scenarios, natural disasters. A strategy for an operational forecasting and nowcasting of intense rainfall, with emphasis on the events of Quitandinha River flooding, located in Petrópolis city, occurred between the years of 2013 and 2016 is presented. The methodology for implementing the strategy involved three stages of analysis. In the first stage, it was proposed the analysis of the Quitandinha River basin characteristics, as well as the identification of precipitation patterns and predominant meteorological systems. The calculation of dynamic and thermodynamic parameters in the synoptic and local scales is presented at the proposal for the second stage. Finally, in the third stage, short-term estimates using weather radars are explored. The results showed the applicability of the operational strategy for the analyzed region and that stimulates the recommendation for the application of the conceived methodology to other regions of Brazil. It is expected that the developed solutions could contribute to and consolidate the use of new tools for operational monitoring and alert systems.

SUMÁRIO

Capítulo 1 – Introdução	1
1.1 Considerações iniciais.....	1
1.2 Contexto, justificativa e motivação	3
1.3 Objetivo geral e objetivos específicos	7
1.4 Contribuições da tese	9
1.5 Área de estudo	10
1.6 Estrutura da tese.....	13
Capítulo 2 – Sistemas atmosféricos e precipitação	15
2.1 Sistemas atmosféricos e precipitação na América do Sul.....	15
2.2 Sistemas atmosféricos e precipitação no estado do Rio de Janeiro	27
2.3 Modelagem numérica da precipitação	30
Capítulo 3 – Indicadores dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera	33
3.1 Tempestades convectivas.....	33
3.2 Indicadores dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera	34
3.3 Indicadores dinâmicos e termodinâmicos existentes na literatura.....	37
Capítulo 4 – Estimativas de curto prazo utilizando radar meteorológico.....	43
4.1 Monitoramento por Radar.....	43
4.2 Estimativa da precipitação	44
4.3 Estimativas de variação de nível – Curva Z-N	50
Capítulo 5 – Metodologia.....	53
5.1 Síntese da abordagem metodológica e etapas do trabalho.....	53
5.2 Caracterização da área de estudo	55

5.2.1 Regime hidrometeorológico.....	55
5.2.2 Análise morfométrica.....	55
5.2.3 Sistemas atmosféricos	57
5.2.4 Padrões de precipitação.....	57
5.3 Indicadores dinâmicos e termodinâmicos.....	60
5.3.1 Avaliação em escala sinótica	60
5.3.1.1 Padrões sinóticos	60
5.3.1.2 Avaliação quantitativa e estatísticas de verificação	62
5.3.1.3 Estabelecimento de limiares	63
5.3.1.4 Avaliação de desempenho de limiares - taxas estatísticas	63
5.3.1.5 Avaliação de desempenho de limiares - diagrama ROC.....	66
5.3.2 Avaliação em escala local	66
5.3.2.1 Método da Temperatura Máxima em Superfície.....	66
5.3.2.2 Modelo numérico WRF.....	70
5.3.2.3 Análises sub-diárias.....	71
5.4 Estimativas por radar	72
5.4.1 Calibração de relações Z-R em eventos de transbordamento	72
5.4.2 Proposta de uma relação Z-N.....	78
Capítulo 6 - Bacia do rio Quitandinha: Chuvas e transbordamentos	80
6.1 Localização e análise morfométrica	81
6.2 Ocupação e Uso do solo.....	84
6.3 Caracterização do regime climático.....	86
6.4 Caracterização do regime hidrometeorológico	86

6.4.1 Série anual da precipitação mensal	86
6.4.2 Distribuição especial da precipitação durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha.....	87
6.4.3 Projeto EIBEX	91
Capítulo 7 – Padrões sinóticos	93
7.1 Campos sinóticos médios.....	93
7.2 Evolução temporal média	99
7.3 Análise de agrupamento.....	103
7.4 Análise intercomparativa	106
7.5 Distribuição de frequência	108
7.6 Limiares	111
7.7 Eficiência e desempenho	116
Capítulo 8 – Padrões locais	120
8.1 Método da temperatura máxima	121
8.1.1 Avaliação intercomparativa	122
8.1.2 Variações verticais de temperatura	127
8.1.3 Análise de regressão.....	130
8.2 Análises sub-diárias comparativas.....	134
8.2.1 Intercomparação entre o perfil vertical da atmosfera observado para um dia de precipitação intensa e um dia com formação de nuvens sem ocorrência de precipitação	135
8.2.2 Intercomparação entre o perfil vertical da atmosfera observado para um evento de precipitação na cidade do Rio de Janeiro e outro evento de precipitação ocorrido na região serrana	142

8.2.3 Intercomparação entre o perfil vertical da atmosfera para os dias com nuvens com precipitação convectiva, estratiforme e não precipitantes	154
8.2.4 Análise dos eventos passados de tempestades convectivas associadas aos transbordamentos do rio Quitandinha.....	173
Capítulo 9 – Relações Z-R e Z-N	181
9.1 Calibração e validação de curvas ZR.....	181
9.2 Estudos de caso	187
9.2.1 Evento de chuva ocorrido em 15-16 de janeiro de 2016.....	188
9.2.2 Evento de chuva ocorrido em 12-15 de novembro de 2016	189
9.3 Proposta e validação de uma relação (curva) ZN	191
9.4 Estatísticas de verificação	198
Capítulo 10 – Conclusões e recomendações futuras	201
10.1 Considerais finais.....	201
10.2 Conclusões	202
10.3 Recomendações futuras	207
Referências Bibliográficas.....	209
Apêndice A – Termodinâmica da atmosfera	253
Apêndice B – Radar meteorológico	270
Apêndice C – Figuras complementares	276
Apêndice D – Artigos publicados.....	283

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Evolução temporal (1900 a 2015) do número de ocorrências de desastres naturais (Fonte: EM-DAT, 2015).	1
Figura 1.2	Porcentagem de desastres naturais ocorridos entre 1995 e 2015 (Fonte: Fórum Mundial da Economia, 2016).	2
Figura 1.3	Mapas de uso e ocupação do solo (a), modelo digital do terreno (b), vias de transporte (c) e células de captação (d). (Fonte: Carvalho et al., 2013).	10
Figura 1.4	Dados de nível do rio Quitandinha (estação Coronel Veiga) medidos entre os anos de 2013 e 2014.	12
Figura 2.1	Representação esquemática do ciclo de vida de sistemas de baixa e alta pressão de superfície que se deslocam pela América do Sul. Os símbolos são os seguintes: AS - alta subtropical, AM - alta migratória, B - baixa migratória e BS - baixa formada a sotavento dos Andes e JBN - jato de baixos níveis (Fonte: adaptado de Grimm et al., 2004).	16
Figura 2.2	Climatologia (1981-2010) de sistemas frontais no (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera para dados da Reanálise I do NCEP/NCAR (Fonte: adaptado de Pampuch e Ambrizzi, 2010).	18
Figura 2.3	Média do intervalo de passagem de sistemas frontais (1981-2010) no (a) verão; (b) outono; (c) inverno e (d) primavera para dados da Reanálise I do NCEP. (Fonte: adaptado de Pampuch e Ambrizzi, 2010).	19
Figura 2.4	Circulação de grande escala na América do Sul e o jato de baixos níveis (Fonte: adaptado de Marengo et al., 2009).	20

Figura 2.5	Topografia da América do Sul e importantes características atmosféricas do SAMS. As caixas pretas delineiam as regiões geográficas: jato de baixos níveis (JBN), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Complexo Convectivos de Mesoescala (CCM) (Fonte: Boers et al., 2015).	21
Figura 2.6	Definições de escalas e diferentes fenômenos atmosféricos de acordo com as escalas temporal e espacial segundo Orlanski (1975).	23
Figura 2.7	Estágio cúmulus (a), estágio de maturação (b) e estágio de dissipação (c) de uma célula convectiva cumulonimbus (Fonte: Silva, 2014).	25
Figura 2.8	Distribuição mensal da precipitação em diferentes regiões do Brasil (Fonte: Grimm, 2003).	26
Figura 2.9	Climologia trimestral da precipitação (Fonte: CPTEC/INPE).	27
Figura 2.10	Distribuição espacial de grupos homogêneos de chuva sobre o estado do Rio de Janeiro no período de 1967 a 2013 (Fonte: Brito et al., 2016).	29
Figura 2.11	Modelagem numérica da atmosfera (a) em escala global (b) e em escala regional (c) (Fonte: Meted/UCAR).	31
Figura 3.1	Dinâmica e termodinâmica da atmosfera para a formação de tempestades convectivas (Fonte: adaptado de Meted/UCAR, 2018).	49
Figura 5.1	Estratégia operacional proposta por Nascimento (2005).	53
Figura 5.2	Síntese da metodologia - etapas do trabalho.	54
Figura 5.3	Evolução temporal da síntese da metodologia proposta para a estratégia operacional para a previsão de chuvas e transbordamentos do rio Quitandinha.	54

Figura 5.4	Cidade de Petrópolis e estações de monitoramento do INEA e INMET.	58
Figura 5.5	Procedimento utilizado para agrupar os eventos de transbordamento.	61
Figura 5.6	Região de extração dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos.	62
Figura 5.7	Fluxograma para confecção da tabela de contingência.	65
Figura 5.8	Avaliação do perfil termodinâmico na metodologia proposta por Doswell III (2001) – aumento da CAPE (área em vermelho) e diminuição do CIN (área em azul) na medida em que se modificam os dados de superfície.	67
Figura 5.9	Vista aérea da cidade do Rio de Janeiro, englobando os dois locais de lançamento no aeroporto do Galeão e no campus da UFRJ situado na Ilha do Fundão.	69
Figura 5.10	Domínios do modelo WRF utilizados.	70
Figura 5.11	Varredura Azimutal realizada pelo radar do Sumaré (Fonte: Alerta Rio, 2017).	74
Figura 5.12	Áreas cegas devido a bloqueios por topografia (Fonte: Alerta Rio, 2017).	74
Figura 5.13	Procedimento para o cálculo da resolução dos píxeis das imagens disponibilizadas pelo Alerta Rio.	75
Figura 5.14	Metodologia do filtro passa-faixa para calibração de distintas relações Z-R (a); a área preenchida em cinza escuro representa as faixas consideradas 5% (b), 10% (c) e 20% (d) da refletividade esperada para uma dada intensidade de chuva.	76
Figura 6.1	Representação esquemática da localização da bacia do rio Piabanha e da bacia do rio Quitandinha.	81

Figura 6.2	Bacia do rio Quitandinha: a) localização da área de estudo (Google Earth); b) modelo de elevação digital em 3D com exagero de 2,5 no eixo z. As linhas de contorno estão dispostas a 50 m; a hidrografia é marcada pela linha azul, e o limite da bacia é definido pela linha lilás.	82
Figura 6.3	Classes de declividade e ordem dos cursos d'água para a bacia do rio Quitandinha.	83
Figura 6.4	Gráfico de dispersão de precipitação mensal (mm) para a estação do Pico do Couto localizada em Petrópolis no período de 2007-2014.	87
Figura 6.5	Análise de agrupamentos para eventos de transbordamento do rio Quitandinha com base nos registros pluviométricos de Petrópolis (INEA e INMET) para determinação dos grupos G1, G2 e G3.	88
Figura 6.6	Elipses para os resultados obtidos através da análise de agrupamento - G1 (verde), G2 (vermelho) e G3 (azul).	89
Figura 7.1	Linhas de corrente em 850 hPa médias para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	94
Figura 7.2	Convergência dos ventos em 850 hPa (a, b, c), ômega em 500 hPa (d, e, f), divergência dos ventos em 250 hPa (g, h, i) e temperatura do ar a 2 metros (j, k, l) para ZCAS, SF e TC.	97
Figura 7.3	Índice K (a, b, c), Total Totals (d, e, f), CAPE (g, h, i) and LI (lifted index) (j, k, l) para ZCAS, SF e TC.	98
Figura 7.4	Umidade específica em 850 hPa (a, b, c), umidade específica em 500 hPa (d, e, f), água precipitável (g, h, i) e índice total storm (j, k, l) para ZCAS, SF e TC.	99

Figura 7.5	Evolução temporal média para as variáveis analisadas em Petrópolis obtidos através da reanálise ERA 5 para os eventos de ZCAS (linha verde), SF (linha azul) e TC (linha vermelha). A linha preta vertical mostra o começo da precipitação.	102
Figura 7.6	Rosa dos ventos antes e depois da precipitação para os eventos de ZCAS (a, d), SF (b, e) e TC (c, f).	103
Figura 7.7	Análise de agrupamento entre os indicadores dinâmicos, termodinâmicos e a chuva observada durante os eventos de TC (a), SF (b) e ZCAS (c) associados aos transbordamentos do rio Quitandinha entre 2013 e 2014.	105
Figura 7.8	DIV (sombreado) e CONV (linha tracejada em verde) [a, b, c], TEMP2M (sombreado) e CAPE (linha tracejada em cinza) [d, e, f], K (sombreado) e TT (linha tracejada em azul) [g, h, i], MST500 (sombreado) e PW (linha tracejada em rosa) [j, k, l] para três eventos de transbordamento do rio Quitandinha.	107
Figura 7.9	Distribuições de frequência dos indicadores analisados para a área estudada. A linha verde representa os eventos de ZCAS, enquanto a linha azul está associada aos SF e a linha vermelha está relacionada às TC.	110
Figura 7.10	Número de variáveis que estiveram acima (abaixo) do Q3 (Q1) para os 15 eventos de chuva associados aos transbordamentos do rio Quitandinha em 2016.	115
Figura 7.11	Número de variáveis que estiveram acima (abaixo) do P.95 (P.05) para os 15 eventos de chuva associados aos transbordamentos do rio Quitandinha em 2016.	115
Figura 7.12	Diagrama ROC para os limiares Q1-Q3 (esquerda) e P.05-P.95 (direita).	117

- Figura 8.1** Diagrama SkewT/LogP composto usando dados Galeão/RJ **124**
(linha preta para temperatura e linha azul para temperatura do ponto de orvalho) e dados UFRJ/RJ (linha vermelha para temperatura e magenta para temperatura ponto de orvalho) em 02 de março de 2018. As sondagens do Galeão/RJ foram medidas às 12 UTC (09 h local). O método proposto por Doswell (2001) foi utilizado para cada momento de sondagem lançado na UFRJ: (a) 12 h horário local (15 UTC); (b) 14 h hora local (17 UTC); (c) 16 h hora local (19 UTC); e (d) 18 h hora local (21 UTC).
- Figura 8.2** Diagrama SkewT/LogP composto usando dados do Galeão/RJ **125**
(linha preta para temperatura e linha azul para temperatura do ponto de orvalho) e dados UFRJ / RJ (linha vermelha para temperatura e magenta para temperatura do ponto de orvalho) em 22 de fevereiro de 2018. As sondagens do Galeão/RJ foram medidas às 12 UTC (09 h local). O método proposto por Doswell (2001) foi utilizado para cada momento de sondagem lançado na UFRJ: (a) 12 h horário local (15 UTC); (b) 14 h hora local (17 UTC); (c) 16 h hora local (19 UTC); e (d) 18 h hora local (21 UTC).
- Figura 8.3** Diagrama SkewT/LogP composto usando os dados Galeão / **126**
RJ (linha preta para temperatura e linha azul para temperatura do ponto de orvalho) e dados UFRJ/RJ (linha vermelha para temperatura e magenta para temperatura do ponto de orvalho) em 03 de janeiro de 2018. As sondagens do Galeão/RJ foram medidas às 12 UTC (09 h local). O método proposto por Doswell (2001) foi utilizado para cada momento de sondagem lançado na UFRJ: (a) 12 h horário local (15 UTC); (b) 14 h hora local (17 UTC); (c) 16 h hora local (19 UTC); e (d) 18 h hora local (21 UTC).

Figura 8.4	Variações verticais de temperatura entre as sondagens da tarde (Ilha do Fundão) e as sondagens da manhã (Galeão) para (a) TC, (b) SF e (c) ZCAS.	129
Figura 8.5	Rosa dos ventos para os eventos TC, SF e ZCAS entre a superfície e 850 hPa (a, b, c), 850 hPa - 500 hPa (d, e, f) e 500 hPa - 200 hPa (g, h, i).	130
Figura 8.6	Correlação e quociente entre as variáveis termodinâmicas estimadas (método da temperatura máxima) e observadas. As cores rosa, azul e verde referem-se aos dias com TC, FS e ZCAS, respectivamente.	133
Figura 8.7	Diagrama SkewT/LogP: (a) Galeão / RJ às 12 UTC, (b) UFRJ às 16 UTC, (c) UFRJ às 18 UTC em 29 de novembro de 2016 e (d) Galeão / RJ às 00 UTC em 30 de novembro de 2016.	136
Figura 8.7	Diagrama SkewT/LogP: (a) Galeão / RJ às 12 UTC, (b) UFRJ às 16 UTC, (c) UFRJ às 18 UTC em 29 de novembro de 2016 e (d) Galeão / RJ às 00 UTC em 30 de novembro de 2016.	136
Figura 8.8	Diagrama SkewT/LogP: (a) Galeão / RJ às 12 UTC, (b) UFRJ às 16 UTC, (c) UFRJ às 18 UTC em 12/12/2016 e (d) Galeão/RJ às 00 UTC em 13 de dezembro / 2016	137
Figura 8.9	Variações sub-diárias (12 UTC, 16 UTC, 18 UTC e 00 UTC) dos índices de instabilidade: (a) - K; (b) - Total de Totais; c) - CAPE; (d) – LI.	139
Figura 8.10	Simulações do WRF para temperatura do ar em 2 m e circulação do vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro superior - , razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR + CVM) – quadro central - e cisalhamento entre ventos em 500 hPa e 10 metros e divergência em 250 hPa (WSH + DVM) - quadro inferior – às 12 UTC (esquerda), 16 UTC (centro) e 18 UTC (direita) no dia 29 de novembro de 2016.	141

- Figura 8.11** Simulações do WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação do vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro superior - , razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR + CVM) – quadro central - e cisalhamento entre ventos em 500 hPa e 10 metros e divergência em 250 hPa (WSH + DVM) - quadro inferior – às 12 UTC (esquerda), 16 UTC (centro) e 18 UTC (direita) no dia 12 de dezembro de 2016. **142**
- Figura 8.12** Imagens do radar do Sumaré às (a) 13:30, (b) 14:30, (c) 15:30, (d) 16:30, (e) 17:30, (f) 18:30, (g) 19:30, (h) 20:30, (i) 21: 30, (j) 22:30, (k) 23:30 UTC em 02 de março e (l) 00:30 UTC em 03 de março, 2018. **143**
- Figura 8.13** Imagem do radar meteorológico do Sumaré às (a) 13:30, (b) 14:30, (c) 15:30, (d) 16:30, (e) 17:30, (f) 18:30, (g) 19:30, (h) 20:30, (i) 21: 30, (j) 22:30, (k) 23:30 UTC em 03 de março e (l) 00:30 UTC em 04 de março, 2018. **144**
- Figura 8.14** Diagrama SkewT/LogP às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) 18 UTC and (d) 20 UTC em 02 de março de 2018. **145**
- Figura 8.15** Diagrama SkewT/LogP às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) 18 UTC and (d) 20 UTC em 03 de março de 2018. **146**
- Figura 8.16** Variações sub-diárias (14 UTC, 16 UTC, 18 UTC e 20 UTC) dos índices: (a) CAPE; (b) CIN; (c) LI; (d) K; (e) TT e (f) LR em 02 de março (esquerda) e 03 de março (direita) de 2018. **148**
- Figura 8.17** Rosa dos ventos em 02 de março (acima) e 03 de março (abaixo) entre (a) superfície e 850 hPa, (b) 850hPa e 500 hPa and (c) 500hPa e 250 hPa obtidos através dos dados coletados pelas radiossondas. **149**

- Figura 8.18** Simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e 152
circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro
esquerdo, razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR +
CVM) – quadro central - e cisalhamento dos ventos entre 500
hPa e 10 metros e divergência de vento em 250 hPa (WSH +
DVM) – quadro direito - às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) 18
UTC e (d) 20 UTC em 02 de março de 2018.
- Figura 8.19** Simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e 153
circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro
esquerdo, razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR +
CVM) – quadro central - e cisalhamento dos ventos entre 500
hPa e 10 metros e divergência de vento em 250 hPa (WSH +
DVM) – quadro direito - às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) 18
UTC e (d) 20 UTC em 03 de março de 2018.
- Figura 8.20** Diagrama SkewT/LogP às (a) 15 UTC, (b) 17 UTC, (c) 19 156
UTC e (d) 21 UTC em 22 de fevereiro de 2018.
- Figura 8.21** Diagrama SkewT/LogP às (a) 15 UTC, (b) 17 UTC, (c) 19 157
UTC e (d) 21 UTC em 08 de março de 2018.
- Figura 8.22** Diagrama SkewT/LogP às (a) 15 UTC, (b) 17 UTC, (c) 19 158
UTC e (d) 21 UTC em 15 de março de 2018.
- Figura 8.23** Variação sub-diária (15, 17, 19 e 21 UTC) dos índices (a) 160
CAPE; (b) CIN; (c) LI; (d) K; (e) TT e (f) LR em 22/02
(vermelho), 08/03 (laranja) e 15/03 (amarelo) de 2018.
- Figura 8.24** Simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e 162
circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) – quadro
esquerdo, convergência de vento (área sombreada negativa) e
divergência (área sombreada positiva) em 1000 hPa e
convergência de vento (linhas) e divergência (linhas positivas)
em 850 hPa (CV + DV) – quadro central, e cisalhamento dos
ventos em 500 hPa e 10 metros e convergência de vento
(linhas negativas) e divergência (linhas positivas) em 250 hPa
(WSH + DVM) – quadro à direita – às 15 UTC em 22/02
(parte superior), 08/03 (meio) e 15/03 (parte inferior) de 2018.

- Figura 8.25** Simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) – quadro esquerdo, convergência de vento (área sombreada negativa) e divergência (área sombreada positiva) em 1000 hPa e convergência de vento (linhas negativas) e divergência (linhas positivas) em 850 hPa (CV + DV) – quadro central, e cisalhamento dos ventos em 500 hPa e 10 metros e convergência de vento (linhas negativas) e divergência (linhas positivas) em 250 hPa (WSH + DVM) – quadro à direita – às 17 UTC em 22/02 (parte superior), 08/03 (meio) e 15/03 (parte inferior) de 2018. **163**
- Figura 8.26** Comportamento médio do perfil vertical da temperatura do ar (a) e razão de mistura (b) para os dias de nuvens convectivas (linha vermelha), estratiformes (linha laranja) e nuvens não precipitantes (linha amarela). Os resultados mostram respectivamente a média da subtração entre o perfil vertical observado nas radiossondas lançadas a tarde e a média de todos os dias das sondagens realizadas à tarde. **165**
- Figura 8.27** Rosa dos ventos para os dias classificados com formação de nuvens convectivas, estratiformes e não precipitantes para as camadas entre a superfície e 850 hPa (a, b, c), entre 850 hPa - 500 hPa (d, e, f) e entre 500 hPa - 200 hPa (g, h, i) a partir dos dados medidos pelas radiossondas. **167**
- Figura 8.28** Gráfico de dispersão das variáveis termodinâmicas e variáveis dinâmicas para os dias com formação de nuvens convectivas (vermelho), estratiformes (laranja) e não precipitantes (amarelo). **172**
- Figura 8.29** Evolução temporal dos parâmetros CAPE (a), CIN (b), LFC (c) e LNB (d) para os eventos passados (entre 2013 e 2016) do rio Quitandinha utilizando o método proposto por Doswell (2001) e os ajustes de calibração. **175**

Figura 8.30	Evolução temporal média dos parâmetros CONV (a) e DIV (b) para um ponto de grade localizado sobre a estação Coronel Veiga utilizando as saídas das simulações com o modelo WRF.	176
Figura 8.31	Imagens do radar do Sumaré às 16h00 (a), 16h15 (b), 16h30 (c), 16h45 (d), 17h00 (e), 17h15 (f), 17h30 (g), 17h45 (h), 18h00 (i), 18h15 (j), 18h30 (k), 18h45 (l) do dia 16 de fevereiro de 2016.	177
Figura 8.32	Diagrama Skew T log P às 12 UTC (a), 14 UTC (b), 16 UTC (c) e 18 UTC (d) do dia 16 de fevereiro de 2016.	188
Figura 8.33	Evolução temporal horária (entre 12 UTC e 21 UTC) da CAPE (a), CINE (b), LFC (c) e LNB (d) durante o dia 16 de fevereiro de 2016.	189
Figura 8.34	Simulações com o modelo WRF para o dia 16 de fevereiro de 2016. CONV em 850 hPa (linhas negativas nas campos superiores) e DIV em 250 hPa (linhas positivas nos campos inferiores), CONV e DIV do vento em 1000 hPa (áreas sombreadas em negativo e positivo respectivamente nas figuras superiores) e WS entre 10 m e 500 hPa (áreas sombreadas em positivo nas figuras inferiores).	180
Figura 9.1	Resultado da calibração das relações Z-R considerando o filtro passa-faixa de 5% de variação de refletividade.	182
Figura 9.2	Resultado da calibração das relações Z-R considerando o filtro passa-faixa de 10% de variação de refletividade.	182
Figura 9.3	Resultado da calibração das relações Z-R considerando o filtro passa-faixa de 20% de variação de refletividade.	183
Figura 9.4	Coeficiente de variabilidade adimensional entre precipitação observada e a precipitação estimada para as relações Z-R sem calibração (boxplot branco) e relações Z-R calibradas em 20% (boxplot cinza) representando as curvas para Marshall-Palmer (MP), Nexrad (RD), Battam (BT), Rosenfield Tropical (RT), Thundestorms (TD) e WSR-88D (WD).	185

Figura 9.5	Diagrama de dispersão entre os acumulados pluviométricos observados nos eventos de transbordamento ocorridos em 2016 e a chuva estimada utilizando a relação Z-R obtida pela regressão linear múltipla para o mesmo período.	187
Figura 9.6	Recorte das imagens do radar do Sumaré entre 15 e 16 de janeiro de 2016.	188
Figura 9.7	Análise espaço-temporal da chuva observada e estimada por radar entre 15 e 16 de janeiro de 2016 sobre (a) um ponto localizado (em preto) na bacia do rio Quitandinha, (b) um ponto localizado (em laranja) na região norte de Petrópolis e (c) distribuição da chuva estimada sobre o município.	189
Figura 9.8	Recorte das imagens do radar do Sumaré entre 12 e 15 de novembro de 2016.	188
Figura 9.9	Análise espaço-temporal da chuva observada e estimada por radar entre 12 e 15 de novembro de 2016 sobre (a) um ponto localizado (em preto) na bacia do rio Quitandinha, (b) um ponto localizado (em laranja) na região norte de Petrópolis e (c) distribuição da chuva estimada sobre o município.	188
Figura 9.10	Evolução temporal da refletividade no tempo t_0 (ciano) e dados de nível no tempo $t_0 + 1h$ (lazul) para os 25 eventos de transbordamento do rio Quitandinha entre 2013 e 2014.	192
Figura 9.11	Coeficientes de correlação de Pearson para cada um dos eventos de transbordamento do rio Quitandinha ao longo dos anos de 2013 e 2014.	194
Figura 9.12	Evolução temporal da variação de refletividade no tempo t_0 (ciano) e variação de nível no tempo $t_0 + 1h$ (lazul) para os 25 eventos de transbordamento do rio Quitandinha entre 2013 e 2014.	195

Figura 9.13	Análise de regressão entre a variação da refletividade e a variação do nível do rio para os eventos de transbordo ocorridos entre 2013 e 2014 na bacia do rio Quitandinha.	196
Figura 9.14	Dados do nível de água do rio (linha preta) e estimativas de elevação (setas vermelhas) e queda (setas azuis) para os eventos de transbordo ocorridos em 2016 na bacia do rio Quitandinha.	197
Figura A1	Balanço das forças verticais em uma atmosfera sem acelerações verticais (Fonte: adaptado de Wallace e Hobbs, 2006).	252
Figura A2	Trabalho realizado por um pistão móvel.	254
Figura A3	Diagrama de forças em unidade de massa no sistema parcela de ar deslocado (Fonte: adaptado de Souza, 2011).	260
Figura A4	Perfil da atmosfera em condição estável.	262
Figura A5	Perfil da atmosfera em condição neutra.	263
Figura A6	Perfil da atmosfera em condição instável.	263
Figura A7	Estrutura para a realização de uma radiossondagem (Fonte: Vaisala, 2016).	264
Figura A8	Rede global de estações de radiossondagem (Fonte: Meted/UCAR, 2018).	265
Figura A9	Componentes do diagrama Skew T/ Log-P: a) isotermas, b) adiabáticas secas, c) isóbaras, d) razão de mistura, e) adiabáticas saturadas e f) diagrama Skew T/ Log-P.	267
Figura A10	Método da parcela (Fonte: adaptado de Meted/UCAR, 2018).	264
Figura B1	Interação da onda eletromagnética com os alvos interceptados (Fonte: Meted/UCAR, 2018).	268
Figura B2	Onda eletromagnética transmitida e refletida ao encontrar um hidrometeoros (Fonte: Meted/UCAR, 2018).	269

Figura B3	Distribuição das gotas dentro de um volume iluminado por um feixe.	271
Figura C1	Campos médios de pressão à superfície do mar para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	274
Figura C2	Campos médios de linhas de corrente em 500 hPa para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	274
Figura C3	Campos médios de linhas de corrente em 250 hPa para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	274
Figura C4	Campos médios do cisalhamento vertical do vento para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	275
Figura C5	Campos médios da vorticidade em 500 hPa para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	275
Figura C6	Campos médios da temperatura do ponto de orvalho a 2 m para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	275
Figura C7	Campos médios da temperatura da depressão do ar a 2m para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	276
Figura C8	Campos médios do lapse-rate para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).	276
Figura C9	Previsão de chuva gerada pelo modelo GFS para o dia 29/11/2016 (a) e 12/12/2016 (b).	276
Figura C10	Imagens do radar de Guaratiba para o evento de chuva às (a) 20:00, (b) 20:30, (c) 21:00, (d) 21:30, (e) 22:00, (f) 22:30, (g) 23:00, (h) 23:30 do dia 12/12/2016 e (i) 00:00 UTC do dia 13/12/2016. (Fonte: INEA).	277
Figura C11	Escoamento atmosférico em 500 hPa para o dia 29/11/2016 obtidos através das simulações com o modelo WRF.	277

Figura C12	Escoamento atmosférico em 250 hPa para o dia 29/11/2016 obtidos através das simulações com o modelo WRF.	278
Figura C13	Escoamento atmosférico em 500 hPa para o dia 12/12/2016 obtidos através das simulações com o modelo WRF.	278
Figura C14	Escoamento atmosférico em 250 hPa para o dia 12/12/2016 obtidos através das simulações com o modelo WRF.	279
Figura C15	Escoamento em 850 hPa às 15 UTC para o dia 22/02 (a), 08/03 (b) e 15/03 (c) de 2018 simulado pelo WRF.	279
Figura C16	Escoamento em 850 hPa às 17 UTC para o dia 22/02 (a), 08/03 (b) e 15/03 (c) de 2018 simulado pelo WRF.	279
Figura C17	Escoamento em 500 hPa às 15 UTC para o dia 22/02 (a), 08/03 (b) e 15/03 (c) de 2018 simulado pelo WRF.	279
Figura C18	Escoamento em 500 hPa às 17 UTC para o dia 22/02 (a), 08/03 (b) e 15/03 (c) de 2018 simulado pelo WRF.	279
Figura C19	Escoamento em 250 hPa às 15 UTC para o dia 22/02 (a), 08/03 (b) e 15/03 (c) de 2018 simulado pelo WRF.	280
Figura C20	Escoamento em 250 hPa às 17 UTC para o dia 22/02 (a), 08/03 (b) e 15/03 (c) de 2018 simulado pelo WRF.	280
Figura D21	Artigo “Evaluation of atmospheric thermodynamics and dynamics during heavy-rainfall and no-rainfall events in the metropolitan area of Rio de Janeiro, Brazil”.	281
Figura D21	Artigo “Synoptic thermodynamic and dynamic patterns associated with Quitandinha River flooding events in Petropolis, Rio de Janeiro (Brazil)”.	282

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Indicadores dinâmicos e termodinâmicos	39
Tabela 5.1	Parâmetros morfométricos lineares e de área utilizados para a bacia do rio Quitandinha	57
Tabela 5.2	Tabela de contingência	63
Tabela 5.3	Relações Z-R selecionadas para calibração	73
Tabela 6.1	Uso e ocupação do solo percentual do município de Petrópolis (Fonte: adptado de Molinari, 2015)	85
Tabela 6.2	Declividade e percentual do município de Petrópolis (Fonte: adptado de Gonzales, 2014)	85
Tabela 6.3	Parâmetros climáticos anuais de Petrópolis	96
Tabela 6.4	Média da precipitação acumulada para todos os eventos (mm), fração de precipitação total (%) sobre Petrópolis e correspondente identificação de sistemas meteorológicos atuantes durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha	90
Tabela 7.1	Medidas de posição e dispersão para os indicadores analisados	112
Tabela 7.2	Sistemas meteorológicos que favoreceram a ocorrência e não ocorrência de chuvas e transbordamento do rio Quitandinha no decorrer de 2016	113
Tabela 7.3	Probabilidade de detecção (POD), razão de alarme falso (RAF) e distância euclidiana (D)	117
Tabela 8.1	Experimentos de radiossondagem e condições atmosféricas predominantes	120
Tabela 8.2	Equações obtidas através da regressão linear entre os parâmetros termodinâmicos estimados e observados	124

Tabela 8.3	Experimentos de radiossondagem e tipos de nuvens classificadas	155
Tabela 9.1	Sumário dos resultados estatísticos para a calibração das relações Z-R (relações entre os dados de refletividade - Z e taxa de chuva -R)	184
Tabela 9.2	Resultado das estatísticas de verificações dicotômica e contínua	199
Tabela A1	Processos termodinâmicos	256

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
AC	Acurácia
AM	Alta migratória
ANA	Agência Nacional de Águas
AS	Alta subtropical
AMS	América do Sul
AVE	<i>Average</i> (média)
B	Baixa migratória
BIAS	Erro sistemático
BS	Baixa formada a sotavento dos Andes
BT	<i>Battam</i>
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CAPE_est	<i>Convective Available Potential Energy</i> Estimada
CAP_real	<i>Convective Available Potential Energy</i> Observada
CCM	Complexo convectivo de mesoescala
CIN	<i>Convective Inhibition</i>
CIN_est	<i>Convective Inhibition</i> Estimada
CIN_real	<i>Convective Inhibition</i> Observada
CLL	Convergência do vento entre 1000 hPa e 850 hPa
CML	Convergência do vento entre 700 hPa e 500 hPa
CONV	Convergência do vento
COPPE	Coordenação dos Cursos de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia – Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia
COR	Centro de Operações Rio
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
PW	Conteúdo de Água precipitável
CUL	Convergência do vento entre 300 hPa e 200 hPa
DBZ	Dados de refletividade (dBZ)
DEM	Modelo digital de elevação

DEP2M	Depressão do ar a 2 metros
DEWT2M	Temperatura do ponto de orvalho a 2 metros
DHN	Direção de Hidrografia da Marinha
DIV	Divergência do vento
DLL	Divergência do vento entre 1000 hPa e 850 hPa
DML	Divergência do vento entre 700 hPa e 500 hPa
DRM	Departamento de Recursos Minerais
DSD	<i>Drop size distribution</i>
DUL	Divergência do vento entre 300 hPa e 200 hPa
ECMWF	<i>European Centre For Medium Range Weather Forecasts</i>
EIBEX	Estudos Integrados em bacias Experimentais
EST	Estimado
FAETERJ	Faculdade de Educação Tecnológica do Estado Do Rio De Janeiro
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GRASS	<i>Geographic Resources Analysis Support System</i>
INEA	Instituto Estadual do Ambiente
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	Jato de Baixos Níveis
K	Índice K
LABH2O	Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (PEC-COPPE/UFRJ)
LFC	<i>Level of free convection</i>
LFC_est	<i>Level of free convection</i> Estimado
LFC_real	<i>Level of free convection</i> Observado
LI	<i>Lifted Index</i>
LI_est	<i>Lifted Index</i> Estimado
LI_real	<i>Lifted Index</i> Observado
LNB	<i>Level of neutral bouyancy</i>
LNB_est	<i>Level of neutral bouyancy</i> Estimado
LNB_real	<i>Level of neutral bouyancy</i> Observado

LNCC	Laboratório Nacional de Computação Científica
LR	<i>Lapse-Rate</i>
MAD	<i>Mean Absolute Deviation</i> (Desvio Absoluto Médio)
MARJ	<i>Metropolitan Area of Rio de Janeiro</i>
MED	Mediana
MP	Marshall-Palmer
MST 500	Umidade específica em 500 hPa
MST850	Umidade específica em 850 hPa
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
OB	Observado
OM	Movimento vertical
POD	Probabilidade de detecção
PW	<i>Precipitable Water</i> (Conteúdo de Água Precipitável)
RAF	Razão de alarme falso
RD	<i>Next-generation Radar</i>
RML	Regressão linear múltipla
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i> (Raiz do Erro Quadrático Médio)
ROC	<i>Receiver operating characteristics</i>
RT	<i>Rosenfield Tropical</i>
SAMS	<i>South America Monsoon System</i> (Sistema de Monção da América do Sul)
SF	Sistemas Frontais
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SLP	<i>Standard Level Pressure</i> (Pressão no Nível Médio do Mar)
SR	<i>Success Ratio</i> (Taxa de Sucesso)
SRTM	<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>
TC	Tempestades Convectivas
TD	<i>Thundestorms</i>
TEMP2M	Temperatura do ar a 2 Metros
TS	<i>Total Storm</i> (Energia total da Tempestade)

TT	Índice <i>Total Totals</i>
UFF	Universidade Federal Fluminense
UFRJ	Universidade Federal do Rio De Janeiro
UNISDR	Escritório das Nações Unidas para a redução do risco de desastres
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
VORT	Vorticidade relativa
WD	<i>Weather Surveillance Doppler Radar</i>
WD250	Direção do vento em 250 hPa
WD500	Direção do vento em 500 hPa
WD850	Direção do vento em 850 hPa
WMAX	Movimento vertical em 500 hPa
WMAX_est	Movimento vertical em 500 hPa Eestimado
WMAX_real	Movimento vertical em 500 hPa Observado
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WS	<i>Wind Shear</i>
WS250	Velocidade do vento em 250 hPa
WS500	Velocidade do vento em 500 hPa
WS850	Velocidade do vento em 850 hPa
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
Z-N	Relação empírica entre dados de nível de rio e Radar
Z-R	Relação empírica entre dados de chuva e Radar
ΔDBZ	Variações dos dados de Refletividade
ΔRL	Variações de Nível

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

O desenvolvimento de tecnologias com vistas a suprir as necessidades atuais da humanidade, sem comprometer a capacidade de atender as necessidades das gerações futuras, sobretudo no que concerne à preservação do meio ambiente, envolvendo, por exemplo, questões correlatas como mudanças climáticas e redução de danos causados por desastres naturais, têm despertado crescente interesse da comunidade científica nas últimas décadas.

Como agentes com atuação potencial delimitadora da sobrevivência humana, desastres naturais, definidos como o resultado de fenômenos naturais extremos ou intensos que causam grandes impactos na sociedade (Tobin e Montz, 1997), caracterizam-se como uma forte vertente de pesquisas e exploração de procedimentos que visem redução de riscos, concepção de estratégias para situações de crises e emergências e mitigação de possíveis perdas e danos associados.

Um aumento da ocorrência de desastres naturais pode ser observado em todos os continentes entre os anos de 1900 e 2015 (Figura 1.1). A partir da década de 60 do século XX, é possível observar uma acentuada tendência global do aumento do número de desastres que, segundo a base de dados do Centro de Pesquisa em Epidemiologia de Desastres (EM-DAT, 2015) passou de 50 registros por ano para 300 em 1990, chegando a atingir um máximo de 526 registros em 2000. Entre 2000 e 2015, é possível observar que o número de desastres naturais se manteve, em média, com um mínimo de 350 ocorrências por ano em todo o globo.

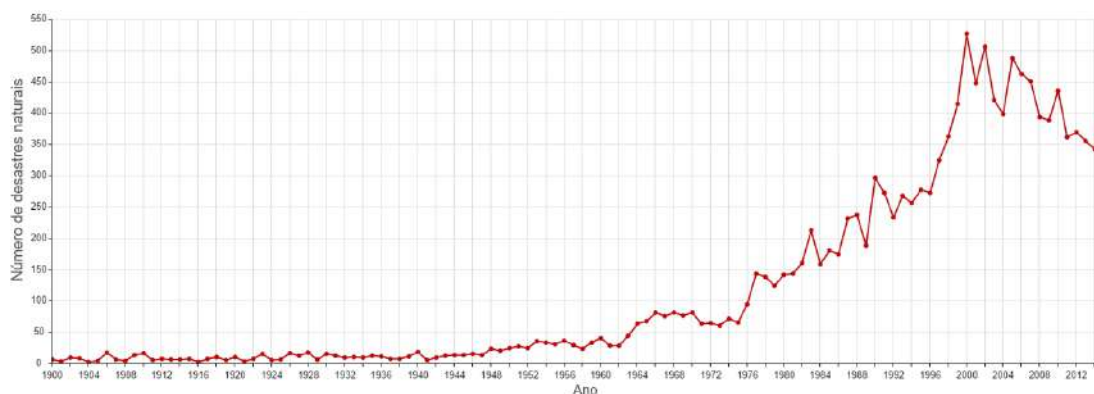


Figura 1.1 - Evolução temporal (1900 a 2015) do número de ocorrências de desastres naturais (Fonte: EM-DAT, 2015).

Segundo o Escritório das Nações Unidas para a Redução do Risco de Desastres (UNISDR), inundações e tempestades (tornados ou furacões) foram os principais fenômenos (71%) que desencadearam desastres naturais entre 1995-2015 (Figura 1.2), seguidos por terremotos, temperaturas extremas, deslizamentos, secas, incêndios e atividades vulcânicas. Com ênfase em 2015 (Figura 1.3), foram registrados 346 desastres naturais que deram origem a 22.773 mortes, sendo 8.831 destas associadas a um terremoto no Nepal que ocorreu no mês de abril. Os cinco países mais atingidos pelos desastres em 2015 foram China (26 desastres), Estados Unidos (22), Índia (19), Filipinas (15) e Indonésia (11).



Figura 1.2 – Porcentagem de desastres naturais ocorridos entre 1995 e 2015 (Fonte: Fórum Mundial da Economia, 2016).

Segundo Marcelino (2007), diversas áreas do globo estão sendo seriamente impactadas por desastres naturais, principalmente por parte daqueles ocasionados por fenômenos atmosféricos extremos, representados, em sua maioria, pelas tempestades severas. O autor discute, ainda, que é praticamente impossível erradicar tais fenômenos e que se pode, até mesmo, afirmar que a sociedade provavelmente jamais alcançará tal êxito, visto que as tempestades fazem parte da geodinâmica terrestre, sendo responsáveis pela manutenção dos ecossistemas, abastecimento das fontes hídricas naturais, entre outros aspectos. Em função dessas limitações, as ações humanas podem ser direcionadas para incentivar e operacionalizar a implantação de medidas mitigadoras e preventivas que possam amenizar o impacto ocasionado pelos desastres naturais.

Alcántara-Ayala (2002) relatam que fenômenos naturais extremos, como, por exemplo, chuvas intensas, inundações e deslizamentos, são eventos capazes de produzir danos nos espaços físicos e sociais que acontecem não somente no momento de sua ocorrência, mas também em longo prazo devido às consequências associadas. Quando essas perturbações têm um grande impacto sobre a sociedade e sua infraestrutura, esses autores também indicam o enquadramento como desastres naturais, seguindo a recomendação de Tobin e Montz (1997), previamente referenciada. Por associação, a ocupação da população em áreas suscetíveis à ocorrência destes eventos extremos, aliada à falta de um sistema de alerta e de treinamento das populações para lidar com essas situações, configura um cenário propenso a tragédias (Nobre *et al.*, 2006).

Não obstante, eventos climáticos extremos tornaram-se mais intensos e/ou mais frequentes durante os últimos cinquenta anos. Em particular, as regiões sul e sudeste do Brasil têm sido severamente impactadas por desastres naturais, principalmente a partir da segunda metade do século XX, o que resultou em grandes prejuízos econômicos, assim como num elevado número de vítimas fatais afetadas (Marengo, 2010 e Sausen *et al.*, 2009). As projeções para o clima no futuro indicam mais umidade e mais processos dinâmicos ocorrendo na atmosfera, de modo que ventos extremos, assim como outros fenômenos, podem ocorrer com maior frequência e intensidade. Altos índices pluviométricos mostram aumento na frequência e na intensidade das chuvas no sul e no sudeste do Brasil e, em menor grau, no oeste da Amazônia e na área litorânea do leste da Amazônia e no norte da região nordeste (Marengo *et al.*, 2009). Assim, pesquisas que visem o entendimento da ocorrência dos desastres naturais em diferentes escalas espaço-temporais assumem grande destaque.

1.2 Contexto, justificativa e motivação

A compreensão dos fenômenos meteorológicos que originam chuvas intensas e a sua interação com a geografia local têm merecido maior atenção, com estudos sendo produzidos com maior frequência por um número crescente de cientistas nos últimos anos. Como a precipitação é uma das variáveis que desencadeia certos desastres naturais, o conhecimento dos mecanismos físicos que favorecem tais eventos, incluindo sua formação e previsão, é de suma importância (Teixeira e Satyamurty, 2004; Marcelino, 2007; Medeiros e Barros, 2012). Nesse sentido, melhorar as previsões de chuvas intensas tornou-se um tema de alta prioridade a ser abordado pela comunidade

científica dedicada ao desenvolvimento das ciências atmosféricas, que requer uma abordagem multidisciplinar devido à sua capacidade especial de modificar as características e influenciar o comportamento do ambiente físico com o qual interage (Lemos e Calbete, 1996).

Os impactos de longo alcance associados a eventos de chuvas intensas exigem uma melhor compreensão de como sua formação, magnitude e variabilidade espacial são representadas por diferentes conjuntos de dados e condições atmosféricas. Além disso, a avaliação do desenvolvimento de precipitações significativas é crucial para a caracterização de diferentes cenários de risco e o gerenciamento dos danos causados pela sua ocorrência. A representação de eventos extremos de chuva utilizando dados observacionais e modelagens numéricas contribuem para a identificação das condições ambientais conducentes à ocorrência de desastres naturais. Devido à sua notável relevância hidrológica, e também social, uma investigação detalhada das inter-relações espaço-temporais de eventos de chuvas intensas e como eles são caracterizados por diferentes bases de dados é necessária (Boers *et al.*, 2015).

Previsões quantitativas da chuva fornecem uma ajuda valiosa para identificar adequadamente o risco da ocorrência de possíveis eventos intensos de precipitação, assim como dos acumulados correspondentes. No entanto, a previsão de chuvas fortes, especialmente quando produzidas por tempestades convectivas, ainda representa um tópico a ser mais bem explorado com o emprego de modelos numéricos, pois exige simulações físicas e matemáticas adequadas e associadas a uma ampla variedade de processos em diferentes escalas espaço-temporais e suas complexas interações. Complementarmente, os processos físicos relacionados às tempestades convectivas isoladas são uma fonte intrínseca de incerteza na previsão de chuvas, o que acaba por limitar a previsibilidade dos eventos de chuvas intensas (Kunz, 2007; Davolio *et al.*, 2009).

Bertolotto e Roggero (2017) corroboram que o uso de modelos numéricos para a previsão da precipitação associada a fenômenos convectivos ainda apresenta, em alguns casos, grandes erros, tanto em intensidade quanto em localização, especialmente em regiões com orografia complexa (Walser *et al.*, 2004; Hohenegger *et al.*, 2006). Entretanto, os autores sugerem que a previsão de chuvas intensas pode ser feita através de análises iniciais das forçantes sinóticas e, posteriormente, por uma avaliação da

instabilidade atmosférica. Nesse contexto, indicadores associados à estrutura da formação de tempestades, baseados em características termodinâmicas e dinâmicas da atmosfera, podem sinalizar a ocorrência de chuvas fortes e devem ser efetivamente analisados (Teixeira e Satyamurty, 2007). Dessa maneira, por mais que os resultados obtidos através de modelagem numérica possam não sinalizar adequadamente a quantidade e local exato dos episódios de chuvas fortes, os resultados obtidos através destes indicadores podem sinalizar a potencialidade da atmosfera para a formação de tempestades e chuvas intensas.

Os indicadores termodinâmicos expressam os parâmetros térmicos da atmosfera (temperatura e umidade) e o perfil vertical associado (Teixeira e Satyamurti, 2007; Busuioc *et al.*, 2015). Os indicadores dinâmicos estão relacionados aos movimentos da atmosfera, ou seja, velocidade e direção do vento, variáveis comumente caracterizadas pelos padrões de circulações meteorológicas sinóticas e de mesoescala (Rudolph e Friedrich, 2014). Tais indicadores são, geralmente, também referidos como índices de instabilidade ou “ingredientes de tempo severo” (Sherburn e Parker, 2014). Eles são usados para diagnóstico e previsão de tempestades convectivas e são interpretados em um procedimento dicotômico (Kunz, 2007; Chaudhuri e Middey, 2012; Tajbakhsh *et al.*, 2012). Resumidamente, se um conjunto de alguns ingredientes atmosféricos estiver presente em um dado momento do dia, pode-se esperar que o desenvolvimento de tempestades convectivas ocorresse dentro do mesmo horizonte esperado (Silva *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2018). Por outro lado, se não houver ingredientes esperados nas próximas horas, é improvável que, então, as tempestades convectivas se desenvolvam no período (Wetzel e Marin, 2000).

Muitos autores (Jacovides e Yonetani, 1990; Maddox e Doswell, 1982; Tajbakhsh *et al.*, 2009) mencionam que a maioria das técnicas que combinam informações de temperatura e de umidade nos níveis baixos e médios da troposfera tem o objetivo de indicar as áreas com alto potencial para a formação de convecção. Usando o método de parcela adiabática, os índices de instabilidade são projetados para avaliar a facilidade com que uma parcela de ar pode subir através da atmosfera. Assim, a diferença de temperatura entre a parcela e seu meio ambiente associada a análises comparativas de temperatura e de umidade observadas em superfície, assim como nos níveis médios da atmosfera, são avaliadas em relação ao desenvolvimento de nuvens convectivas (DeRubertis, 2006; Silva *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2018).

A ideia principal do uso de índices termodinâmicos e dinâmicos é expressar quantitativamente e rapidamente o ambiente atmosférico favorável ao desenvolvimento convectivo, de forma a permitir que sejam utilizados como ferramentas para as rotinas operacionais e forneçam uma orientação para previsores e sistemas de alerta (Nascimento, 2005; Silva *et al.*, 2018). No entanto, é importante mencionar que cada um desses índices é altamente dependente do ambiente atmosférico dentro do qual são avaliados. Consequentemente, eles podem apresentar pontos fortes e fracos dependendo do cenário analisado (Blanchard, 1998). Diante desse contexto, não se deve esperar que somente um único parâmetro forneça uma representação completa do potencial atmosférico para o desenvolvimento convectivo. Em outras palavras, alguns índices podem ser melhores na caracterização de tempestades embebidas em sistema atmosféricos de grande escala, enquanto outros parâmetros podem melhor caracterizar as condições ambientais para tempestades isoladas. Concomitantemente, análises conjuntas de diversos índices podem reduzir as taxas de alarme falso e melhorar as taxas de acerto entre os eventos previstos e observados (Wetzel e Matin, 2000).

Nascimento (2005) estabelece que uma estratégia operacional de previsão de tempestades severas de possível aplicação no Brasil envolve o cálculo de parâmetros meteorológicos que destacam, de forma objetiva e acurada, condições favoráveis ao desenvolvimento de convecção severa, as quais podem ser obtidas de observações e de resultados de modelos de mesoescala. O autor ainda complementa que, para a previsão de tempestades convectivas, é necessária a existência da sinergia de análises em diferentes estágios de criticidade, tendo o reconhecimento dos sistemas atmosféricos de grande escala em uma fase inicial, a análise de índices de instabilidade como nível intermediário e, por fim, o monitoramento utilizando previsão de curto prazo (*nowcasting*).

Segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM, 2016), “*nowcasting*” compreende uma descrição detalhada do estado atual do tempo e, em conjunto, a sua previsão obtida por interpolação para um período de 0 a 6 horas à frente. Nesse intervalo de tempo, é possível prever pequenas características meteorológicas, tais como tempestades isoladas, com melhor acurácia. Assim, a partir de informações atualizadas do tempo, como dados de radiossondagens, radar, satélites, descargas elétricas e pluviômetros, entre outras, é possível avaliar as características atmosféricas atuantes sobre diferentes cidades, e realizar previsões mais acuradas para as horas seguintes.

Constitui-se em uma ferramenta poderosa para emissão de avisos de risco iminente oriundos em função de sistemas atmosféricos que possam vir a causar inundações, descargas elétricas e ventos destrutivos à população residente.

Na área de domínio das ciências atmosféricas, as ondas emitidas pelo radar podem identificar os sistemas meteorológicos e informar, quase em tempo real, sobre sua estrutura de formação e seu desenvolvimento no tempo e no espaço. É possível, também, diagnosticar os sistemas convectivos desde os seus estágios iniciais de formação, passando pela ocorrência de precipitação e dissipação. O ápice de seu uso encontra-se na estimativa de chuva no solo. Em especial, destaca-se o campo de conhecimento da hidrologia no que diz respeito ao uso direto de estimativas da precipitação como dados de entrada nos modelos de simulação e de previsão de vazões, monitoramento de cheias e secas sobre bacias hidrográficas, estudos de drenagem urbana e segurança hídrica, projetos de barragens, entre outras aplicações. Para outras áreas, como navegação aérea, energia, agricultura, construção civil, turismo e saúde pública, são importantes as informações em curto prazo sobre o padrão de chuvas e sua previsão para as próximas horas, isto é, *nowcasting*, em diversos processos de tomada de decisão (Almeida, 2002).

1.3 Objetivo geral e objetivos específicos

Face ao exposto, a presente tese tem, como objetivo geral, aperfeiçoar o procedimento de previsão de chuvas intensas em diferentes escalas e estágios de formação em consonância com a investigação sobre previsões hidrológicas de cheias em uma bacia hidrográfica. Mais especificamente, procura-se delimitar a sinergia entre a previsão de tempestades severas e eventos de transbordamentos do rio Quitandinha, localizado na região hidrográfica do Piabanha, Petrópolis – RJ, empregado como estudo de caso neste trabalho, com análise conduzida entre os anos de 2013 e 2016.

Espera-se, através deste trabalho, analisar a hipótese: *“É possível implementar uma estratégia operacional para a previsão local de chuvas intensas?”* Mediante a hipótese formulada, procura-se propor uma abordagem metodológica que permita identificar, quantificar e validar ferramentas que possam ser utilizadas por meteorologistas operacionais, e, ainda, auxiliar na gestão de riscos de desastres naturais, sobretudo de enchentes, de forma a prover suporte a diferentes usos e aplicações, em

especial, a ações que sejam de responsabilidade das defesas civis e de órgãos ambientais.

Baseado na motivação de criação de uma estratégia operacional para a previsão de chuvas no município de Petrópolis – Rio de Janeiro, estabeleceram-se algumas metas descritas de forma sintética a seguir, com exposição em detalhes ao longo do texto da tese, a saber:

1. análise dos sistemas meteorológicos que favoreceram a formação de chuvas intensas e que deram origem aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha, efetuando-se o reconhecimento de padrões desses sistemas mediante o emprego do método de médias estruturais;
2. cálculo dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos existentes na literatura para uma avaliação sinótica e pontual desses indicadores para cada grupo de sistemas meteorológicos identificados antes, durante e após o início da precipitação;
3. estabelecimento de limiares que caracterizem as condições atmosféricas favoráveis à formação de chuvas sobre o município de Petrópolis, assim como a identificação dos indicadores que apresentem a maior eficiência a partir da análise de eventos passados (*hindcast*);
4. validação do método da temperatura máxima em superfície para o cálculo da energia disponível para convecção (CAPE) a partir do lançamento de radiossondas no período vespertino, assim como de outros parâmetros termodinâmicos da atmosfera;
5. análise das condições dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera para diferentes sistemas meteorológicos e diferentes tipos de nuvens utilizando dados de radiossondagem e modelagem numérica;
6. análise da aplicabilidade das curvas que relacionam a refletividade medida pelo radar, chamada curva ZR, com relação às taxas de precipitação existentes na literatura para o município de Petrópolis, assim como a sua calibração para o município;
7. criação de uma equação que relacione a variação de nível de água medido *in situ* a partir dos dados de refletividade medidos pelo radar sobre a área de contribuição da bacia do rio Quitandinha, sendo esta equação chamada, nesta tese, de curva ZN.

1.4 Contribuições da tese

A contribuição científica do trabalho é ressaltada, inicialmente, na medida em que produz, analisa e disponibiliza um conjunto de informações novas e úteis, adquiridas via lançamento de radiossondas diversas, para a identificação de condições atmosféricas críticas para a formação de chuvas.

No contexto da tese, as radiossondagens complementadas com outras bases de dados organizadas e consistidas para emprego na análise, permitem avaliar a frequência de transbordamentos do rio Quitandinha, localizado na cidade de Petrópolis, e inserido na região hidrográfica da bacia do Piabanha, em diferentes escalas espaço-temporais.

Espera-se que essas informações possam ser utilizadas como ferramentas de base para dar suporte ao monitoramento realizado rotineiramente pelos sistemas de alerta em diferentes escalas espaço-temporais, assim como para fortalecer as ações realizadas pela defesa civil e, conseqüentemente, oferecer proteção para a população residente em áreas de risco no município de Petrópolis, principalmente às margens do rio Quitandinha. Cabe ressaltar que a aplicabilidade da metodologia concebida no trabalho, desenvolvida originalmente para o rio Quitandinha, encontra potencial, naturalmente, para ser estendida a outras regiões ou bacias hidrográficas do país e do mundo

Visando o estabelecimento de um guia operacional para a previsão e monitoramento de chuvas na cidade de Petrópolis, o presente trabalho propõe-se a produzir algumas contribuições adicionais discriminadas nos tópicos seguintes:

- avaliação do comportamento qualitativo e quantitativo de variáveis físicas presentes nas estruturas dos sistemas atmosféricos que favorecem a formação da precipitação, assim como de seu desenvolvimento;
- avanço no conhecimento associado à variabilidade diurna do perfil termodinâmico conducente à formação de nuvens que se desenvolvem sob diferentes condições e sistemas meteorológicos;
- calibração e avaliação da estimativa de precipitação via sensoriamento remoto por meio de relações empíricas;
- estabelecimento de uma relação que vise caracterizar, no curtíssimo prazo, uma possível elevação do nível de água utilizando dados de

refletividade coletados por um radar meteorológico, propondo formular uma relação simplificada e empírica entre Z (refletividade do radar) e N (nível de água do rio) (curva ZN) como alternativa à relação mais usual entre Z (refletividade do radar) e R (taxa de chuva) (curva ZR).

1.5 Área de estudo

O município de Petrópolis, também conhecido como Cidade Imperial, destaca-se por sua importância cultural, turística e política, com população estimada em 298.158 habitantes distribuídos em vinte e cinco bairros, com 795,799 km². O entorno é marcado por um relevo altamente acidentado e rico onde se destacam encostas abruptas e significativas bacias hidrográficas, com destaque para a bacia do rio Piabanha (Figura 1.3), que abrange o município de Petrópolis.

No ano de 2011, a região serrana do estado do Rio de Janeiro, que abrange a bacia do rio Piabanha, onde está Petrópolis e Teresópolis, entre outros municípios, e a bacia do Dois Rios, contígua à bacia do Piabanha, onde se encontra o município de Nova Friburgo, entre outros municípios, sofreu um dos maiores desastres naturais ocorridos no Brasil, onde altos acumulados de chuva ocasionaram enchentes e deslizamentos de terra totalizando mais de 100 mortes, 191 desabrigados e 6.223 desalojados (Araújo, 2016).

Assim, estudos que visem investigar as condições atmosféricas que possam desencadear ambientes favoráveis para a formação de chuvas intensas são indispensáveis para a segurança e a manutenção da vida da população e representa um desafio que está a merecer atenção da comunidade científica nacional e internacional, na medida em que consubstancia, ainda hoje, um problema que encontra apenas soluções parciais e notadamente insatisfatórias.

O rio Quitandinha encontra-se dentro da área de contribuição da bacia hidrográfica do rio Piabanha. A região do Piabanha é monitorada intensivamente quanto a variáveis hidrometeorológicas e processos hidrológicos, desde a parcela de solo a bacias hidrográficas de diferentes tamanhos, e continuamente novos equipamentos de medição com diferentes propósitos têm sido incorporados às bacias experimentais (Araújo, 2016). A bacia do rio Quitandinha (Figura 1.3) evidencia uma possível região de acúmulo na sua parte central. Não obstante, as partes mais altas da bacia são dotadas

de grande declividade e ocupadas, sobretudo por afloramentos rochosos, favorecendo uma maior escoamento superficial da água. A bacia apresenta, na porção próxima de jusante do rio Quitandinha, áreas de maior captação de escoamento, representadas pelo tom mais escuro de azul. Esse resultado sugere que, nesses locais, o fluxo perde energia pelos baixos valores de declividade presentes e acumula-se favorecendo a ocorrência de cheias (Carvalho *et al.*, 2013).

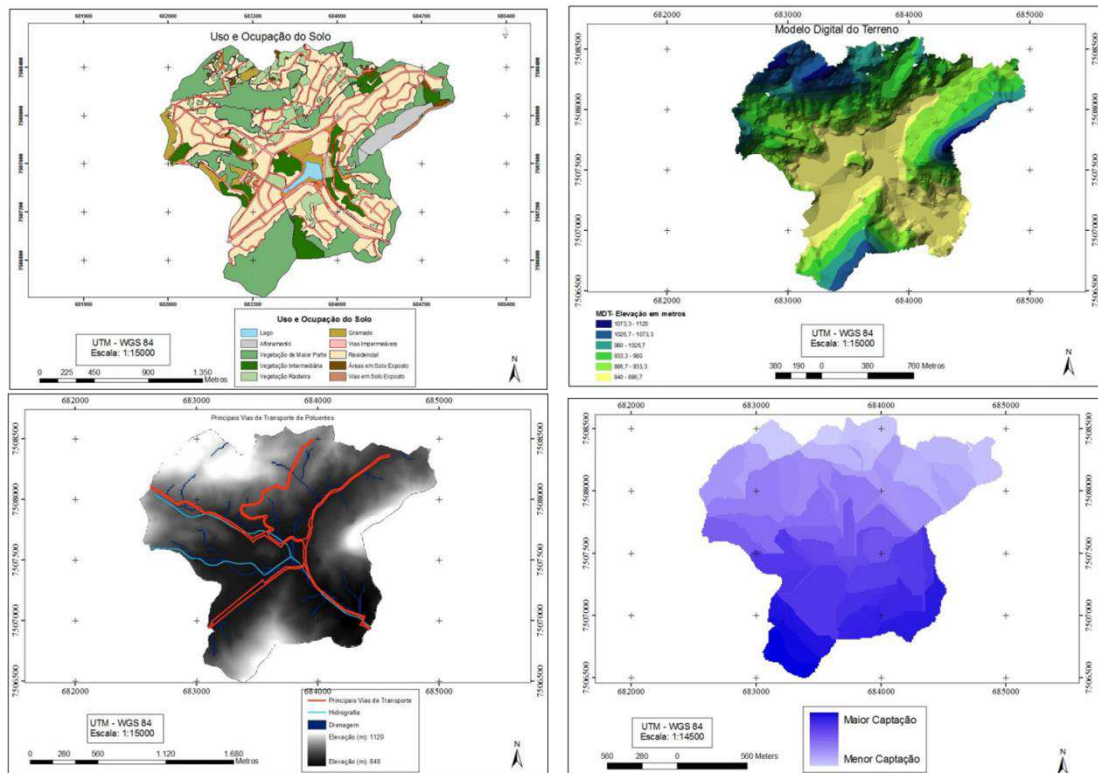


Figura 1.3 - Mapas de uso e ocupação do solo (a), modelo digital do terreno (b), vias de transporte (c) e captação de escoamento (d). (Fonte: Carvalho *et al.*, 2013).

Um dos principais objetivos relacionados ao monitoramento de dados hidrometeorológicos na bacia experimental do Piabanha é atuar como um laboratório de pesquisas, em escala de bacia hidrográfica, visando à prática de aquisição de dados, e experimentos que possam garantir melhores taxas de assertividade nos modelos numéricos de previsão do tempo e hidrológicos. O monitoramento de dados na bacia do Piabanha tem sido realizado com diversas instituições no Brasil, tanto no âmbito estadual como federal, podendo-se citar: a Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE e Escola Politécnica/UFRJ e IGEO/UFRJ), a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) – Serviço Geológico do Brasil (SGB), a Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ), o Instituto Estadual do Ambiente (INEA/RJ), e, mais

recentemente, também, o Instituto de Biofísica, o Museu Nacional e o Programa de Ecologia, todos da UFRJ, o Centro de Tecnologia Mineral (CETEM), a Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), a Universidade Federal Fluminense (UFF) e a Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). As pesquisas, em realidade, estão abertas a parcerias diversas, em que as instituições supracitadas são as que já atuam em conjunto nos projetos em vigência (Araújo, 2016).

O rio Quitandinha é monitorado pela estação Coronel Veiga do Sistema de Alerta de Inundações do Instituto Estadual do Ambiente (INEA, 2015). Nesse sistema, meteorologistas, hidrólogos e técnicos realizam o monitoramento hidrometeorológico 24 horas por dia e enviam avisos de alerta para defesas civis e população quando uma situação de risco hidrometeorológico é identificada (Bahense *et al.*, 2015). Entre os rios monitorados pelo INEA, optou-se por pesquisar as condições atmosféricas favoráveis à formação de chuvas associadas ao transbordamento do rio Quitandinha por possuir uma boa quantidade de dados disponíveis e apresentar uma alta frequência de eventos de inundação (Silva *et al.*, 2018).

Devido à pequena área de contribuição na estação Cel Veiga, à declividade acentuada da região e ao fato de ser uma bacia preponderantemente urbana com altas taxas de precipitação local, a resposta do rio às chuvas é muito rápida, chegando até mesmo a sair do estágio de normalidade e ultrapassar a cota de transbordamento em um intervalo menor do que quinze minutos. Na Figura 1.4, é possível observar a ocorrência dos transbordamentos entre 2013 e 2014, notando-se que a linha em vermelho indica a cota de transbordamento estabelecida pelo INEA.

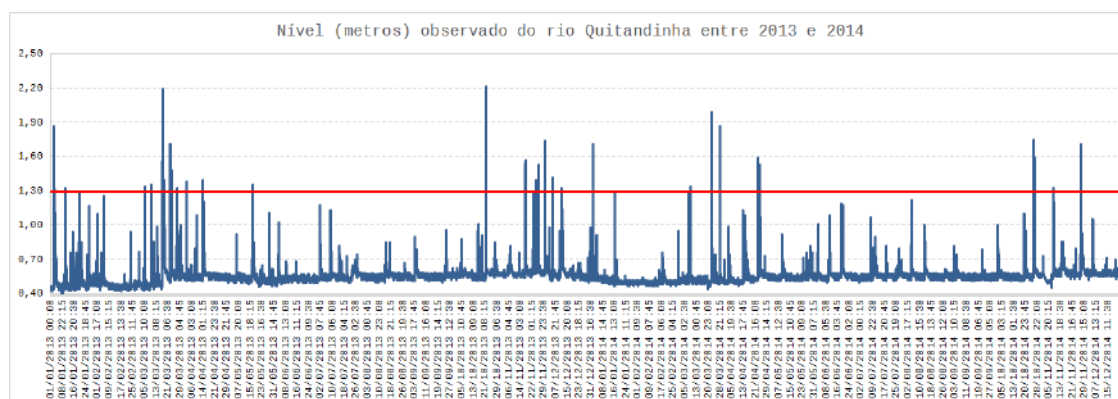


Figura 1.4 – Dados de nível do rio Quitandinha (estação Coronel Veiga) medidos entre os anos de 2013 e 2014.

1.6 Estrutura da tese

A tese está organizada em onze capítulos, contanto com o capítulo introdutório. Nesta introdução, o contexto geral sobre os tipos de desastres naturais ocorridos em todo o mundo e no Brasil é exposto conjuntamente com as motivações operacionais e fundamentações teóricas que deram origem a esta pesquisa, permitindo definir a abordagem científica para dar resposta à principal motivação do trabalho, qual seja, a criação de uma estratégia operacional para a previsão de chuvas para o município de Petrópolis – Rio de Janeiro, com possibilidade de extensão para outras áreas de estudo, através da realização de estudos teórico-experimentais relacionados aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha com a finalidade de contribuir com o monitoramento realizado pelos sistemas de alerta, ações de prevenção realizadas pelas defesas civis e proteção das comunidades locais.

No Capítulo 2, apresenta-se uma revisão da bibliografia sobre os sistemas meteorológicos que afetam as condições de tempo e, conseqüentemente, a formação da precipitação sobre a América do Sul, com ênfase na região sudeste e no estado do Rio de Janeiro. Uma discussão sobre a variabilidade sazonal dos sistemas meteorológicos e o ciclo da precipitação também é realizada.

O Capítulo 3 expõe uma revisão bibliográfica sobre radiossondagem e índices de instabilidade que permitem caracterizar a estrutura atmosférica associada à formação de nuvens e chuvas, abordando-se a física referente à dinâmica e à termodinâmica da atmosfera, conceitos de estabilidade, diagramas aerológicos com ênfase no diagrama Skew-T/log-P e conceituação sobre tempestades severas.

Uma discussão sobre estimativas de curto prazo descrevendo a utilização de radares meteorológicos é realizada no Capítulo 4. Nesse capítulo, discorre-se sobre alguns fundamentos básicos sobre o funcionamento de um radar Doppler, o monitoramento hidrometeorológico e as possíveis estimativas realizadas através dos dados de refletividade coletados pelos radares meteorológicos.

No Capítulo 5, a metodologia é delineada para desenvolver a aplicação de uma estratégia operacional para a previsão de chuvas associadas aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha. A metodologia engloba os procedimentos para análise do regime hidrometeorológico da região estudada, cálculo dos índices de instabilidade, identificação de padrões dinâmicos e termodinâmicos antes e durante a

ocorrência da precipitação, estabelecimento de limiares, estatísticas de verificação, validação do método da temperatura máxima em superfície e simulação de parâmetros termodinâmicos, análises do perfil vertical da atmosfera em diferentes cenários meteorológicos, análise de regressão múltipla entre os dados de radar e chuva, calibração e validação de curvas ZR através de filtros passa-baixa, bem como proposta de uma relação entre os dados de variação de nível do rio e os dados de refletividade (curva ZN).

O Capítulo 6 oferece uma caracterização da área estudada, mais especificamente, a bacia do rio Quitandinha, com a sua localização, altimetria, usos do solo, vegetação predominante, caracterização hidrometeorológica, padrões de precipitação e sistemas meteorológicos predominantes.

No Capítulo 7 são mostrados os resultados referentes aos padrões sinóticos dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos associados aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha, assim como estatísticas de verificação para cada um dos indicadores analisados.

O Capítulo 8 retrata uma visão local dos indicadores analisados no Capítulo 7, com ênfase aos resultados coletados utilizando radiossondas lançadas durante a tarde em diferentes estágios de formação e tipos de nuvens. Os resultados referentes às estimativas da precipitação e variação de nível do rio Quitandinha utilizando dados de radares meteorológicos são mostrados no Capítulo 9.

Por fim, o Capítulo 10 apresenta as conclusões pertinentes aos resultados previamente discutidos, complementando-se o texto com as referências bibliográficas e apêndices.

Capítulo 2 – SISTEMAS ATMOSFÉRICOS E PRECIPITAÇÃO

2.1 Sistemas atmosféricos e precipitação na América do Sul

A América do Sul (AS) localiza-se entre 12°N e 55°S, abrangendo terras tanto em baixas quanto em médias latitudes, e possui uma geografia diversificada com a presença da Cordilheira dos Andes, região montanhosa que se estende de norte a sul na costa oeste da AS, de vastas planícies contendo enormes superfícies aquáticas constituídas por rios como o Amazonas e o Orinoco, da grande floresta equatorial Amazônica, e de uma das áreas mais áridas do planeta, o deserto do Atacama, localizado no norte do Chile (Reboita *et al.*, 2009). Apesar da grande variabilidade dos sistemas meteorológicos que afetam as condições de tempo na América do Sul, serão discutidos somente aqueles que influenciam concomitantemente a formação de nuvens e a precipitação na América do Sul e no estado do Rio de Janeiro.

Na América do Sul, a origem da extensão equatorial da atividade dos sistemas meteorológicos em grande escala tem sido atribuída ao impacto dinâmico da Cordilheira dos Andes na circulação atmosférica. Enquanto os sistemas meteorológicos tendem a manter seu movimento para o leste quando atravessam os Andes nos altos níveis da atmosfera, tais sistemas, em níveis baixos, experimentam um acentuado giro anticiclônico e um deslocamento meridional. Um esquema da evolução dos sistemas de baixa e alta pressão de superfície que se deslocam pela América do Sul é proposto por Grim *et. al* (2004). Por meio da Figura 2.1a, verifica-se a presença de um anticiclone subtropical persistente no sudeste do Pacífico limitando a extensão dos sistemas de baixa pressão que se aproximam do sudoeste da América do Sul. À medida que o sistema de baixa pressão se move para o interior do continente, fortes ventos de oeste nos médios níveis da atmosfera prevalecem sobre os Andes subtropicais, resultando na formação de um cavado em superfície localizado a leste dos Andes e um intenso fluxo meridional dos ventos em superfície (Figura 2.1b).

A formação de um sistema de baixa pressão localizado a noroeste da Argentina (Seluchi *et al.*, 2003) frequentemente funde-se à configuração sazonal da Baixa do Chaco (centrada em cerca de 20°S). A configuração transitória desse sistema de baixa pressão favorece o processo geral da ciclogênese a partir da formação de ondas baroclínicas por montanhas (sotavento dos Andes). Estudos como Gan (1992) mostram

que a influência da Cordilheira dos Andes para o deslocamento inicial de um ciclone, com movimento no início para nordeste e, em seguida, girando para sudeste cria uma região atmosféricamente favorável à formação de sistemas frontais (Figura 2.1c). O avanço para noroeste dos sistemas frontais favorece a elevação do ar entre os Andes e o planalto brasileiro (Figura 2.1d) que pode originar a formação de tempestades severas e chuvas intensas, na disponibilidade de energia e umidade sobre a região (Grimm *et al.*, 2004).

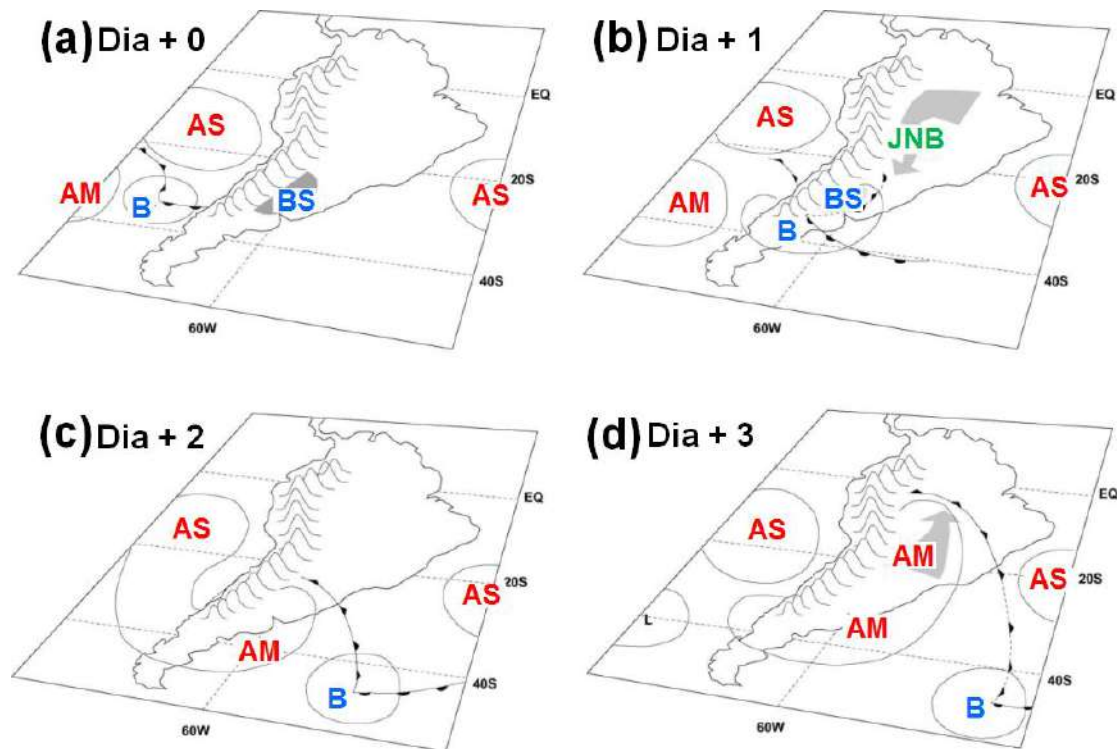


Figura 2.1 - Representação esquemática do ciclo de vida de sistemas de baixa e alta pressão de superfície que se deslocam pela América do Sul. Os símbolos são os seguintes: AS - alta subtropical, AM - alta migratória, B - baixa migratória e BS - baixa formada a sotavento dos Andes e JBN - jato de baixos níveis (Fonte: adaptado de Grimm *et al.*, 2004).

A passagem de sistemas frontais é, também, responsável por mudanças nas condições de tempo e pela ocorrência de precipitação durante todo o ano na América do Sul. Geralmente, tais sistemas deslocam-se de sudoeste para nordeste sobre o continente sul-americano e oceano Atlântico adjacente. Quando esses sistemas frontais avançam para norte (em direção ao Equador) durante o verão, a interação com o ar úmido e quente tropical pode favorecer a formação de tempestades convectivas e chuvas fortes

sobre o continente. Durante o verão, os sistemas frontais, frequentemente, posicionam-se entre São Paulo e Bahia ao longo da costa do Brasil, originando períodos prolongados de chuvas significativas e, em alguns casos, desastres naturais (Cavalcanti e Kousky, 2009).

Uma climatologia dos sistemas frontais, no período de 1981 a 2010, é realizada no trabalho de Pampuch e Ambrizzi (2010) com base em dados da reanálise 1 do NCEP/NCAR (*National Centers for Environment Prediction/National Center for Atmospheric Research*, (Kalnay, 1996). O critério utilizado para o rastreamento automático dos sistemas frontais foi baseado na queda de temperatura em 925 hPa, mudança do quadrante norte para o quadrante do sul do vento meridional em 925 hPa e aumento da pressão ao nível médio do mar. A Figura 2.2 mostra os resultados da climatologia de sistemas frontais obtidos por Pampuch e Ambrizzi (2010) para as estações de verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Através da Figura 2.2, verifica-se que, apesar de uma característica comum ser observada em todas as estações (maior incidência entre 30°S e 45°S), sua ocorrência é marcada por uma sazonalidade. O verão é a estação em que as frentes frias se apresentam menos frequentes ao norte de 25°S, sendo que o litoral do estado de São Paulo recebe cerca de sete (7) sistemas, o seu interior três (3) e o estado de Minas Gerais, Espírito Santo e sul da Bahia até cinco (5) sistemas são identificados. Cavalcanti e Kousky (2009) salientam que a baixa quantidade encontrada para essa estação é devido ao fato de que o critério de identificação das frentes pode não rastrear os sistemas que interagem com a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul).

Já no inverno, estas latitudes ao norte de 25°S recebem até oito (8) sistemas. Esse fato ocorre em virtude de um maior contraste térmico ser observado no inverno e massas de ar mais frias com origem de latitudes mais baixas conseguirem avançar até latitudes mais altas (Cavalcanti e Kousky, 2009). Além do inverno, a primavera é a outra estação em que maior número de sistemas é observado em latitudes mais baixas, em que cerca de 10 a 12 sistemas são observados no Rio Grande do Sul e no Oceano Atlântico adjacente (entre 20°S e 35°S). Esse número é observado apenas ao sul de 35°S no verão e no outono.

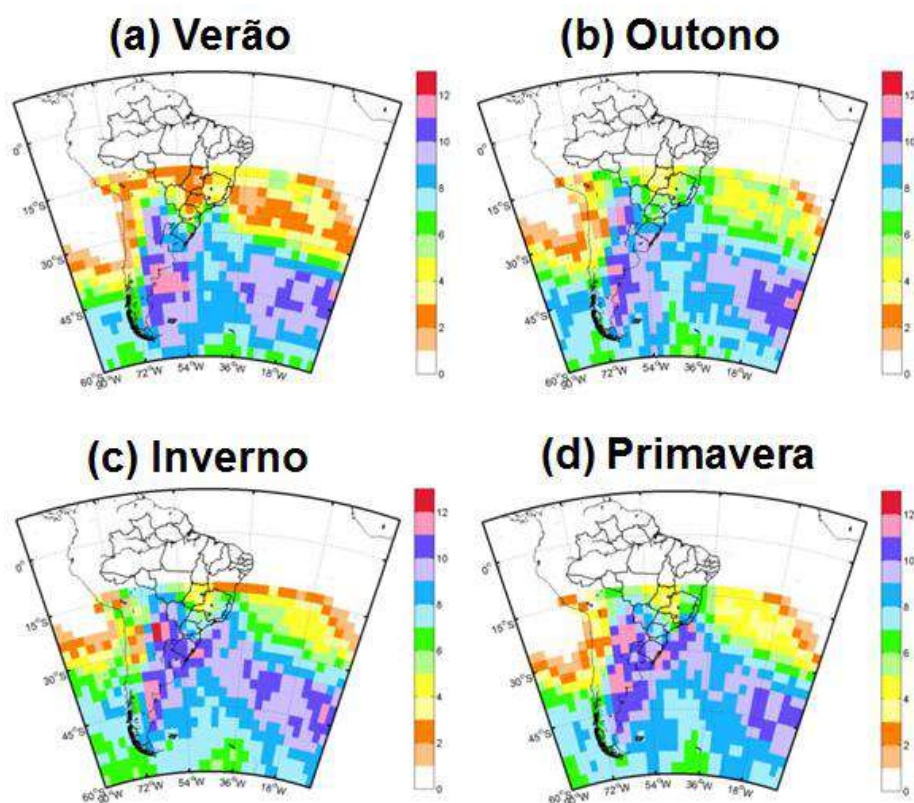


Figura 2.2 - Climatologia (1981-2010) de sistemas frontais no (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera para dados da Reanálise I do NCEP/NCAR (Fonte: adaptado de Pampuch e Ambrizzi, 2010).

A Figura 2.3 mostra o intervalo médio da passagem de sistemas frontais no verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). Em todas as estações do ano, o menor valor é encontrado para o sul da Argentina (em torno de 40°S), mostrando que não é superior a 7 dias o intervalo de passagem entre um sistema e seu subsequente. Esse valor também é registrado no outono, inverno e primavera para o norte da Argentina (em torno de 30°S). No estado do Rio Grande do Sul, o intervalo de passagem entre dois sistemas frontais consecutivos é menor no inverno e na primavera (cerca de 7 a 8 dias), seguidas do outono (8-9 dias) e verão (até 11 dias). Entre o litoral de Santa Catarina e São Paulo, a passagem dos sistemas ocorre, em média, entre 10 e 13 dias para o verão, sendo esse valor reduzido no outono, inverno e primavera (entre 8 e 11 dias). No centro-oeste do Brasil e sul da Bahia, regiões já mostradas na seção 3.1 como sujeitas a uma menor ocorrência de sistemas frontais, o tempo entre a ocorrência de uma frente e a sua subsequente pode ser de 22 dias no verão, 18 dias no outono e na primavera e 17 dias no inverno.

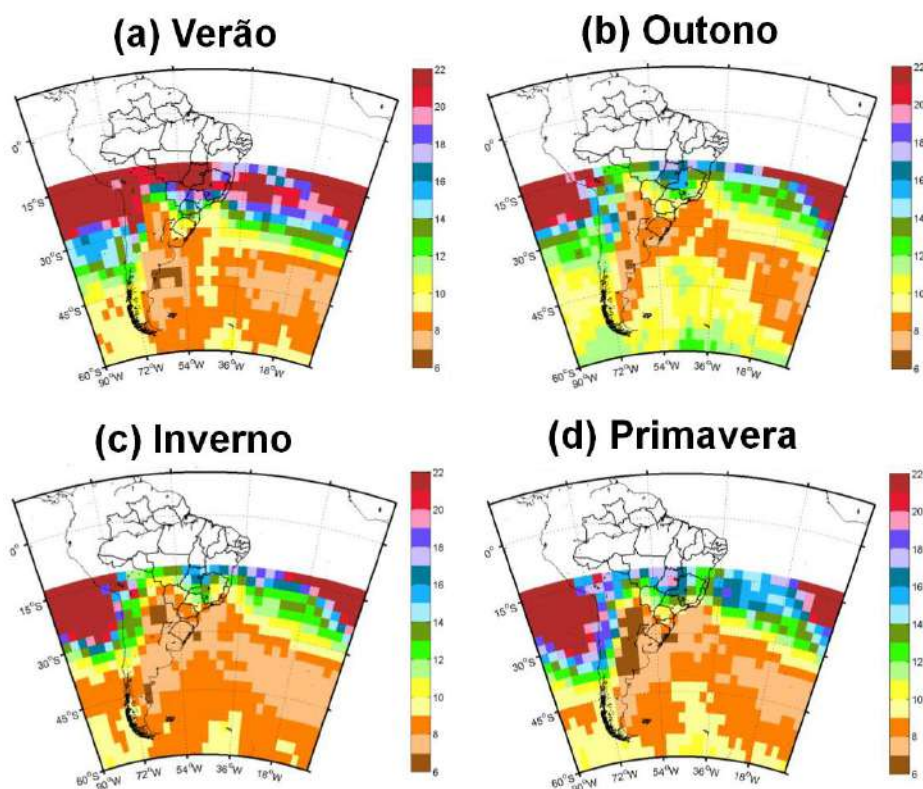


Figura 2.3 - Média do intervalo de passagem de sistemas frontais (1981-2010) no (a) verão; (b) outono; (c) inverno e (d) primavera para dados da Reanálise I do NCEP. (Fonte: adaptado de Pampuch e Ambrizzi, 2010).

Sob o ponto de vista da circulação de grande escala na América do Sul, a configuração de um forte escoamento meridional é observada nos baixos níveis da atmosfera ao longo da Cordilheira dos Andes (Figura 2.4), conhecido como Jatos de Baixos Níveis (JBN). Na América do Sul, a configuração dessa circulação em grande escala favorece o transporte de umidade da bacia Amazônica para a bacia Paraná-Prata afetando o tempo e o clima da região leste dos Andes. Eventos de JBN podem influenciar, por meio de variações no transporte de umidade e energia, as condições atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento de grandes nuvens convectivas na região de saída do jato, causando tempestades severas, chuvas intensas, enchentes e deslizamentos de encostas (Marengo *et al.*, 2009).

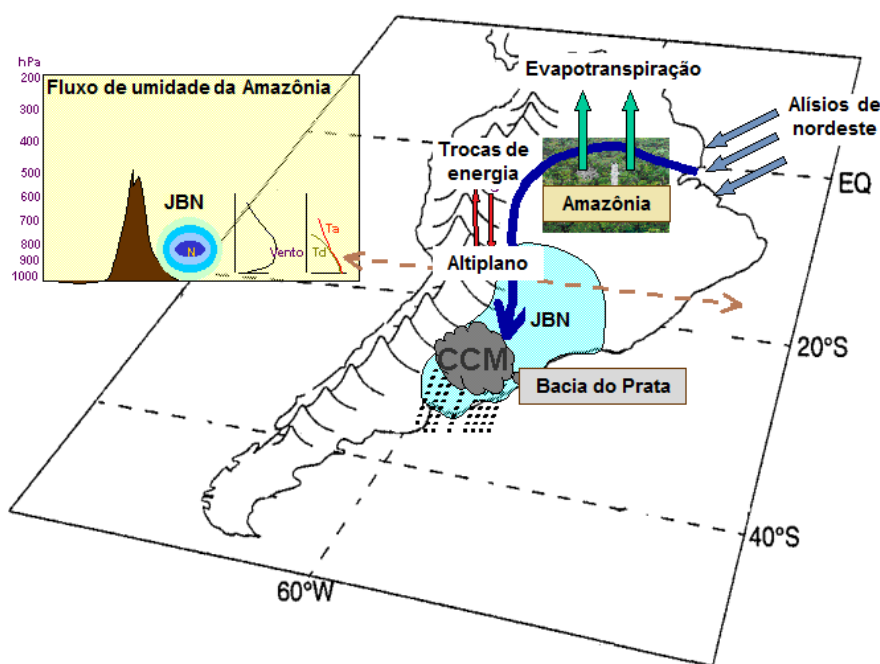


Figura 2.4 – Circulação de grande escala na América do Sul e o jato de baixos níveis (Fonte: adaptado de Marengo *et al.*, 2009).

No período chuvoso (outubro a março), na região sudeste do Brasil, a configuração do jato de baixos níveis está também associada a um regime de circulação, particularmente de ventos e precipitação, chamado de Sistema de Monção da América do Sul (SAMS), onde sistemas meteorológicos se configuram, desenvolvem e favorecem a formação de chuvas (Figura 2.5). Circulações de monção são caracterizadas quando reversões sazonais na direção do vento causam verões chuvosos e invernos secos (Gan, 1992). O desenvolvimento do sistema de monção na América do Sul começa durante a primavera, com o aumento da convecção sobre o noroeste da bacia Amazônica em meados de setembro, quando avança para o sudeste, até atingir a latitude de 48°W (região sudeste do Brasil) em novembro.

Durante o verão, o jato de baixos níveis, associado à posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), transporta umidade e energia do oceano Atlântico tropical e região central da bacia Amazônica em direção às regiões sul e sudeste do Brasil (Figura 2.5). Ressalta-se que existe grande variabilidade na direção do fluxo subsequente em direção às regiões subtropicais, com áreas de saída da Argentina central para o leste Brasil. Anomalias do fluxo para o sul estão associadas com o aumento das chuvas no sudeste da América do Sul, enquanto as anomalias a leste estão associadas ao

aumento de chuvas na zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho *et al.*, 2002; Liebmann *et al.*, 2004; Carvalho *et al.*, 2004). Se o componente sul é particularmente forte a leste dos Andes na Bolívia, esses ventos são referidos como jato de baixos níveis (JBN) (Marengo *et al.*, 2004), cujo transporte de umidade e energia favorece o desenvolvimento de grandes tempestades, chamadas de Complexos Convectivos de Meoescala (CCM) (Salio *et al.*, 2007).

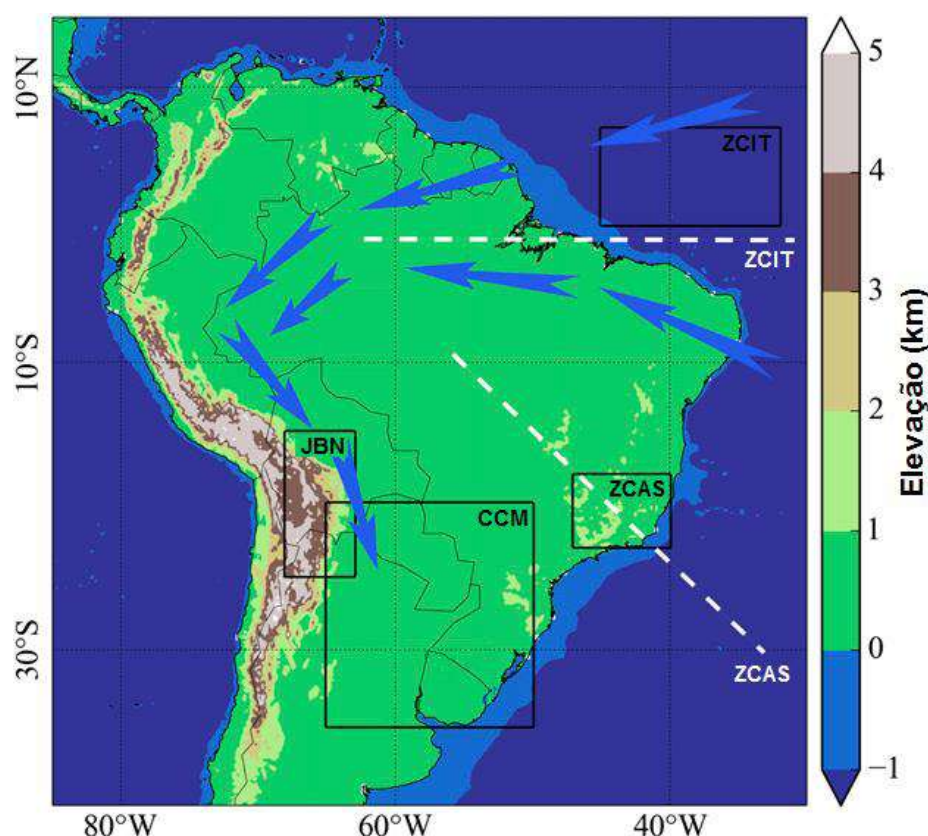


Figura 2.5 - Topografia da América do Sul e importantes características atmosféricas do SAMS. As caixas pretas delineiam as regiões geográficas: jato de baixos níveis (JBN), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Complexo Convectivos de Mesoescala (CCM) (Fonte: Boers *et al.*, 2015).

Especificamente na região sudeste do Brasil, a principal característica do SAMS é a configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que desempenha um papel importante no regime de chuvas na região em que se encontra, resultando em altos valores de precipitação sobre boa parte do centro-oeste e sudeste do Brasil. Esse fenômeno meteorológico é caracterizado pela persistência de uma faixa de nebulosidade, com orientação noroeste-sudeste, que se estende da Amazônia central até o sudeste do Brasil e, frequentemente, sobre o oceano Atlântico subtropical (Ferreira *et*

al., 2004), e é mantida pela presença de ciclones extratropicais (Lenters e Cook, 1995; Liebmann *et al.*, 1999).

As tempestades convectivas isoladas são eventos meteorológicos formados a partir de nuvens Cumulonimbus e associados a um ambiente muito instável, ou seja, umidade e disponibilidade de energia conectados a um gatilho dinâmico (Doswell, 1987; Houze, 1993; Emanuel, 1994; Doswell, 2001). Tais nuvens resultam da interação de sistemas meteorológicos em diferentes escalas. Distintos tipos de escalas foram propostos para classificar e identificar os fenômenos meteorológicos. O esquema mais utilizado foi o proposto por Orlanski (1975). Apesar da formação desse tipo de nuvens ocorrerem em uma escala espacial relativamente pequena (2-20 km) e em curtos intervalos de tempo (minutos a hora), a sua formação pode ocorrer de forma organizada e originar tempestades severas maiores (como as linhas de instabilidade, complexos convectivos de mesoescala, entre outros) com maiores escalas espaço-temporais.

De acordo com a Figura 2.6, na microescala, subdividida em α , β e γ , os fenômenos possuem escala espacial horizontal da ordem de dezenas a centenas de metros e escala temporal da ordem de minutos. Nessa escala, estão as trocas de calor e umidade próximas ao solo, os fenômenos de turbulência, e os tornados, entre outros fenômenos.

A mesoescala também é subdividida em três escalas. Na meso- α , encontram-se sistemas tais como frentes frias, furacões e complexos convectivos de mesoescala, cuja escala horizontal são da ordem de 200 a 2000 km e a escala temporal da ordem de um dia a uma semana. A meso- β inclui os sistemas como jatos noturnos de baixos níveis, linhas de instabilidade, aglomerados de Cumulonimbus e brisas de vale-montanha e terrestre-marítima. Esses sistemas têm escalas horizontais da ordem de 20 a 200 km e escalas temporais de várias horas a um dia. Na meso- γ , estão as tempestades isoladas ou Cumulonimbus isolados, ondas de gravidade interna, turbulência em céu claro e efeitos urbanos, com escalas horizontais de 2 a 20 km e escalas temporais da ordem de meia hora a várias horas.

A macroescala, subdividida em α e β , compreende sistemas de escalas espaciais horizontais maiores do que 1000 km e escalas temporais da ordem de semanas a meses. Na macro- α , encontram-se as ondas estacionárias, as ultra longas e as ondas de maré,

enquanto, na macro- β , estão as ondas baroclínicas com escala espacial entre 2.000 km e 10.000 km.

D	T					
	1 mês	1 dia	1 hora	1 minuto	1 segundo	
10.000 km	Ondas estacionárias	Ondas de maré				Macroescala α
	Ondas ultra longas					
2.000 km		Ondas baroclínicas				Macroescala β
200 km		Frentes e furacões				Mesoescala α
20 km		Jatos noturnos de baixos níveis Linhas de instabilidade Aglomerados de cumulonimbus Brisas vale-montanha terra-mar				Mesoescala β
2 km			Tempestades isoladas Ondas de gravidade interna Turbulência em céu claro Efeitos urbanos			Mesoescala
200 m			Tornados Convecção profunda Ondas de gravidade curtas			Microescala α
20 m				Redemoinhos de poeira Termais Trocas de calor e umidade		Microescala β
				Plumas Rugosidade Turbulência		Microescala
Escala Climatológica		Escala sinótica e planetária	Meso escala	Microescala		Definição Proposta

Figura 2.6 - Definições de escalas e diferentes fenômenos atmosféricos de acordo com as escalas temporal e espacial segundo Orlanski (1975).

A ocorrência, a taxa e a duração da precipitação associada a uma tempestade convectiva são funções da existência, configuração e intensidade de várias condições físicas atmosféricas e do grau em que elas interagem para tornar a ocorrência da

precipitação mais provável. Dependendo do cenário, todos esses mecanismos podem fazer uma contribuição significativa para o desenvolvimento de uma tempestade convectiva, assim como o grau de severidade associado (Kunkel *et al.*, 2013). Cotton e Anthes (1989) e Byers e Braham (1989) identificaram três estágios de desenvolvimento e evolução de uma nuvem do tipo Cumulonimbus, ou também chamadas de tempestades convectivas, na atmosfera (Figura 2.7), sendo eles: o estágio cúmulos, o estágio de maturação e o estágio dissipativo. Esses três estágios são descritos brevemente a seguir.

- **Estágio cúmulos:** caracterizado por nuvens em forma de torres, alimentadas por convergência de umidade em níveis baixos e fortes movimentos ascendentes. As correntes de ar descendentes podem ser observadas próximo ao topo e junto ao flanco das nuvens, geradas pela presença de atrito entre as gotas de água. Pode ocorrer precipitação no topo das nuvens cúmulos em desenvolvimento. Movimentos descendentes associados às frentes de rajada e início de precipitação na camada inferior da nuvem caracterizam a mudança para a fase de maturação.

- **Estágio de maturação:** há movimentos ascendentes em toda troposfera, e a divergência desses movimentos próximos à tropopausa provoca a formação da chamada bigorna da nuvem. Lá, os movimentos ascendentes ocorrem, principalmente, devido ao processo de condensação da água, o que promove a liberação de calor latente na nuvem. Também se pode observar o processo de evaporação de gotas de água dentro da nuvem, ocasionando resfriamento e consequentemente movimentos descendentes que tomam a forma da frente de rajada. O início dessa fase acontece quando as gotas e os meteoros da nuvem atingem a superfície do solo.

- **Estágio de dissipação:** caracterizado por movimentos descendentes em todos os níveis. Próximo ao solo, a divergência e o resfriamento evaporativo do ar alimentam a frente de rajada, que se distancia do caminho da nuvem. Dessa forma, as correntes de ar levantadas pela frente de rajada não conseguem mais abastecer os movimentos ascendentes da tempestade.

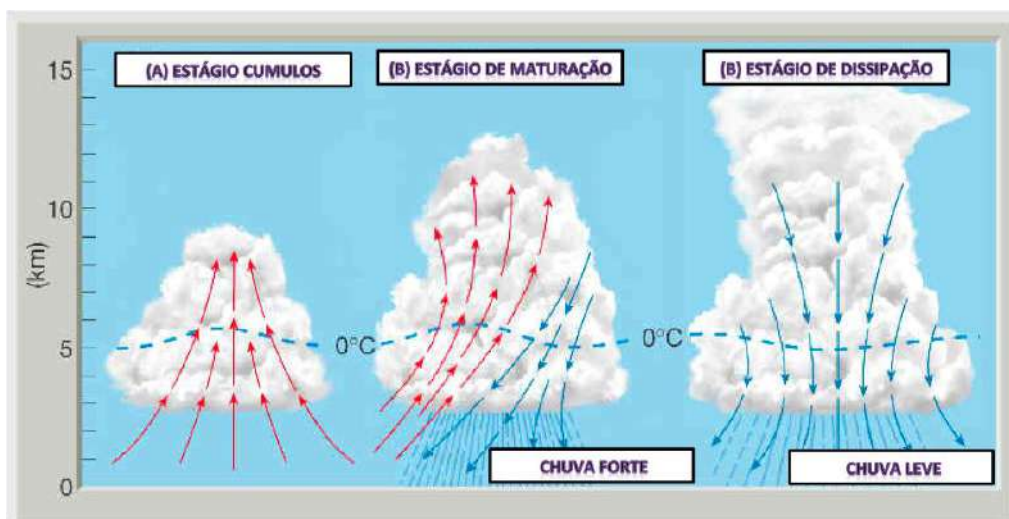


Figura 2.7 – Estágio cúmulus (a), estágio de maturação (b) e estágio de dissipação (c) de uma célula convectiva Cumulonimbus (Fonte: Silva, 2014).

A atuação das circulações e sistemas atmosféricos previamente discutidos favorece uma grande variabilidade da precipitação mensal e regional ao longo do território brasileiro. O regime de monções na América do Sul é o principal modulador da estação chuvosa na maior parte do Brasil (Figura 2.8). Sua variabilidade interanual impacta significativamente em atividades econômicas muito importantes, como a geração de energia e agricultura. Além disso, eventos extremos da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), uma das características importantes do SAMS, geram fortes consequências em regiões muito densamente povoadas no sudeste do Brasil (Grimm, 2003).

O início da estação chuvosa nas regiões central e sudeste do Brasil ocorrem tipicamente entre o final de setembro e início de outubro (Sugahara *et al.*, 1994). No final de novembro, a convecção profunda cobre a maior parte da América do Sul central, do Equador até 20°S, mas está ausente na bacia do leste da Amazônia e nordeste do Brasil. Entre março e maio, começa a fase de decaimento do SAMS, com o decréscimo das regiões de forte precipitação sobre o sul da Amazônia e o Brasil central, migrando gradualmente para noroeste em direção ao Equador e à medida que a estação chuvosa na costa leste do nordeste (NE) começa e continua de abril a junho (Rao e Hada, 1990).

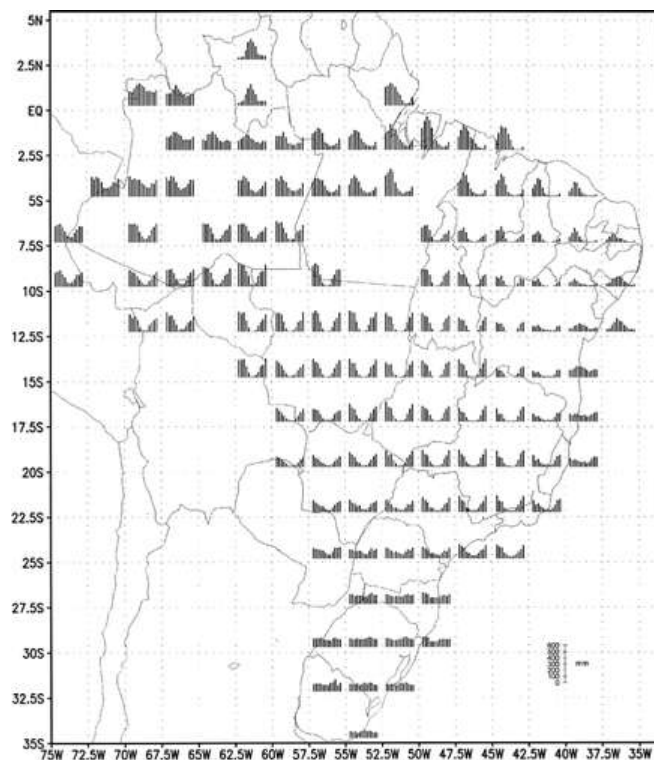


Figura 2.8 – Distribuição mensal da precipitação em diferentes regiões do Brasil (Fonte: Grimm, 2003).

A Figura 2.9 caracteriza a climatologia da distribuição trimestral das chuvas (dezembro, janeiro e fevereiro – DJF, março, abril e maio - MAM, junho, julho e agosto – JJA e setembro, outubro e novembro – SON), entre 1961 e 1990, em todo o Brasil realizado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC 2018).

No trimestre DJF, as chuvas são mais significativas nas regiões central e sul da região norte, estendendo-se até o setor central da região sudeste. Essas chuvas estão, principalmente, associadas à formação da Alta da Bolívia, ao deslocamento dos sistemas frontais e à formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Climatologicamente, o trimestre MAM caracteriza-se pelos elevados totais de chuva no extremo norte da região norte. Entretanto, as regiões sudeste e centro-oeste apresentam uma diminuição gradativa da precipitação. No trimestre JJA, os maiores totais de chuva ainda ocorrem sobre o extremo norte do Amazonas e norte de Roraima. No trimestre SON, ocorre o início do período chuvoso no centro-sul da região norte e na região centro-oeste. Comportamento similar pode ser notado na região sudeste, onde também ocorre o aumento gradual das chuvas, e os valores trimestrais podem variar entre 300 mm e 400 mm.

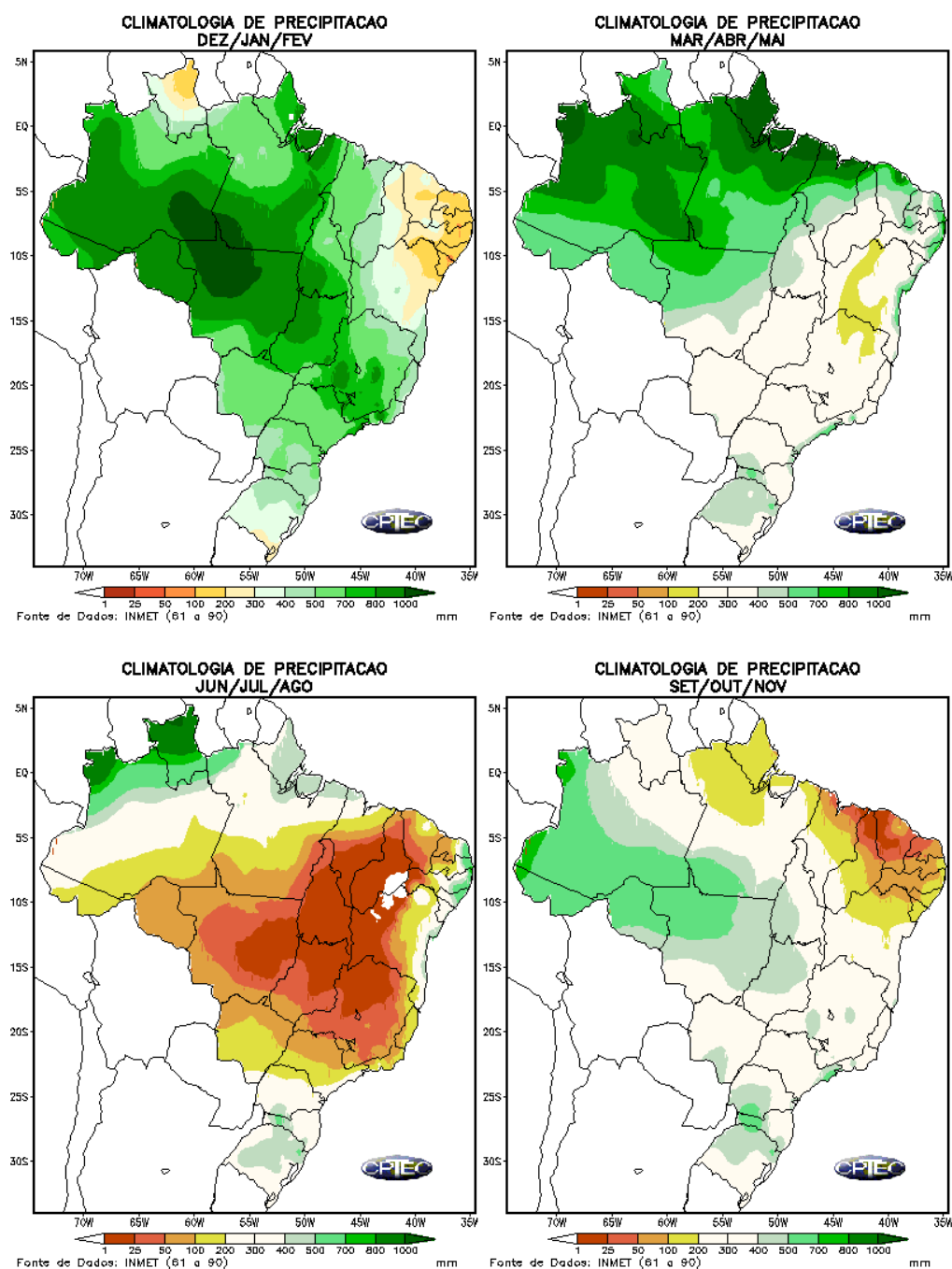


Figura 2.9 – Climatologia trimestral da precipitação (Fonte: CPTEC/INPE).

2.2 Sistemas atmosféricos e precipitação no estado do Rio de Janeiro

O estado do Rio de Janeiro, especificamente, apresenta um expressivo contraste de chuvas em seu território. Os acumulados pluviométricos atingem aproximadamente 700 mm nas baixas planícies, próximas à costa, e valores próximos a 3000 mm nas áreas montanhosas, região Serrana (Nimer, 1972; Dereczynski *et al.*, 2009). A precipitação sobre o estado é influenciada pela sua latitude subtropical, onde a radiação

solar induz altas taxas de evaporação, pela proximidade com a costa, que traz umidade do oceano, e pela topografia complexa caracterizada por cumes e maciços de 2700 m de altura criando precipitação orográfica. A interação dessas características com a presença de sistemas meteorológicos em diferentes escalas favorece, consequentemente, os altos acumulados de chuva sobre a região.

Silva e Derecynski (2014) realizaram uma climatologia da precipitação no estado do Rio de Janeiro entre 1961 e 2012. Em seus resultados, os autores verificaram que os maiores índices pluviométricos médios anuais encontram-se na divisa da região metropolitana e das baixadas litorâneas com a região serrana, onde a precipitação varia entre 2.500 e 2.800 mm. Os menores índices pluviométricos anuais são observados nas áreas das baixadas litorâneas, mais próximas ao mar, com valores em torno de 700 a 1.300 mm, e na maior parte do norte/noroeste Fluminense, alcançando, em média, 1.000 mm. Na Costa Verde e no Vale do Paraíba, os valores oscilam entre 1.300 e 2.200 mm em toda a sua área. Na região metropolitana, a precipitação total anual oscila entre 1.000 e 1.600 mm, com exceção do Maciço da Tijuca, onde esse valor alcança 2.500 mm.

Ainda segundo os autores, o padrão de distribuição espacial da precipitação mantém-se ao longo do ano no estado do Rio de Janeiro. No verão, os índices pluviométricos são os mais elevados especialmente devido ao estabelecimento da ZCAS e de convecção local. No inverno, há redução brusca dos totais de precipitação, sendo a chuva, nesse período, uma consequência maior da atuação de sistemas frontais. Durante as estações de transição, os acumulados pluviométricos são ligeiramente maiores na primavera em relação ao outono. Essa constatação deve-se, provavelmente, ao fato da primavera ser a estação do ano com o maior número de passagens de frentes frias pela região sudeste do Brasil (Silva e Derecynski, 2014).

Utilizando dados anuais de precipitação no estado do Rio de Janeiro, Brito *et al.* (2016) procuraram investigar regiões que apresentariam comportamentos semelhantes no regime da precipitação. Através de uma análise de agrupamento, os autores verificaram a existência de seis grupos homogêneos de precipitação sobre o estado do Rio de Janeiro (Figura 2.10). O grupo 1 (G1) encontra-se localizado sobre as altas planícies da Serra do Mar direcionado para o Oceano Atlântico. Essa região também foi onde a maioria das estações do grupo 2 (G2) estava localizada. O grupo 1 possuía

também uma estação no norte do estado e seis no oeste, próximo à fronteira com o estado de São Paulo. O terceiro grupo sob influência da Serra do Mar foi o grupo 3 (G3). Uma diferença fundamental era que as estações do G3 estavam localizadas no lado da Serra do Mar voltado para o continente, sob as mesmas influências locais de precipitação induzida por topografia.

As regiões norte e nordeste do estado continham a maioria das estações do grupo 4 (G4). Enquanto a maioria das estações dos grupos G1 a G3 estavam localizadas em altitudes entre 300 e 800 m acima do nível do mar, as altitudes em G4 variaram apenas de 0 a 100 m. O grupo G4 continha estações próximas ao litoral, além de locais no interior do estado, próximo à fronteira com o estado de Minas Gerais. O grupo 5 (G5) possuía estações localizadas na parte oeste do estado, no vale do rio Paraíba. Esse vale está localizado entre a Serra do Mar e a Serra da Mantiqueira, com faixa de altitudes das estações entre 100 e 300 m. O último agrupamento homogêneo de chuva homogêneo foi o grupo 6 (G6), que possuía a maioria de suas 15 estações próximas ao litoral e na região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro. Os valores médios dos acumulados pluviométricos para cada um dos seis grupos encontrados no trabalho de Brito *et al.* (2016) corroboram os resultados encontrados por Silva e Dereczynski (2014).

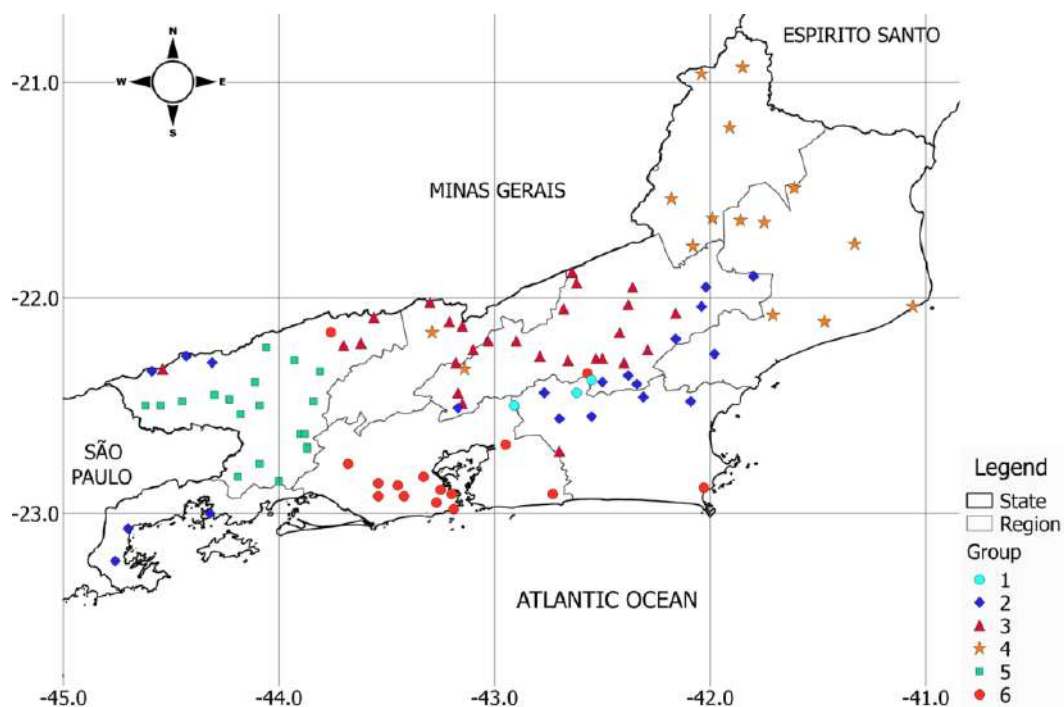


Figura 2.10 - Distribuição espacial de grupos homogêneos de chuva sobre o estado do Rio de Janeiro no período de 1967 a 2013 (Fonte: Brito *et al.*, 2016).

2.3 Modelagem numérica da precipitação

A compreensão dos fenômenos meteorológicos que originam altos acumulados de precipitação e suas interações com a geografia local tem adquirido maior relevância e sido estudada com maior frequência por um número crescente de cientistas nos últimos anos. Sendo a precipitação uma das variáveis que desencadeiam certos desastres naturais, principalmente eventos de inundações e deslizamentos de terra, o conhecimento dos mecanismos físicos que favorecem tais eventos, incluindo sua formação e desenvolvimento, é de suma importância (Teixeira e Satyamurty, 2004; Marcelino, 2007; Medeiros e Barros, 2012). Como tal, a melhora das previsões de chuvas intensas tornou-se um tema a ser abordado pela comunidade de pesquisa dedicada ao desenvolvimento de ciências atmosféricas, que requer uma abordagem multidisciplinar devido à sua capacidade especial para modificar as características e influenciar o comportamento do ambiente físico com o qual interage (Lemos e Calbete, 1996).

A previsão de chuva, isto é, do tempo, é feita a partir das análises de dados meteorológicos coletados em todo o mundo, posteriormente inseridos como dados de entrada em modelos matemáticos e físicos (Figura 2.11). Tais modelos, chamados de modelos meteorológicos globais, buscam aproximações numéricas de equações matemáticas representativas de leis da física que regem, de forma geral, os movimentos da atmosfera e interação com a superfície em todo o globo terrestre. Mediante a modelagem integrada físico-numérica, procura-se, então, incorporar peculiaridades de cada região. Complementarmente, modelos com maior resolução, chamados regionais, resolvem as equações matemáticas sobre uma área mais localizada e representam melhor, através do uso de maior resolução espacial, os processos de turbulência, convecção, microfísica e das condições de contorno, como a topografia, linha de costa, cobertura de solo, vegetação, entre outros (SAAD *et al.*, 2010).

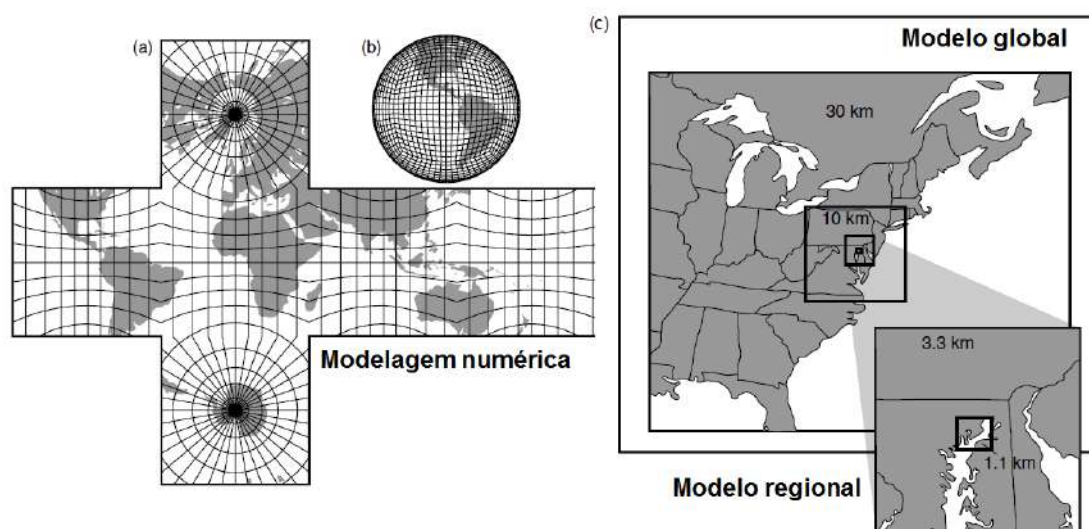


Figura 2.11 – Modelagem numérica da atmosfera (a) em escala global (b) e em escala regional (c) (Fonte: Meted/UCAR).

Dentro do conjunto das variáveis meteorológicas, a precipitação caracteriza-se como a mais desafiadora de ser prevista com precisão por meio do suporte dados diversos modelos numéricos. Um dos principais motivos da baixa previsibilidade da precipitação é devido ao seu comportamento episódico, ou seja, altamente variável no espaço e no tempo, além da sua descontinuidade espacial e temporal. Os mecanismos que controlam a formação da precipitação em cada região podem ser diferentes, dependendo da época do ano, mostrando a necessidade de calibrações sazonais e regionais nos modelos de análise e previsão do tempo.

Segundo Molinari e Dudek (1992), a precipitação é um dos parâmetros meteorológicos mais importantes nas regiões tropicais e, infelizmente, um dos mais difíceis de ser simulado nos modelos numéricos da atmosfera. A precipitação, principalmente a convectiva, tem um caráter muito local e não existem ainda parametrizações para representá-la adequadamente nos modelos numéricos, relatam os autores. Wulfmeyer *et al.* (2008) e Rodrigues (2014) apontam a topografia e as parametrizações de microfísica das nuvens, especialmente as convectivas, como uma fonte de perturbações e deformações dos escoamentos atmosféricos e, conseqüentemente, apresentando forte influência sobre a distribuição e a intensificação da chuva, o que dificulta a capacidade dos modelos numéricos de prevê-la.

Fritsch e Carbone (2004), Wu *et al.* (2013), Dasari e Salgado (2015), entre outros, confirmam o desafio remanescente da previsão quantitativa da precipitação em

áreas montanhosas, especialmente durante a estação quente. Por exemplo, Kobold e Suselj (2005) verificaram que o Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF) subestimou, em média, 60% dos eventos pluviométricos de 27-28 de junho de 1997 (verão) em uma topografia complexa da Eslovênia. Esses autores também notaram que o ECMWF não foi capaz de descrever adequadamente a distribuição e a variabilidade da precipitação. Ricard *et al.*, (2007), utilizando dados do Mesoscale Alpine Programme (MAP), confirmaram que a precipitação orográfica sobre os Alpes Europeus apresentou baixo índice de acerto em episódios quando a convecção úmida foi dominante durante o verão e o outono de 2007. Vasconcellos e Cavalcanti (2010) utilizaram o modelo ETA de alta resolução (5 e 10 km de grade) durante dois eventos extremos de precipitação que ocorreram sobre a Serra do Mar. Através dos resultados, as autoras verificaram que o modelo não foi capaz de caracterizar adequadamente a posição da banda de precipitação mais intensa, fato este que poderia estar associado ao papel da orografia regional.

Sendo as simulações e previsões da precipitação, de certo modo, ainda não eficientes na detecção dos eventos de fortes chuvas associados a sistemas convectivos, Teixeira e Satyamurti (2006) relatam que variáveis dinâmicas e termodinâmicas presentes na estrutura dos sistemas convectivos podem ser analisadas a fim de detectar o potencial da atmosfera na formação das tempestades que uma variedade de parâmetros dinâmicos e termodinâmicos, derivados de dados de sondagem em conjunto com a modelagem numérica, são de grande auxílio aos meteorologistas na tomada de decisão se um forte episódio de chuva está prestes a acontecer (Nascimento 2005; Silva et al., 2018).

CAPÍTULO 3 – INDICADORES DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS DA ATMOSFERA

3.1 Tempestades convectivas

Um importante princípio para a previsão de tempestades é o conhecimento das condições atmosféricas críticas para determinar o potencial de seu desenvolvimento e os possíveis correspondentes danos à sociedade (Brooks *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2017). Portanto, estimar a possibilidade de seu desenvolvimento com base em análises da instabilidade troposférica representa um dos principais ramos da operação na comunidade científica, notadamente durante a estação quente, onde há maior disponibilidade de energia na atmosfera (Marinaki *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2017). Assim, melhorar o conhecimento e a previsão de tempestades convectivas, especialmente as severas, ainda representa uma tarefa desafiadora que pode ajudar a prevenir ou mitigar os danos (Huntrieser *et al.*, 1996; Kunz, 2007).

A previsão da localização e a intensidade de tempestades convectivas, particularmente associadas a condições extremas, ganharam importância crescente devido à sua inegável ameaça às atividades humanas, principalmente à segurança pública. Um dos fenômenos meteorológicos que mais afeta a sociedade é a tempestade convectiva com grandes acumulados de precipitação. Do ponto de vista estatístico, os eventos de precipitações intensas são aqueles, embora não muito numerosos, responsáveis por uma grande porcentagem do total de chuvas em um determinado período e região (Pinheiro *et al.*, 2014). Em outras palavras, são eventos com alto volume de precipitação em intervalos menores que um dia (Tavares e Mota, 2012). Quando essas células convectivas estão inseridas em um ambiente atmosférico de grande escala, elas favorecem a ocorrência de maiores acumulações de precipitação e, conseqüentemente, desastres naturais, como, por exemplo, deslizamentos de terra e inundações (Kunz 2007; Davolio *et al.*, 2009; Silva *et al.*, 2018).

A classificação de uma tempestade convectiva como severa está ligada a dois conceitos principais: um conceito explícito de que se trata de tempestades capazes de gerar fenômenos com significativo impacto social e econômico, e um conceito implícito de que são tempestades com correntes ascendentes e descendentes extremamente intensas e, portanto, capazes de gerar e suportar (em suspensão) granizo gigante, gerar rajadas de vento destrutivas (Nascimento, 2005). Mills e Colquhoun (1998), entretanto,

relatam que, para uma tempestade ser classificada como severa, deve satisfazer pelo menos um dos seguintes critérios: rajadas de vento de pelo menos 90 km/hora, grandes granizos, tornados, chuvas fortes e inundações bruscas. Os autores enfatizam que, com a exceção da inserção da ocorrência chuvas fortes e inundação bruscas, o critério é praticamente idêntico ao adotado nos Estados Unidos.

Na estação quente (verão), os processos físicos que originam precipitações intensas ocorrem primeiro na mesoescala, delimitados por um ambiente sinótico, onde várias características presentes em ambas as escalas dão suporte para o desenvolvimento das nuvens convectivas e chuvas intensas (Konrad II, 1997). Os sistemas convectivos dependem dos processos físicos que ocorrem em grande escala, onde esses processos desenvolvem uma estrutura dinâmica e termodinâmica adequada para apoiar o desenvolvimento desses sistemas; os processos de mesoescala atuam principalmente para iniciar a convecção (Doswell, 1987).

3.2 Indicadores dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera

A avaliação da atividade convectiva na atmosfera apresenta-se como um tema relevante devido ao papel que esse mecanismo desempenha na liberação de calor latente, desenvolvimento de nuvens e formação da precipitação (Tuttle e Davis, 2006; Trier *et al.*, 2010). Tal avaliação pode ser abordada através de condições físicas expressas pelos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos presentes na atmosfera. Esses parâmetros são comumente chamados de índices de instabilidade (ou "ingredientes de tempo severo"), e o seu uso para o diagnóstico e previsão de tempestades é, geralmente, realizado de maneira dicotômica. Assim, se os ingredientes atmosféricos necessários estão presentes em um dado momento de previsão, então, a formação de tempestades e chuva pode ser esperada. Se tais ingredientes não estiverem presentes nas próximas horas, é improvável, então, que ocorra a formação de tempestades no período analisado (Wetzel e Matin, 2000). Uma discussão mais aprofundada associada às equações físicas e matemáticas da Termodinâmica da Atmosfera é apresentada no Apêndice A deste trabalho.

Nascimento (2005) relata que uma estratégia operacional para a previsão de tempestades convectivas de possível aplicação no Brasil envolve o cálculo de indicadores termodinâmicos e dinâmicos da atmosfera que destacam, objetiva e precisamente, as condições favoráveis para o desenvolvimento de nuvens convectivas

associadas a altas taxas de precipitação. Tais cálculos podem ser realizados a partir de informações de dados coletados por radiossondas, dados meteorológicos de superfície e resultados de modelagem numérica de mesoescala dentro de um ciclo típico de operação de previsão de curto prazo (Westwater, 1997; Mattioli *et al.*, 2007; Kottayil *et al.*, 2011). No entanto, ressalta o autor, que entender esse comportamento nas regiões tropicais e subtropicais ainda é uma tarefa bastante complexa para os centros de monitoramento operacionais.

Cada índice, ou ingrediente, tem os seus pontos fortes e fracos; nenhum índice único pode fornecer uma caracterização completa do estado da atmosfera (Kunz, 2007) e, conseqüentemente, seria inadequado esperar que qualquer índice único funcione de maneira ideal em todos os locais ou que qualquer índice possa alcançar o melhor desempenho para todos os tipos de tempestades convectivas (Blanchard, 1998). Resumidamente, de forma geral, os índices de instabilidade visam caracterizar as condições atmosféricas que favorecem o desenvolvimento de tempestades convectivas e chuvas intensas, sendo elas: 1) a presença de instabilidade sobre uma camada suficientemente profunda; 2) uma camada úmida nos níveis mais baixos da atmosfera; e 3) um mecanismo dinâmico para desencadear o levantamento de uma parcela de ar (Doswell 1987; Emanuel 1994; Doswell 2001).

O uso dos ingredientes de tempo severo, baseados em perfis verticais de temperatura, umidade e vento, são também calculados visando sintetizar algumas características termodinâmicas e de cisalhamento vertical do vento típico de situações convectivas. Entre as situações convectivas, distinguem-se duas categorias: a) grandes acumulados de chuva, sem granizo e com vento moderado; geralmente são chuvas mais longas provenientes de sistemas estacionários ou de sucessivas séries de sistemas que possuem uma trajetória similar; b) grandes intensidades de chuvas, chuvas de granizo e ventos fortes. Em geral, as células convectivas têm deslocamento bem definido e não produzem grandes acumulados de chuva; existe a possibilidade de rajadas intensas, microexplosões e tornados (Silva Dias 1987; Silva Dias 2000).

Muitos autores (Jacovides e Yonetani, 1990; Maddox e Doswell, 1982; Tajbakhsh *et al.*, 2009) corroboram que a maioria desses indicadores tem o objetivo de indicar áreas com alto potencial para a formação de convecção. Usando a teoria da parcela é possível, por exemplo, avaliar a diferença de temperatura entre a parcela e seu

meio ambiente. Tal avaliação associada às variações de temperatura e umidade entre a superfície e os níveis médios da atmosfera pode expressar um ambiente favorável ao desenvolvimento de nuvens convectivas (DeRubertis, 2006). Além disso, alguns indicadores podem ser melhores para a formação de tempestades embebidas em um sistema meteorológico em grande escala, enquanto outros podem melhor caracterizar as condições atmosféricas para tempestades isoladas. Assim, análises conjuntas desses indicadores podem reduzir as taxas de alarme falso e melhorar a probabilidade de detecção entre os eventos previstos e observados.

Henry (2000) menciona que os meteorologistas operacionais do Serviço Meteorológico de Nova Zelândia põem uma considerável ênfase nos dados de sondagens e modelos numéricos do tempo para a avaliação da instabilidade atmosférica. A utilização desses índices é de grande importância no ambiente operacional, pois, além de ajudar os previsores na visualização do estado da atmosfera em escala sinótica, permitem uma avaliação do ambiente troposférico favorável à convecção, alertando os meteorologistas quanto à possibilidade da formação de tempestades e chuvas intensas.

Huntrieser *et al.* (1996) descrevem que a maioria dos índices de instabilidade inclui somente valores de temperatura e umidade em níveis de pressão padronizados para o cálculo da instabilidade a fim de dar ao previsor uma orientação de quão estável ou instável as condições que predominam na atmosfera se encontram. Seguindo linha de entendimento semelhante, Peppler (1988) relata que a instabilidade é uma das propriedades do ambiente atmosférico de grande escala no qual se desenvolvem tempestades convectivas que produzem chuvas intensas. Se o perfil da atmosfera se encontra instável com disponibilidade de umidade nos baixos níveis e existe um mecanismo de gatilho (forçante) para o levantamento do ar, sistemas convectivos e chuvas intensas podem se desenvolver.

No Brasil, Beneti e Silva Dias (1986) analisaram o desempenho de alguns índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo. Utilizando os dados de sondagens realizados no Aeroporto de Congonhas em São Paulo, para o período de 1971 - 1982, os autores calcularam valores médios, mínimos e máximos dos índices para os quatro trimestres do ano e verificaram que os valores indicativos para a maioria dos índices se concentram nos trimestres em que são observados maiores valores de precipitação. Mourão e Menezes (2006) analisaram dois

casos de tempestades com chuvas intensas e ventos fortes que atingiram o Rio de Janeiro utilizando índices de instabilidade simulados pelo modelo numérico BRAMS. Os resultados encontrados pelos autores mostram uma semelhança muito boa entre valores quantitativos dos índices simulados e os lugares de desenvolvimento de tempestades convectivas.

Nascimento *et al.*, (2010), também, utilizando o modelo numérico BRAMS, estudaram um caso de ciclone na costa do Rio de Janeiro no dia 24 de abril de 2008. Nesse dia, ondas oceânicas, chegando a 3 metros de altura em toda orla do Rio de Janeiro, invadiram a Baía de Guanabara e causaram um acidente com vítimas num catamarã de transporte de passageiros entre os municípios do Rio e Janeiro e de Niterói. A partir de simulações numéricas, os autores calcularam os indicadores de tempo severo e verificaram que os índices demarcaram, de forma mais localizada, as tempestades associadas ao ciclone estudado. Resultado similar foi obtido por Grossman (2010). Através de uma análise comparativa entre as imagens de satélite e radar e os resultados das simulações numéricas, a autora verificou que os locais caracterizados como favoráveis à formação convectiva de acordo com os índices de instabilidade foram os locais onde quatro tempestades se desenvolveram sobre o estado do Rio de Janeiro.

Pelos trabalhos apresentados nesta revisão, verificou-se que a utilização de variáveis meteorológicas presentes na estrutura dinâmica e termodinâmica das tempestades (indicadores de tempo severo) consiste em mecanismo útil na identificação da susceptibilidade da atmosfera para a formação de sistemas convectivos mais intensos que dão origem, por sua vez, a possíveis eventos de chuvas intensas. A seguir, é feita uma breve descrição de alguns indicadores termodinâmicos e dinâmicos da atmosfera que têm sido utilizados pela comunidade científica na previsão do tempo.

3.3 Indicadores dinâmicos e termodinâmicos existentes na literatura

Como previamente descrito, consideram-se indicadores termodinâmicos aqueles que expressam os parâmetros térmicos (temperatura e umidade) da atmosfera e o perfil vertical associado (Teixeira e Satyamurti, 2007; Busuioc *et al.*, 2015). As variáveis dinâmicas visam relacionar as condições atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento de tempestades a partir dos movimentos da atmosfera, ou seja, velocidade e direção do vento, sendo comumente caracterizados pelos padrões de circulações meteorológicas em diferentes escalas espaciais (Rudolph e Friedrich, 2014). Assim, a combinação desses

indicadores, assim como a sua quantificação, pode indicar a potencialidade da atmosfera para o desenvolvimento de tempestades convectivas (Figura 3.1).

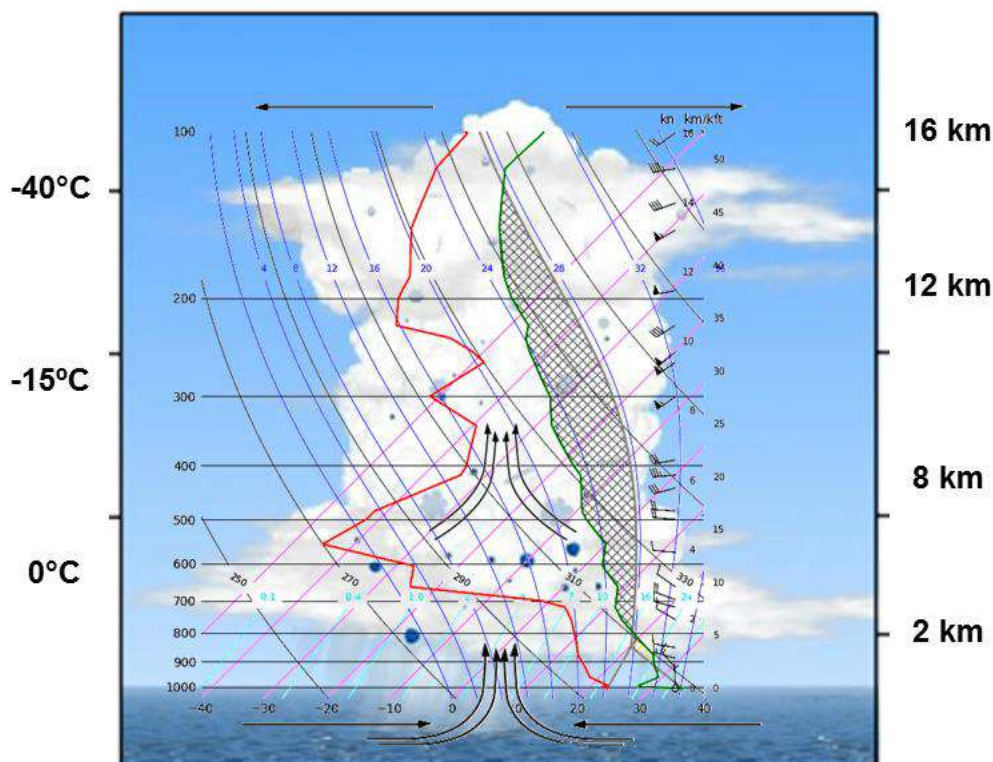


Figura 3.1 - Dinâmica e termodinâmica da atmosfera para a formação de tempestades convectivas (Fonte: adaptado de Meted/UCAR, 2018).

A Tabela 3.1 apresenta alguns dos indicadores termodinâmicos e dinâmicos existentes na literatura. Variáveis representando o estado da atmosfera também são consideradas para análise. Entre elas, incluem-se: direção e velocidade do vento em 850 hPa (WD850 e WS850), em 500 hPa (WD500 e WS500) e em 250 hPa (WD250 e WS250); pressão ao nível do mar (SLP); temperatura do ar (TEMP2M); temperatura do ponto de orvalho a 2 metros (DEW2M); e umidade em 850 hPa (MST850) e 500 hPa (MST500).

Nas fórmulas apresentadas na Tabela 3.1, T e T_d , ambos medidos em graus centígrados ($^{\circ}\text{C}$), caracterizam a temperatura do ar ambiente e a temperatura do ponto de orvalho, respectivamente, enquanto os números subscritos dessas variáveis referem-se aos níveis isobáricos (hPa) nos quais são medidos. T_p refere-se à temperatura da parcela levantada da superfície até 500 hPa, de acordo com a teoria das parcelas; T_{vp} e T_v (também em $^{\circ}\text{C}$) referem-se, respectivamente, às temperaturas virtuais de uma parcela

de ar e de seu ambiente circundante; LFC é o nível de convecção espontânea de uma parcela elevada; e o LNB fornece seu nível de equilíbrio. Interpretações físicas das variáveis na Tabela 3.1 são apresentadas em detalhe a seguir.

Tabela 3.1 – Indicadores dinâmicos e termodinâmicos

Variável	Fórmula
Índice K	$K = (T_{850} + Td_{850}) - (T_{700} - Td_{700}) - T_{500}$
Índice TT	$TT = (T_{850} + Td_{850}) - 2 * T_{500}$
Água precipitável	$PW = \frac{1}{\rho g} \int_{SFC}^{100} w dp$
Energia total da tempestade	$TS = c_p T_{500} + g Z_{500} + L q_{500} + \frac{V_{500}^2}{2}$
<i>Lapse-Rate</i>	$LR = - \frac{\partial T_{700/500}}{\partial Z_{700/500}}$
<i>Convective available potential energy</i>	$CAPE = g \int_{LFC}^{LNB} \frac{T_{vp}(z) - T_v(z)}{T_v(z)} dz$
<i>Convective inhibition</i>	$CIN = g \int_{SFC}^{LFC} \frac{T_{vp}(z) - T_v(z)}{T_v(z)} dz$
<i>Lifted index</i>	$LI = T_{500} - T_{p_{500}}$
Depressão a 2 metros	$DEP2M = T_{2m} - Td_{2m}$
Convergência	$CONV = \left(\frac{\partial u_{850}}{\partial x} + \frac{\partial v_{850}}{\partial y} \right) < 0$
Divergência	$DIV = \left(\frac{\partial u_{250}}{\partial x} + \frac{\partial v_{250}}{\partial y} \right) > 0$
<i>Wind shear</i>	$WS = \frac{V_{500hPa} - V_{10m}}{Z_{500hPa} - Z_{10m}}$
Vorticidade relativa	$VORT = \left(\frac{\partial v_{500}}{\partial x} - \frac{\partial u_{500}}{\partial y} \right) < 0$
Ômega	$OM = \frac{\partial p_{500}}{\partial t}$

O índice K é dado pela soma das temperaturas do bulbo seco e do ponto de orvalho em 850 hPa, subtraído da depressão do ponto de orvalho em 700 hPa e da temperatura do bulbo seco em 500 hPa (George, 1960). Ele tende a capturar melhor as condições favoráveis à formação de tempestades quando há a presença de umidade em toda a troposfera, pois é uma característica típica de ambientes tropicais (Derubertis, 2006). Valores de K acima de 30°C são considerados como um indicativo de alto potencial para a ocorrência de tempestades com chuvas intensas, enquanto valores de K

acima de 40°C apontam para uma possibilidade extremamente alta de um evento de tempestade extrema (Nascimento, 2005).

O índice Total Totals (TT) é similar ao índice K, com a principal diferença de não considerar a depressão do ponto de orvalho em 700 hPa (Miller, 1972). Se uma massa de ar estiver quente e úmida, os índices K e TT sugerirão interpretações semelhantes; no entanto, quando uma massa de ar é mais fria e mais seca, o Total Totals produzirá melhores resultados atribuindo maior peso à presença de ar frio em níveis médios (Silva Dias, 1987). Em geral, valores de TT a partir de 40°C indicam situações favoráveis à formação de tempestades, e valores acima de 50°C indicam favoráveis à ocorrência de tempestades severas (Henry, 1999; Nascimento, 2005). O conteúdo de água precipitável, do inglês *precipitable water* (PW), representa uma integração vertical da razão de mistura do vapor d'água. Expressa a quantidade de água (em altura ou em massa), que poderia ser obtida se todo o vapor de água contido numa coluna de atmosfera de secção transversal horizontal unitária se condensasse e precipitasse.

A energia total da tempestade (TS) é dada pela soma da entalpia específica, energia potencial, energia produzida pela liberação de calor latente e energia potencial. É considerada uma variável conservativa com relação aos processos saturados e adiabáticos e, portanto, adequada para análise de fenômenos convectivos (Darkow, 1986). A taxa de variação vertical da temperatura, ou *lapse-rate* (LR), representa a variação de temperatura entre dois níveis atmosféricos (700 hPa e 500 hPa como os dois níveis de medição). Segundo Nascimento (2005), quanto maior o LR (geralmente acima de 6°C/km) entre essas duas camadas, maior a instabilidade atmosférica para atividade de convecção.

O índice energia potencial disponível para convecção, do inglês *convective available potential energy* (CAPE), por sua vez, é uma integração vertical da diferença entre a temperatura virtual da parcela $T_{vp}(z)$ e a temperatura virtual do ambiente circundante $T_v(z)$ em diferentes níveis ao longo do caminho pelo qual a parcela eleva-se livremente - nomeadamente do nível de convecção livre (LFC) para o nível de flutuabilidade neutra (LNB). O LNB, geralmente, indica o topo das nuvens convectivas ou o nível de divergência da bigorna e expressa a energia que uma parcela terá quando levantada (em J.kg^{-1}), assim como a força potencial das correntes ascendentes em uma tempestade (Bluestein, 1993; Derubertis, 2006). Quando o índice CAPE é maior que

zero (tipicamente acima de 1000 J.kg^{-1}), a atmosfera apresenta potencial para convecção, e tempestades severas podem ser esperadas. Assim, quanto maior o valor da CAPE, mais propensa a atmosfera está à formação de convecção profunda na presença de forçante dinâmico.

Através da CAPE, é possível estimar a velocidade máxima do movimento vertical que uma parcela de ar pode obter em uma tempestade (W_{max}). Em geral, a fórmula é dada por $W_{max} = \sqrt[2]{2 * CAPE}$. Assim, por exemplo, uma faixa da CAPE de $1000\text{-}2500 \text{ J.kg}^{-1}$ dá um intervalo de W_{max} de aproximadamente cerca de 45-70 m/s. No entanto, essa faixa caracteriza apenas uma estimativa teórica, e tais valores não são observados na natureza (Triani 2003). O W_{max} , usualmente, apresenta valores mais baixos devido às contribuições negativas ao movimento convectivo, que pode ser um resultado líquido do peso das gotas de nuvem, assim como os processos microfísicos que favorecem o seu aumento, isto é, colisão e coalescência (Weisman e Klemp 1982; Kirkpatrick et al. 2008). A combinação desses fatores pode reduzir significativamente as velocidades verticais ascendentes. Assim, pode-se verificar que o método de parcelas superestimarão significativamente a velocidade máxima das parcelas de ar (Triani 2003).

O índice inibição convectiva, do inglês *convective inhibition* (CIN), representa fisicamente o oposto relacionado ao parâmetro CAPE. O índice CIN representa a quantidade de energia (trabalho) necessária para levantar uma parcela de ar da superfície (SFC) através de uma camada atmosférica mais quente e promover um movimento ascendente da parcela até chegar ao LFC. Graficamente, o CIN representa uma medida verticalmente integrada de “área negativa” no diagrama Skew T/ log P. Fisicamente, esse pode ser mais frequentemente observado durante o início do dia, quando o ar é resfriado por condução de superfície (Blanchard, 1988).

Na análise e previsão de tempestades convectivas é importante não apenas conhecer o valor absoluto da CAPE, mas também como esse parâmetro é distribuído verticalmente. Assim, outros parâmetros associados ao conceito da instabilidade termodinâmica tornam-se muito úteis. O Índice de Levantamento, do inglês *lifting index* (LI), por exemplo, representa a diferença de temperatura entre uma parcela levantada e o ar circundante em 500 hPa (Galway, 1956). O LI negativo, então, ocorre quando a parcela de ar está mais quente que o ar circundante. Cenários da CAPE elevado

acompanhados de LI muito negativo (tipicamente abaixo de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$) indicam que a instabilidade está associada a uma "ampla área positiva" no diagrama termodinâmico, o que denota um ambiente efetivamente favorável ao desenvolvimento de convecção severa. A temperatura de uma parcela levantada da superfície até 500 hPa depende também da depressão do ponto de orvalho perto da superfície (DEP2M), que é dada pela diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho (Foss, 2011).

A convergência dos ventos (CONV) nos níveis mais baixos de atmosfera (850 hPa), a divergência dos ventos (DIV) nos níveis atmosféricos superiores (250 hPa), vorticidade relativa (VORT) e movimento vertical nos níveis médios da atmosfera (500 hPa) são mecanismos dinâmicos desencadeadores necessários para promover o movimento ascendente do ar (Doswell, 1987; Tajbakhsh *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2018). O cisalhamento de vento (WS) representa a diferença na velocidade e direção do vento entre dois níveis atmosféricos, geralmente entre a camada atmosférica entre 10 metros e 500 hPa. De acordo com Weisman e Klemp (1982), WS inferior (menos de 10 m.s^{-1}) caracteriza um ambiente favorável à eficiência de precipitação (Houze 1993; Chen *et al.*, 2006; Banacos e Schultz 2005; Markowski e Baba 2016).

Diante desta revisão teórica feita, o trabalho procurará explorar e investigar o comportamento desses indicadores termodinâmicos e dinâmicos relacionados ao desenvolvimento das tempestades e chuvas que deram origem aos eventos de inundação no rio Quitandinha, na cidade de Petrópolis. Espera-se que a estrutura conceitual geral desenvolvida nesta tese possa ser usada como orientação por meteorologistas operacionais e também auxiliar no desenvolvimento de novas ferramentas para o devido gerenciamento e análise de risco sob diferentes propósitos desenvolvidos e realizados pelos órgãos de monitoramento ambientais. No capítulo a seguir será apresentado uma breve revisão teórica sobre as estimativas por radar meteorológico, isto é, *nowcasting*.

CAPÍTULO 4 – ESTIMATIVAS DE CURTO PRAZO UTILIZANDO RADAR METEOROLÓGICO

4.1 Monitoramento por radar meteorológico

Na área das ciências atmosféricas, as ondas emitidas pelo radar podem identificar os sistemas meteorológicos e informar, quase em tempo real, sobre suas estruturas e seu desenvolvimento no tempo e no espaço; é possível, também, diagnosticar os sistemas convectivos desde os seus estágios iniciais de formação, a ocorrência de precipitação e dissipação. O ápice de seu uso encontra-se na estimativa de chuva no solo. Em especial, destaca-se a hidrologia no uso direto das estimativas da precipitação como dados de entrada nos modelos de previsão de vazões, monitoramento de cheias e secas sobre bacias hidrográficas, estudos de drenagem urbana e segurança hídrica, projetos de barragens, entre outras aplicações. Para outras áreas, como navegação de ar, agricultura, construção civil, turismo e saúde pública, são importantes as informações a curto prazo sobre o padrão de chuvas e sua previsão para as próximas horas, isto é, *nowcasting* (Souza, 2002).

Inúmeros trabalhos científicos caracterizam a importância do uso dos radares para o acompanhamento dos sistemas meteorológicos. Leary (1984), por exemplo, procurou avaliar a estrutura da precipitação gerada por grupos de nuvens na porção leste do oceano Atlântico durante às 23 Z do dia 04 de setembro de 1974 até 04 Z do dia 06 de setembro de 1975. Em seu trabalho, foi avaliada a área coberta por quatro radares banda C pertencentes ao *Global Atmospheric Research Program's Atlantic Tropical Experiment* (GATE). Com os dados de radar, Leary (1984) verificou que os aglomerados de nuvens exerciam importante papel na produção da convecção profunda e nos padrões de precipitação observados na região de estudo. Além disso, o autor também observou a importância da precipitação estratiforme associada aos aglomerados de nuvens que se desenvolvem, antes da ocorrência da chuva convectiva, sobre a região, sugerindo que o armazenamento de água condensada nas células convectivas são, posteriormente, transferidas para o topo da nuvem.

Parker e Ahijevych (2007), utilizando dados de nove anos de radar, investigaram a presença de episódios de células convectivas organizadas sobre a região central leste dos Estados Unidos. No leste dos Estados Unidos, os autores verificaram que os dias com maiores atividades convectivas foram aqueles em que as tempestades eram

observadas próximas à superfície. Os autores verificaram que muitos dos sistemas se desenvolviam sobre os terrenos elevados durante a tarde e se deslocavam em direção à leste, geralmente em direção ao litoral. Além disso, em grande parte dos casos, a atividade convectiva noturna entrava pelo lado ocidental da área de estudo, chegando próximo às montanhas do leste por volta do período da tarde do dia seguinte, onde aconteciam as ocorrências máximas de tempestades.

Lombardo e Colle (2010) utilizando os dados de radar foram capazes de classificar as estruturas das atividades convectivas sobre o nordeste dos Estados Unidos entre maio e agosto. Em seu trabalho, os autores conseguiram identificar nove estruturas de tempestades: três tipos de células convectivas (grupos de células, células isoladas e linhas de instabilidade “quebradas”), cinco tipos de convecção linear (linhas de instabilidade sem precipitação estratiforme, linhas com ocorrência de precipitação estratiforme em seu estágio final, linhas com precipitação estratiforme e linhas com áreas de precipitação estratiforme) e um sistema não linear. Além dessas características, os autores também conseguiram analisar a frequência espaço-temporal de cada tipo de tempestade a partir dos dados de radar.

4.2 Estimativa da precipitação

O conhecimento da distribuição da chuva é um conceito chave no que tange ao monitoramento da precipitação. As medições fornecidas pelos pluviômetros e pelo radar meteorológico são instrumentos úteis para essa conquista. Por um lado, o pluviômetro é o instrumento padronizado para medição e coleta de chuva na superfície. Normalmente, é caracterizado como a verdade fundamental, devido ao seu amplo uso pelos centros meteorológicos e pela comunidade científica (Hunter, 1996; Dhiram e Wang, 2014). No entanto, a análise da medida espacial da chuva ainda é uma questão difícil de ser avaliada devido ao seu comportamento episódico, isto é, altamente variável no espaço e no tempo (Ciach, 2003; Espinosa, 2011), o que não é bem representado pelos pluviômetros de superfície (Moreau *et al.*, 2009). Uma discussão mais aprofundada sobre as equações físicas e matemáticas associadas ao funcionamento, parâmetros, relações entre refletividade, distribuição das gotas em uma nuvem e precipitação é apresentada no Apêndice B desta pesquisa.

Por outro lado, os radares meteorológicos têm sido reconhecidos pelo seu grande potencial em fornecer informações sobre a estimativa da precipitação em escalas

espaciais e temporais críticas relevantes para a simulação de processos físicos subjacentes à ocorrência de inundações e deslizamentos de terra. Ressalta-se, também, o seu uso para a identificação de cenários críticos ligados a eventos naturais extremos (Canli *et al.*, 2017). A estimativa da precipitação utilizando radares meteorológicos tem sido estudada, principalmente, em regiões com terrenos complexos e acidentados, que, geralmente, induzem a intensificação da precipitação, onde, muitas vezes, a densidade da rede de chuvas existente não é suficiente para caracterizar a variabilidade da distribuição das chuvas (Moreau *et al.*, 2009).

A estimativa de precipitação por radar meteorológico é usualmente examinada por meio da relação entre a refletividade e as características da distribuição do tamanho das gotas (*drop size distribution* - DSD) dentro das nuvens, chamadas de relações Z-R. As variações entre as relações Z-R existentes. As variações entre as relações existentes são devidas a diferentes distribuições de tamanhos de gota e diferentes processos microfísicos (Srivastava, 1971; Atlas, 1990) associados a diferentes tipos de nuvens, principalmente entre convectivas e estratiformes, e de precipitação, bem como a condições climáticas regionais (Austin, 1987; Tokay e Short, 1996, Maki et al., 2001). Assim, a relação Z-R não é única, e os coeficientes a e b (Equação 4.3) podem ser calculados a partir da técnica de regressão estatística (Wilson e Brandes, 1977; Campos e Zawadski, 2000). A lista pioneira de 69 relações existentes do Z-R para diferentes condições atmosféricas é apresentada em Battam (1973).

Com a finalidade de obter um maior entendimento no que tange à conversão da refletividade em taxa de precipitação, Ciach e Krajewski (1999) compararam três diferentes relações Z-R mediante o emprego de métodos estatísticos como análise de regressão não linear e o método da probabilidade correspondente. Os autores verificaram que a diversidade de equações Z-R encontradas na literatura não está somente ligada à variabilidade climatológica local, mas às incertezas das observações em superfície e aos diferentes métodos de estimativa em si. Estudos pioneiros como os de Marshall e Palmer (1947) relatam a correspondência para relações de chuva com taxas entre 1 e 50 mm/h. Porém, verifica-se que a relação Z-R de Marshall-Palmer foi baseada em medidas de precipitação na cidade de Montreal, Canadá, onde a maior parte da precipitação observada é de origem estratiforme.

Assim, com o objetivo de melhorar a estimativa da chuva a partir da aferição dos parâmetros da relação Z-R, diversos pesquisadores buscaram regionalizar essa relação para a sua região de estudo. Com as publicações científicas existentes, Battan (1973) identificou a existência de 69 relações Z-R derivadas para diferentes condições climáticas em várias partes do mundo, com os expoentes estimados em Z-R variando em uma ampla escala de 0,75 a 3,0, onde a diversidade das relações Z-R obtidas seria atribuída a grande e sistemática variabilidade da microfísica presente nos sistemas convectivos. Segundo o autor, tais diferenças poderiam ser originadas por outras razões, como, por exemplo, a estimativa da precipitação a partir de cálculos empíricos e incertezas associadas aos dados de superfície.

Uma das razões associada a essa alta variabilidade das equações Z-R é a existência dos diferentes mecanismos físicos e distribuição dos tamanhos das gotas presentes nas nuvens, destacando-se as nuvens estratiformes e convectivas, como supramencionado. As diferenças microfísicas entre a precipitação estratiforme e convectiva estão presentes na magnitude dos movimentos verticais dentro das nuvens e na escala de tempo dos processos de formação da precipitação. Segundo Albrech e Silva Dias (2004), em condições microfísicas favoráveis à formação de precipitação estratiforme, as partículas de gelo nas regiões mais altas da nuvem devem precipitar, pois não podem ser sustentadas ou carregadas para cima pelos movimentos verticais, enquanto crescem. Nos processos convectivos, os movimentos verticais com ordens de magnitude maior, igualando ou excedendo as velocidades terminais típicas dos cristais de gelo, caracterizam a variabilidade microfísica e os desafios associados a esses tipos de nuvens.

Nem sempre é possível obter ótimos resultados das equações Z-R devido ao não ordenamento dos hidrometeoros em todo o evento de precipitação, seja ele estratiforme ou convectivo, assim como em função das forçantes presentes nas classes de transição comuns entre os processos microfísicos desses sistemas. Por exemplo, se a instabilidade atmosférica é significativa na formação da nuvem, os processos convectivos podem ser incorporados às regiões estratiformes, enquanto que o desenvolvimento da precipitação convectiva pode, algumas vezes, resultar em uma ampla faixa com características da banda brilhante. Por conseguinte, uma classe de “transição” ou “não caracterizada” deveria também ser utilizada no equacionamento das relações Z-R (Sempere-Torres *et al.*, 2000; Uijlenhoet, 1999).

Zrnic e Balakrishnan (1990) sugerem que o uso de uma única relação Z-R pode não efetivamente caracterizar os erros na estimativa de chuva utilizando os radares de polarização simples. Assim, conhecendo-se as características dos sistemas precipitantes locais e, conseqüentemente, a variabilidade dos processos físicos que originam a precipitação na região de estudo, pesquisadores podem aplicar as relações Z-R, assim como o seu equacionamento, com o objetivo de obter resultados plausíveis no que tange à estimativa da chuva a partir da refletividade observada pelos radares meteorológicos, quando calibrados à precipitação medida em uma rede de dados pluviométricos de superfície.

Trabalhos recentes como o de Li Zhe *et al.* (2015) corroboram as informações obtidas pelos pesquisadores no decorrer dos últimos anos. Em seu trabalho, utilizando os dados de pluviômetros em comparação à refletividade observada pelo radar durante o verão (julho-setembro) de 2010, os autores verificaram que a estimativa da precipitação pelos radares era tanto superestimada quanto subestimada, porém grande parte dos coeficientes de correlação eram maiores que 0,60, indicando que o radar, como técnica de sensoriamento remoto, sofre grande estimativa de viés (*bias*) para observações pontuais (pluviômetros). Os autores verificaram, ainda, que, à medida que a distância dos radares aumentava, a estimativa da precipitação parecia ser muito mais dispersa e menos correlacionada.

No Brasil, Antônio e Andrade (2007) avaliaram a chuva estimada pelo radar de Bauru para três episódios (30/01/2004, 19/12/2004 e 04/01/2005) de grandes cheias que ocorreram na bacia do córrego do Gregório, em São Carlos, no estado de São Paulo. Comparando os dados de radar para os três eventos de cheia com uma estação meteorológica de superfície, os autores estabeleceram uma nova relação Z-R ($Z = 17R^{1,54}$) e verificaram que essa equação apresentou desempenho adequado ao compararem os respectivos dados estimados com outras estações distribuídas na bacia, com diferenças menores do que 5%. Em seu trabalho, os autores também analisaram a relação Z-R de Marshall-Palmer (1984) e verificaram que a chuva estimada por essa equação apresentou valores abaixo do medido em superfície, atingindo um máximo de diferença de 81% de erro.

Emídio e Landin (2008) avaliaram a quantificação da chuva, através de três relações Z-R, com os dados de radares em áreas cultivadas localizadas no estado de São

Paulo (SP). Em seu trabalho, os autores analisaram as relações $Z = 200 R^{1,6}$, $Z = 486 R^{1,37}$ e $Z = 32 R^{1,65}$ no período de 21 de outubro de 2004 a 29 de abril de 2005 em duas áreas das regiões de Assis e Piracicaba, São Paulo, onde há a predominância do cultivo da cultura da cana-de-açúcar. Ao comparar os dados da precipitação média em superfície, calculada a partir do método de Thiessen, com os estimados pelas três equações, Emídio e Landin (2008) verificaram que a equação $Z = 32 R^{1,65}$ mostrou-se a mais adequada para a representação espacial de chuva por radar nas duas áreas de estudo.

Queiroz *et al.* (2010) procuram avaliar a estimativa da precipitação a partir da relação Z-R em um evento de chuva intensa ocorrido na cidade de Bauru, estado de São Paulo. Os autores verificaram que, embora o aparente desvio entre os valores medidos e modelados, decorrentes da limitação do modelo e das incertezas do experimento, os resultados mostraram-se amplamente satisfatórios, caracterizando a utilidade do método do ajuste simultâneo dos parâmetros da equação Z-R, sendo eles $a = 200$ e $b = 0,6$. Além disso, Queiroz *et al.* (2010) relatam que, levando-se em consideração as diferenças sistemáticas presentes na medição da taxa de precipitação por radar e por pluviômetros, espera-se uma diminuição do erro produzido pela medida do radar ao se utilizar as relações Z-R sugeridas pela literatura.

Tenório *et al.* (2010) estabeleceram duas relações Z-R para a costa leste do nordeste do Brasil (NEB) utilizando dados de precipitação obtidos com um disdrômetro RD-69. A partir dos cálculos realizados, Tenório *et al.* (2010) verificaram que a relação Z-R geral para a costa leste do NEB é $Z = 176,5 R^{1,29}$, com uma coeficiente de correlação de 0,83, sendo essa equação condizente com as equações encontradas para chuvas estratiformes descritas na literatura. Ainda foi possível observar que, ao separar as chuvas estratiformes das convectivas, o coeficiente linear da relação Z-R é significativamente menor para chuvas convectivas do que para chuvas estratiformes (65 e 167, respectivamente), mas o coeficiente exponencial é maior para as chuvas de origem convectivas do que para as chuvas estratiformes (1,69 e 1,26, respectivamente).

Sob esse prisma, pesquisas na COPPE/UFRJ têm continuamente buscado identificar o aperfeiçoamento das técnicas da estimativa da precipitação por radar. No trabalho de Souza (2002), por exemplo, procurou-se apresentar uma metodologia para determinar relações Z-R utilizando os dados das imagens do radar do Pico do Couto,

localizado na cidade de Petrópolis – Rio de Janeiro, em comparação às medidas de trinta (30) estações pluviométricas da Fundação Geo-Rio. Em seu trabalho, as refletividades foram classificadas como sendo provenientes de sistemas convectivos ou estratiformes, determinado, assim, duas relações Z-R, uma para a chuva convectiva e outra para a qualquer tipo de chuva. Segundo o autor, o uso de uma simples relação Z-R não é adequado para caracterizar a variabilidade da precipitação. Assim, há a necessidade da aplicação de múltiplas relações Z-R no que tange à estimativa local da precipitação.

Barbosa (2000) e Lou (2004) investigaram as estruturas de correlação espacial dos valores de chuva obtidos pelos postos pluviométricos localizados na bacia do Alto-Tietê e pelas estimativas feitas pelo radar de São Paulo por meio da relação Z-R. Com o objetivo de seguir uma abordagem geoestatística, as autoras conduziram sua pesquisa através de uma análise estrutural realizada com dados de dois eventos chuvosos com origem em diferentes sistemas meteorológicos: uma frente fria que atingiu a região do radar no dia 01/01/95 e um sistema convectivo ocorrido no dia 05/01/95. Lou (2004), utilizando dois modelos geoestatísticos, krigagem bayesiana, abordado inicialmente em Barbosa (2000), e simulação condicional por indicadores sequenciais (krigagem indicatriz), para a estimativa da chuva, verificou que mediante modelagem de krigagem bayesiana, confirmando resultados preliminares obtidos em Barbosa (2000), e via krigagem indicatriz foi possível reproduzir estimativas observadas de precipitação bastante reveladoras do potencial de utilização de um referencial geoestatístico no estudo da variabilidade espacial de eventos chuvosos. Referências adicionais nessa área podem ser encontradas em Barbosa (2000) e Lou (2004). Mais recentemente, Caseri *et al.* (2015) emprega o referencial geoestatístico evidenciando o potencial de aplicação no mapeamento de riscos e alertas de enchentes.

Pelos trabalhos apresentados, verifica-se que a estimativa da precipitação utilizando as relações Z-R obtidas a partir de radares de polarização simples tem sido alvo de diferentes pesquisas em diversos lugares do mundo. Entretanto, devido à alta variabilidade da distribuição do tamanho das gotas, assim como em função dos formatos dos hidrometeoros, tais estimativas caracterizam ainda insuficientemente a precipitação observada em superfície, sem considerar a influência de outros agentes como, por exemplo, taxa de evaporação, presença de ventos e ângulo de elevação ou declividade do terreno.

4.3 Estimativas de variação de nível – Relação Z-N

As inundações bruscas estão relacionadas com os eventos hidrometeorológicos extremos mais frequentes e perigosos que produzem milhões de perdas socioeconômicas em vários países do mundo (Salek *et al.*, 2006). São assim definidas uma vez que o estágio de transbordamento ocorre em um curto intervalo de tempo (de poucos minutos a algumas horas) com pouco ou nenhum aviso prévio, geralmente como resultado da atividade de chuvas torrenciais sobre uma área de captação relativamente pequena, englobando áreas de até algumas centenas de quilômetros quadrados (Borga *et al.*, 2007). Além dos danos causados, inundações bruscas apresentam-se, também, como um desafio para a comunidade científica e operacional devido à alta variabilidade da distribuição de chuvas em uma bacia hidrográfica, especialmente sob monitoramento de rede hidrométrica esparsa que pode ser potencialmente não representativa, assim como em virtude do precário funcionamento durante eventos extremos de inundação (Javele *et al.*, 2014).

Especialmente em regiões montanhosas, os sistemas de alerta lidam com uma tarefa desafiadora de fornecer avisos efetivos para inundações bruscas em tempo real (Creutin e Borga, 2003), onde, muitas vezes, o tempo de resposta dos rios às chuvas, nessas regiões, é, geralmente, muito curto, via de regra muito menor que algumas horas (Gaume e Borga, 2008; Borga *et al.*, 2008, Lumbroso e Gaume, 2012). Bacias montanhosas tendem a responder rapidamente a chuvas intensas devido a várias características fisiográficas, hidrológicas e hidráulicas, tais como o uso da terra e vegetação, profundidade e tipo de solo, condições de umidade do solo, declividade do leito do rio e configuração dos trechos do rio, morfologia quase circular e forte conectividade (Ruiz-Villanueva *et al.*, 2010; Youssef *et al.*, 2011). Como consequência, as inundações repentinas são caracterizadas devido a uma resposta hidrológica mais rápida, que apresenta um tipo de conformidade hidrográfica “pontual”, e, portanto, com defasagens muito curtas, impedindo ou limitando qualquer alerta entre a ocorrência de precipitação e o pico de descarga (Borga *et al.*, 2007, 2008).

Ao longo dos anos, a comunidade científica ofereceu contribuições valiosas para o desenvolvimento de modelos do tipo chuva-vazão concentrados, semidistribuídos e distribuídos para a caracterização de sistemas de bacias hidrográficas e previsões de cheias. Os avanços na modelagem hidrológica ocorreram em parte devido à crescente

disponibilidade da capacidade computacional, que desempenha um papel importante na modelagem e na previsão numérica (Mendoza *et al.*, 2012). A precipitação conjuntamente com a evaporação consistem em informações fundamentais para os balanços hídrico e de energia que operam em modelos hidrológicos. Em especial, a precipitação tem recebido, na literatura científica, o tratamento de forçante mais importante na modelagem hidrológica, notadamente em situações de cheias e inundações. No entanto, devido à incerteza intrínseca das previsões de chuva, as previsões de inundação também são afetadas por essa incerteza. A estimativa da incerteza é particularmente importante para eventos de inundações bruscas, que são dotados de alta variabilidade espaço-temporal conforme se identifica no tratamento dos dados de entrada de precipitação e na resposta hidrológica (Bell e Moore, 2000; Creutin e Borga, 2003; Smith *et al.*, 2004). Um problema dicotômico, então, é observado, isto é, a subestimativa da chuva não pode caracterizar adequadamente um evento de inundação, ocasionando a ausência da emissão de alertas e impedindo, de certo modo, a população local de se preparar adequadamente para uma inundação. Por outro lado, alarmes falsos (superestimativa de chuva) podem frequentemente encorajar a sociedade a não acreditar nos avisos no futuro.

Dadas as incertezas em relação à previsão de chuvas, o desenvolvimento da modelagem hidrológica baseada em produtos baseados em radar tem sido alvo de inúmeros estudos. Essa abordagem envolve o uso de técnicas e métodos de previsão do tempo para estender a previsibilidade de eventos de inundação, usando-se dados de radar para prever a vazão em um menor tempo de processamento em comparação às simulações por meio do emprego de modelos numéricos da atmosfera (Berenguer *et al.*, 2005; Vivoni *et al.*, 2006). No entanto, deve-se reconhecer que, se o tempo de resposta em uma bacia for menor que uma hora ou variar segundo essa ordem de grandeza, por exemplo, pode não ser recomendado basear as previsões de vazão em dados de radar e também em modelos hidrológicos complexos. Esse fato merece ser introduzido na discussão, uma vez que os produtos de radar mais recentes e seu uso em modelos hidrológicos para produzir vazões e previsões correspondentes podem estar, em certo sentido, com uso limitado ou mesmo sem uso, porquanto a chuva já está praticamente ocorrendo ou, pelo menos, não há tempo razoável para tomar qualquer tipo de ação em relação à defesa civil e emissão de avisos (Silvestro *et al.*, 2015).

De forma análoga à relação entre a refletividade e a intensidade da chuva, uma nova estrutura é proposta nesta tese para o desenvolvimento de uma relação hidrometeorológica empírica, de tal modo que possa fornecer informações em tempo real e específicas do local de estudo entre a refletividade e o nível da água para o alerta de inundações bruscas. Uma vantagem particular dessa relação empírica é exigir uma menor quantidade de dados hidrológicos, como dados de refletividade e nível de água do rio, sem considerar a física detalhada envolvida nos processos hidrológicos associados à dinâmica das bacias hidrográficas. A ideia básica dessa relação é caracterizar se uma elevação crítica do nível da água pode ser esperada a partir dos dados de refletividade e, conseqüentemente, se um evento de inundação repentina deve ser esperado ou não. A expectativa dessa relação é fornecer apoio e ferramentas para a tomada de decisão em relação à entrega de alertas emitidos pelos centros de monitoramento ambiental.

CAPÍTULO 5 – METODOLOGIA

No presente capítulo, será apresentada a metodologia que dá suporte ao presente trabalho tendo como ênfase implementar uma estratégia operacional para a previsão de chuvas e transbordamentos no rio Quitandinha/Petrópolis – RJ. Em especial, o ponto de partida da tese repousa na proposição de Nascimento (2005).

Nascimento (2005) sugere uma estratégia para a previsão de chuvas intensas proposta na Figura 5.1. Segundo o autor, a estratégia seria proposta considerando três estágios espaço-temporais de análise. O primeiro estágio analisado seria aquele no qual se buscaria entender quais sistemas atmosféricos atuam para a formação da chuva na escala sinótica. No segundo estágio, seriam analisadas as condições regionais, ou locais, da atmosfera conducente à formação da precipitação. Por fim, no terceiro estágio de análise, seriam utilizadas as informações baseadas em *nowcasting*, isto é, o monitoramento e previsão em curto prazo.

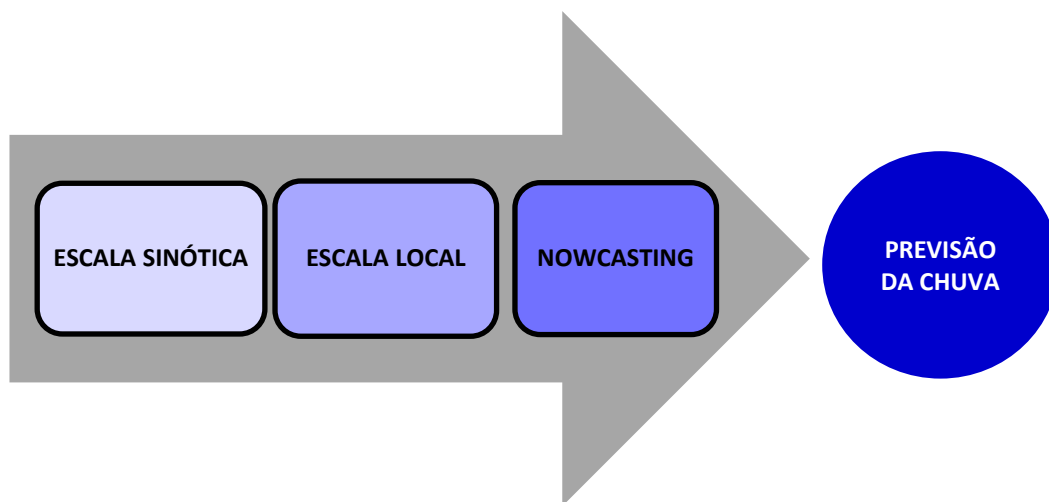


Figura 5.1 – Estratégia operacional proposta por Nascimento (2005).

5.1 Síntese da abordagem metodológica e etapas do trabalho

Com base na estratégia operacional idealizada, inicialmente, por Nascimento (2005), a metodologia empregada no presente trabalho, representada em forma de fluxogramas nas Figuras 5.2 e 5.3, com detalhamento ao longo deste capítulo, foi concebida mediante estruturação em três (3) vertentes que se integram em cinco (5) fases evoluindo temporalmente para a previsão local da precipitação. Mais especificamente, discriminam-se a caracterização da área de estudo, constituindo a Fase

1, os indicadores dinâmicos e termodinâmicos, perfazendo as Fases 2 e 3, e, por fim, as estimativas por radar, compondo as Fases 4 e 5.

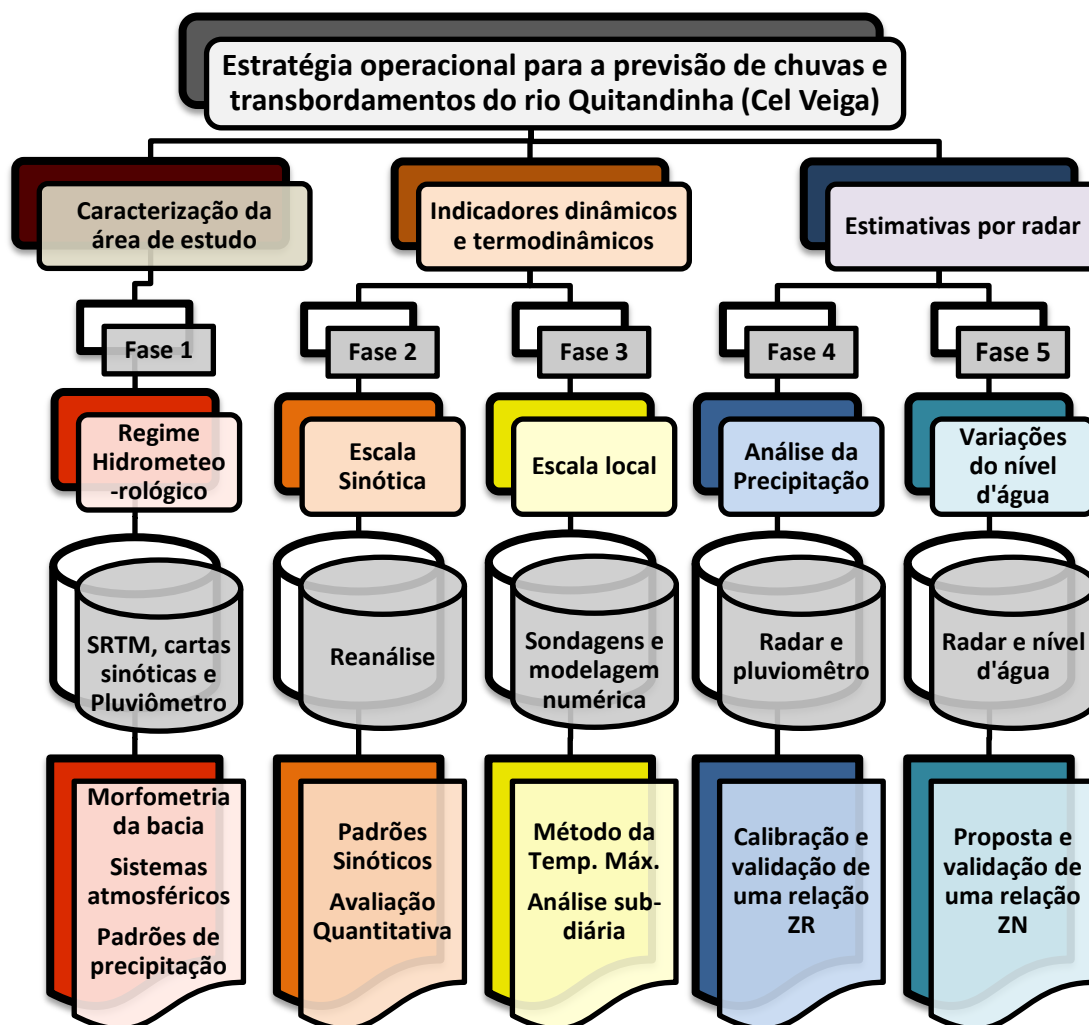


Figura 5.2 - Síntese da metodologia - etapas do trabalho.



Figura 5.3 – Evolução temporal da síntese da metodologia proposta para a previsão de chuvas e transbordamentos do rio Quitandinha.

5.2 Caracterização da área de estudo

5.2.1 Regime hidrometeorológico

O rio Quitandinha é monitorado pela estação Coronel Veiga do Sistema de Alerta de Cheias do Instituto Estadual do Ambiente (INEA, 2018). Nesse sistema, meteorologistas, hidrólogos e técnicos realizam o monitoramento hidrometeorológico 24 horas por dia, sete dias por semana, e enviam avisos de alerta para defesas civis e população quando uma situação de risco hidrológico é identificada (Bahense *et al.*, 2015). Entre os rios monitorados pelo INEA, neste trabalho, optou-se por pesquisar o rio Quitandinha, pois possui uma boa quantidade de dados disponíveis e apresenta uma alta frequência de eventos de inundação (Silva *et al.*, 2018).

Para identificação dos eventos de inundação, foi realizada uma pesquisa na base de dados do INEA, disponível entre os anos de 2013 e 2016. A partir de um limiar de nível de água (cota de transbordamento), previamente estabelecido pelo INEA, é possível identificar as ocorrências de transbordamentos do rio Quitandinha ao longo do período analisado. Devido a uma substituição na empresa prestadora de serviços de operação e manutenção da rede telemétrica do INEA, o ano de 2015 não possui registros de chuvas e de níveis de água do rio Quitandinha. Assim, nesta pesquisa, os anos de 2013 e 2014 foram utilizados para a aplicação dos procedimentos propostos, enquanto o ano de 2016 serviu para as suas correspondentes validações.

5.2.2 Análise morfométrica

A morfometria está relacionada com o estudo matemático das formas de um objeto (Dryden e Mardia, 1988). A análise morfométrica é uma medida quantitativa das características hidrológicas de uma área associada aos aspectos de uma bacia hidrográfica. As características de uma bacia hidrográfica, tais como área, forma, rede hidrográfica, padrões de drenagem e inclinação do canal, estão relacionadas ao processo de drenagem da chuva, afetando o escoamento superficial e variações do nível de água dos rios (Pareta *et al.*, 2012; Ray *et al.*, 2017; Aher *et al.*, 2014; Altaf *et al.*, 2014; Barnes *et al.*, 2014; Singh *et al.*, 2014; Abboud *et al.*, 2017).

A análise morfométrica é realizada através de medidas lineares, área e aspectos do relevo da bacia, informações que podem ser obtidas através de sensoriamento remoto e SIG (Sistema de Informações Geográficas). Este estudo utilizou mapas topográficos

com escala de 1:50000, contendo linhas de contorno e hidrografia definidas no nível de precisão de dez metros. As linhas de contorno foram vetorizadas e utilizadas para produzir um modelo de elevação digital (DEM) com resolução espacial de 10 m, utilizando um algoritmo do código computacional *Geographic Resources Analysis Support System*, acrônimo GRASS GIS. Optou-se pelo uso do GRASS por ser uma plataforma livre e de forma aberta (GRASS, 2017). As coordenadas 22,52666 S e 43,19430 N, referentes à estação Coronel Veiga, foram utilizadas para definir o exutório com vistas a delimitar a bacia. Os mapas de acumulação de fluxo e direção de fluxo serão produzidos a partir do modelo digital de elevação.

Utilizando-se os dados do modelo digital de elevação, foram extraídas informações morfométricas da bacia do rio Quitandinha, como, por exemplo, o comprimento total da rede hidrográfica, a ordem da bacia e de cada segmento, o número de segmentos, a extensão do maior segmento e a duração média dos segmentos. A partir do vetor referente aos limites da bacia, foi possível estimar a sua área e o perímetro. Outros parâmetros morfométricos, apresentados na Tabela 5.1, foram obtidos a partir de métodos e fórmulas indicados pela literatura (Horton, 1945, 1956; Strahler, 1964; Schumm, 1956).

O fator de forma (Ff) proposto por Horton (1932) é definido como a relação entre a área da bacia e o maior comprimento da bacia. Valores de fator de forma próximos a 0,78 (Ff para um círculo perfeito) indicam uma bacia de formato circular, enquanto valores menores que 0,78 referem-se a uma bacia mais alongada. Quanto mais circular a bacia, menor o tempo de concentração (Horton, 1945; Sukristiyanti *et al.*, 2018) e mais favorável a picos de cheias. A densidade de drenagem (Dd) relaciona o comprimento da hidrografia de uma bacia à sua área (Horton, 1945). Os valores são medidos em km/km² e são, geralmente, divididos em categorias, como, por exemplo: muito pobre (Dd < 2 km/km²), pobre (2-4 km/km²), regular (4-6 km/km²), moderada (6-8 km/km²) e excepcionalmente bem drenada (Dd ≥ 3,5 km/km²).

A densidade hidrográfica (Dh) expressa o número de canais existentes em cada unidade de área da bacia hidrográfica (km²) (Horton, 1932). Valores baixos de SF indicam um relevo mais acidentado e menos cursos de água (Reddy *et al.*, 2004; Rai *et al.*, 2017). Finalmente, a taxa de alongamento (Re) relaciona o diâmetro de um círculo com a área igual à da bacia com o seu maior comprimento (Schumm, 1956). Valores

próximos a 1 (um) caracterizam uma bacia circular, que, por sua vez, são propensos a eventos de inundação.

Tabela 5.1 - Parâmetros morfométricos lineares e de área utilizados para a bacia do rio Quitandinha

	Referências	Fórmula
Geometria da bacia		
Área - A	Schumm (1956)	Calculado em GIS
Perímetro - P	Schumm (1956)	Calculado em GIS
Comprimento do fluxo – Lu	Schumm (1956)	Comprimento da drenagem
Comprimento da bacia - Lb	Horton (1956)	Maior diagonal na bacia
Parâmetros morfométricos		
Fator de forma - Ff	Horton (1945)	A/Lb^2
Densidade da drenagem - Dd	Horton (1945)	Lu/A
Extensão do percurso superficial - Lg	Horton (1945)	$1Dd/2$
Raio de alongação (Re)	Schumm (1956)	$\sqrt{(4A/\pi)/Lb}$

5.2.3 Sistemas atmosféricos

Para a identificação dos sistemas meteorológicos que favoreceram a ocorrência de chuvas e transbordamentos do rio Quitandinha foram consultadas as cartas sinóticas disponibilizadas pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC, 2018) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Direção de Hidrografia da Marinha (DHN, 2018). As cartas sinóticas são mapas que, através de uma simbologia padronizada, descrevem as condições atmosféricas (frentes frias, Zona de Convergência do Atlântico Sul, Zona de Convergência Intertropical, entre outros) de uma área em qualquer momento determinado. No Brasil, o CPTEC e a DHN disponibilizam as cartas sinóticas em um intervalo temporal padronizado de doze horas (as 00 e 12 UTC, respectivamente).

5.2.4 Padrões de precipitação

Regiões com precipitação homogênea, ou seja, com comportamento da precipitação semelhante durante a ocorrência dos eventos de transbordamento foram determinadas aplicando-se a análise de agrupamento (Wilks, 1995; Fox, 1997) ao

conjunto de 20 estações localizadas na cidade de Petrópolis (Figura 5.4). A análise foi implementada usando o código computacional estatístico R, versão 3.4.0 (R Development Core Team 2011). A análise de agrupamento, em sua aplicação, engloba uma variedade de técnicas e algoritmos com o objetivo de encontrar e separar objetos em grupos semelhantes. A análise multivariada foi realizada para classificar e reconhecer a existência de grupos, visando, mais especificamente, dividir o conjunto de observações (dados de precipitação) em um número de grupos homogêneos, segundo algum critério de homogeneidade. Outra suposição é que quanto menor a distância entre os elementos, maior será a similaridade (Brito *et al.*, 2016).

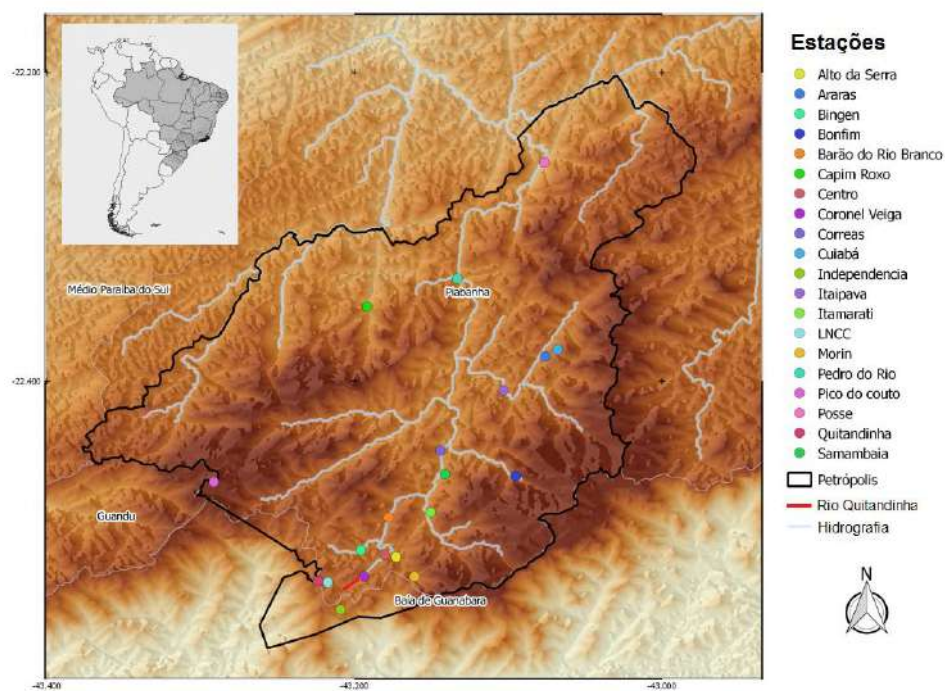


Figura 5.4 - Cidade de Petrópolis e estações de monitoramento do INEA e INMET.

O método de variância mínima de Ward ou simplesmente o método de Ward (1963) foi usado para agrupar as estações neste trabalho. O método de Ward é um método de agrupamento hierárquico aglomerativo, em que o critério para escolha de grupos é aquele que calcula as médias de todas as variáveis para cada grupo, escolhendo aquele que apresenta a menor variância (Wilks, 1995; Fox, 1997):

$$d_e = \sqrt{\sum_{k=1}^K (x_k - y_k)^2} \quad (5.1)$$

onde d é a distância euclidiana entre os elementos nos pontos x_k e y_k , respectivamente. Nesse método, uma estação é considerada similar à outra se a união entre elas fornecer o menor aumento de dissimilaridade entre si. O quadrado da distância euclidiana, baseada nas médias do agrupamento, é, então, calculado para cada objeto. Essas distâncias são adicionadas para todos os objetos. Em cada estágio, são combinados os dois grupos que apresentam o menor aumento na soma global de quadrados dentro dos agrupamentos (Wilks, 1995). O método de Ward minimiza a soma, sobre as dimensões K de x , das variâncias dentro de grupos. No primeiro estágio (grupo 1), essa variância é zero, e, no último estágio (grupo n), a seguinte expressão é aplicada como:

$$W = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \sum_{k=1}^K (x_{i,k} - \bar{x}_{j,k})^2 \quad (5.2)$$

Tendo determinado os grupos com precipitação homogênea, o próximo passo foi interpretar os resultados da distribuição espacial dos grupos em termos de dissimilaridade estatística. Nesse sentido, a distância de Mahalanobis é uma forma de medir diferenças dentro do contexto estabelecido por uma dispersão empírica de dados ou mediante uma densidade de probabilidade multivariada subjacente, seguindo a equação

$$d_m = \sqrt{(x - y)^T (S)^{-1} (x - y)} \quad (5.3)$$

onde S é a matriz de covariância no contexto em que a distância está sendo calculada. Se a matriz de covariância é a matriz identidade, a distância de Mahalanobis reduz-se à distância euclidiana (Mahalanobis 1936; Wilks 1995). Quando as variáveis têm uma distribuição normal bivariada, as elipses geométricas sobrepõem os contornos de probabilidade normal sobre um gráfico de dispersão dos dados em diferentes contornos elípticos a essa probabilidade (normal) ou a intervalos de confiança. O centro é definido pela média amostral \bar{x} da matriz de covariância para a distribuição amostral em questão. Em particular, cada eixo de uma dessas elipses será alinhado na direção de um dos autovetores, e será alongado em proporção às raízes quadradas dos autovalores correspondentes (Monette, 1990; Wilks, 1995; Fox, 1997), dado por:

$$\varepsilon = \{x: (x - \bar{x})^T (S)^{-1} (x - \bar{x}) = 1\} \quad (5.4)$$

5.3 Indicadores dinâmicos e termodinâmicos

5.3.1 Avaliação em escala sinótica

5.3.1.1 Padrões sinóticos

A identificação de padrões sinóticos associados a diferentes sistemas meteorológicos possibilita caracterizar a tendência do comportamento ou configuração da atmosfera conducente à formação das chuvas em diferentes cenários. Tendo em vista a grande variabilidade e particularidade da atmosfera com relação às condições dinâmicas e termodinâmicas associadas a cada evento individualmente, a existência de um padrão sinótico visa sumarizar e realçar as características intrínsecas presentes aos eventos analisados.

Para a identificação dos padrões sinóticos associados aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos entre 2013 e 2014, foram utilizados os dados da reanálise ERA 5. O primeiro grande projeto de reanálise atmosférica foi a Reanálise de 40 anos do *National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research* (NCEP-NCAR) (Kalnay *et al.*, 1996), que forneceu análises globais em intervalos sub-diários para o período 1957-1996. Entretanto, após muitos anos de pesquisa e uma grande preparação técnica, o *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) iniciou a produção de uma nova reanálise climática, chamada ERA5. Os dados do ERA5 possuem uma resolução muito maior do que a reanálise anterior (ERA-INTERIM) disponibilizada pelo ECMWF, podendo-se citar disponibilidade das variáveis com resolução temporal a cada hora, resolução horizontal de 31 km e vertical em 137 níveis, da superfície até 0,01 hPa (cerca de 80 km). Assim, optou-se por utilizar os dados da reanálise ERA 5 para a aplicação da metodologia proposta neste trabalho.

A análise dos campos médios sinóticos termodinâmicos e dinâmicos presentes na estrutura dos sistemas meteorológicos (padrões sinóticos) necessita que as médias temporais sejam estabelecidas considerando as condições atmosféricas antes do início da precipitação e durante sua ocorrência (Silva, 2014). Levando esses aspectos em conta, os eventos de inundação do rio Quitandinha identificados foram agrupados de forma a caracterizar o instante inicial de tempo (T_0) como o momento correspondente a 12 horas antes do início da precipitação para cada evento, enquanto, como tempo final,

será levada em consideração a duração da precipitação observada para o evento de chuva mais prolongado (Figura 5.5).

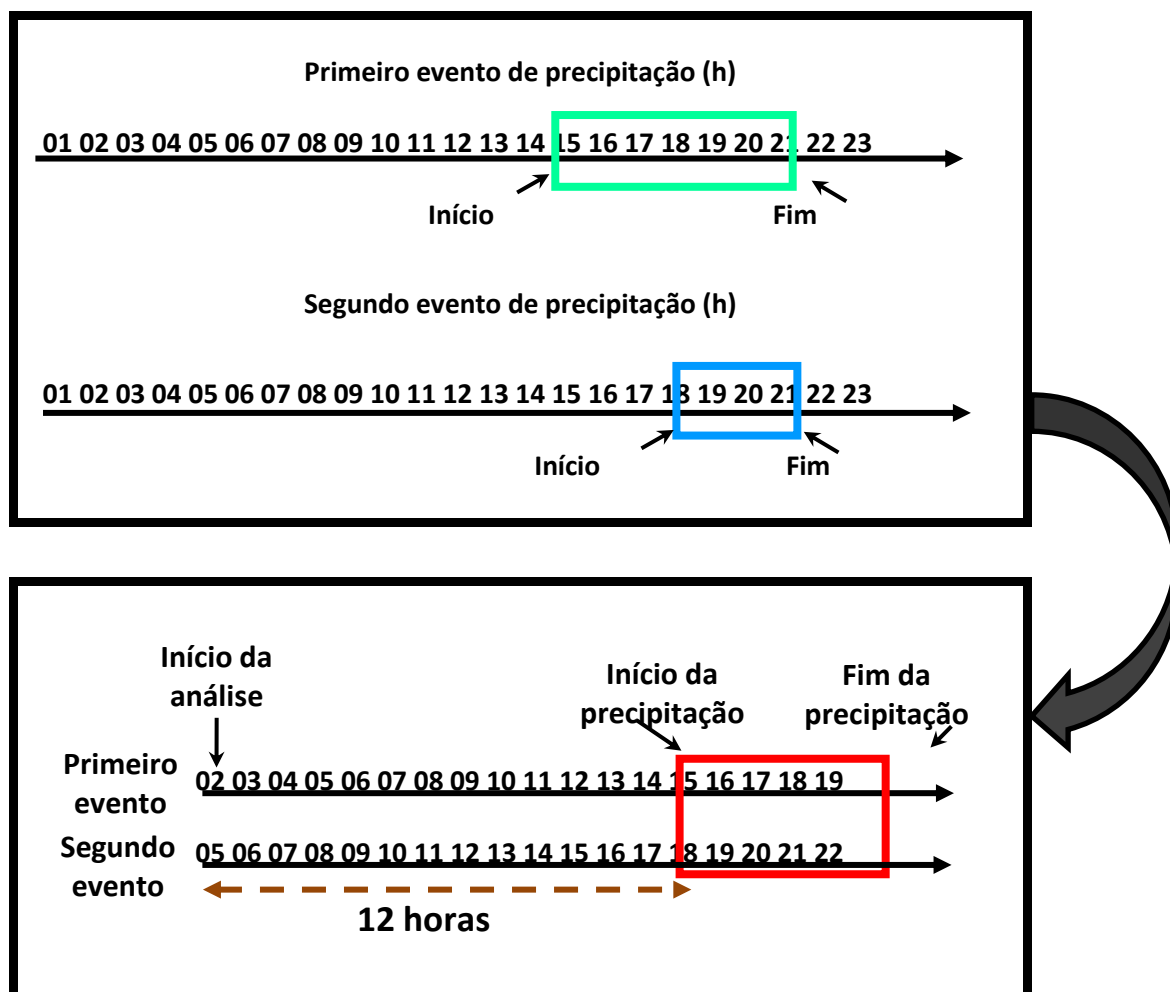


Figura 5.5 - Procedimento utilizado para agrupar os eventos de transbordamento.

O método de Ward foi também aplicado com o resultado dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos em relação à ocorrência da precipitação com a finalidade de avaliar qual, dentre os indicadores analisados, poderia apresentar uma maior similaridade com relação à formação e ao comportamento da precipitação durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha.

5.3.1.2 Avaliação quantitativa e estatísticas de verificação

A área destacada em vermelho (Figura 5.6) delimita o domínio da grade sobre a cidade de Petrópolis e adjacências para as quais foram extraídos os valores dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos selecionados. A área delimitada foi escolhida com o objetivo de verificar o papel que cada indicador assume na caracterização das

condições atmosféricas que favorecem a ocorrência do desenvolvimento das chuvas associadas aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha sobre a cidade e sua vizinhança.

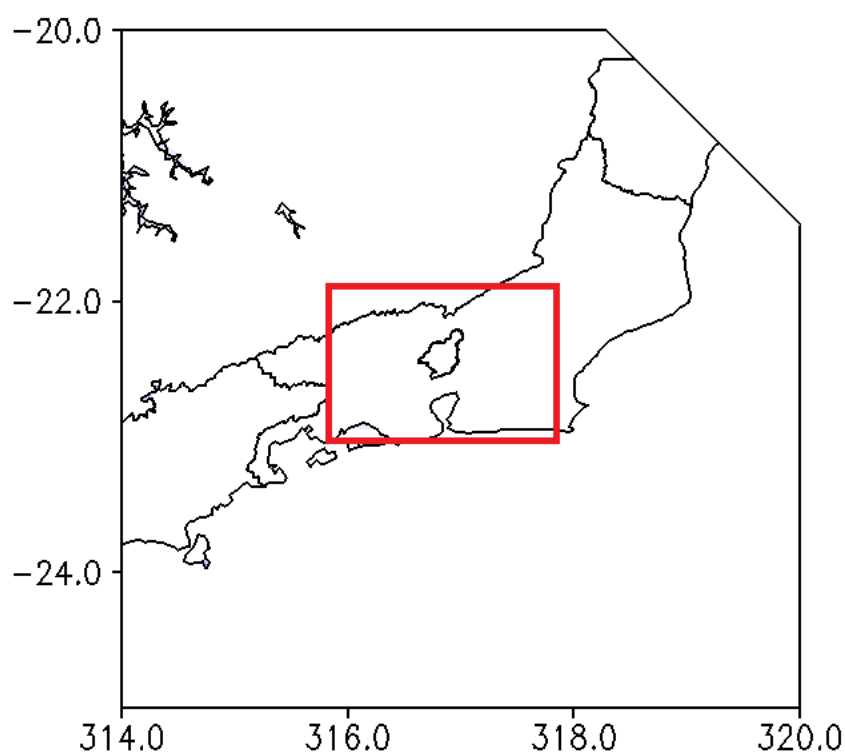


Figura 5.6 - Região de extração dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos.

5.3.1.3 Estabelecimento de limiares

Para a seleção dos limiares das variáveis dinâmicas e termodinâmicas associadas às chuvas e transbordamentos do rio Quitandinha entre 2013 e 2014, como primeiro passo, foi considerado o quartil 1 (Q1) para as variáveis que apresentam taxas decrescentes (por exemplo, a pressão atmosférica) como um indicativo da formação da precipitação, enquanto o quartil 3 (Q3) foi utilizado para as variáveis que apresentam taxas crescentes (por exemplo, a CAPE) como um indicativo de formação da precipitação em uma primeira fase de avaliação. Em uma segunda etapa de avaliação, foram considerados os limiares 5% (P.05) e 95% (P.95) como valores de corte para os mesmos grupos de variáveis dinâmicas e termodinâmicas. Essas duas fases de avaliação foram consideradas com o objetivo de avaliar quais dos limiares selecionados apresentam maior eficiência na identificação das condições atmosféricas favoráveis à formação de chuvas intensas sobre a cidade de Petrópolis.

5.3.1.4 Avaliação de desempenho de limiares - taxas estatísticas

A avaliação do desempenho de variáveis estatísticas pode ser realizada através de duas maneiras: dicotômica e contínua. Baseada na metodologia proposta por Wilks (1995), alguns índices dicotômicos foram criados para, então, caracterizar a eficiência de metodologias ou resultados, podendo-se citar a acurácia (AC), taxa de sucesso (SR), probabilidade de detecção (POD) e razão de alarme falso (RAF). Tais indicadores podem ser calculados utilizando a tabela de contingência (Tabela 5.2) (Wilks, 1995; Baldwin e Kain, 2006).

Tabela 5.2 - Tabela de contingência

		Observado (OB)		
Previsto (PT)		Sim	Não	Total
	Sim	<i>Acertos (a)</i>	<i>Alarme falso (b)</i>	PT Sim
	Não	<i>Não previsto (c)</i>	<i>Correto negativo (d)</i>	PT Não
	Total	OB Sim	OB Não	Total

Acurácia (AC) é definida como o grau médio de correspondência entre os pares individuais de estimativas e observações. A acurácia representa um dos muitos aspectos da qualidade das estimativas que pode ser obtida a partir da distribuição conjunta de entre as estimativas e observações na forma:

$$AC = \frac{a+d}{a+b+c+d} \quad (5.5)$$

Taxa de sucesso (SR) informa a probabilidade de um evento observado, dado que foi estimado. É sensível a falsos alarmes, mas ignora as falhas, sendo estimado por:

$$SR = \frac{a}{a+b} \quad (5.6)$$

A probabilidade de detecção (POD) é sensível à fração da região observada que foi bem estimada ou prevista, que pode variar de zero a um, dada por:

$$POD = \frac{a}{a+c} \quad (5.7)$$

A razão de alarme falso (FAR) representa a fração da área estimada/prevista que não ocorreu. Sendo definida como:

$$RAF = \frac{b}{b+d} \quad (5.8)$$

Inicialmente, a metodologia dicotômica foi proposta para avaliar estatisticamente a eficiência dos limiares (Q1, Q3, P.05 e P.95) obtidos para cada um dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos calculados entre 2013 e 2014. Para a utilização da tabela de contingência (Tabela 5.2), é necessária a existência de eventos observados e não observados. Assim, para a aplicação da metodologia proposta, o ano de 2016 foi utilizado considerando dois cenários de observação: (1) os dias em que houve a atuação de sistemas meteorológicos que favoreceram a formação de chuvas e transbordamento do rio Quitandinha (coluna Sim); e (2) os dias em que houve a atuação dos mesmos sistemas meteorológicos observados no cenário (1), porém não favoreceram a formação de chuvas e, conseqüentemente, o transbordamento do rio Quitandinha (coluna Não). O fluxograma caracterizado na Figura 5.7 explicita o procedimento para contabilização dos elementos da tabela de contingência.

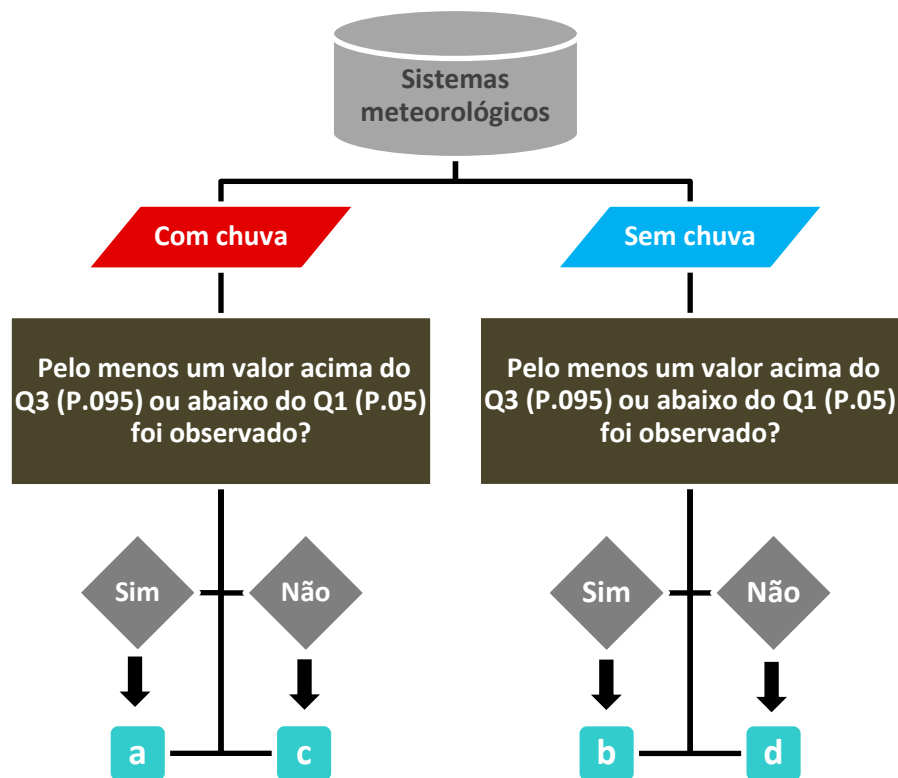


Figura 5.7 – Fluxograma para confecção da tabela de contingência.

Consoante o procedimento proposto no fluxograma (Figura 5.7), a quantificação dos elementos presentes na tabela de contingência (acertos (a), alarme falso (b), não previsto (c) e correto negativo (d)) foi realizada para os dois limiares propostos, isto é, a eficiência dos quartis Q1 e Q3 na primeira fase de avaliação e a eficiência dos percentis 95% (P.95) e 5% (P.05) na segunda fase de avaliação. A contabilização dos elementos da tabela de contingência atendeu as considerações a seguir:

a - pelo menos um valor acima de Q3 ou abaixo de Q1 foi verificado para eventos de chuva e inundação na primeira fase de análise; na segunda fase, serão usados os percentis P.95 e P.05 como valores de corte.

b - pelo menos um valor acima de Q3 ou abaixo de Q1 foi verificado para eventos sem chuva e inundação para a primeira fase de análise; na segunda fase, serão usados os percentis P.95 e P.05 como valores de corte.

c - nenhum valor acima de Q3 ou abaixo de Q1 foi registrado para eventos de chuva e inundação na primeira fase de análise; na segunda fase, serão usados os percentis P.95 e P.05 como valores de corte.

d - nenhum valor acima de Q3 ou abaixo de Q1 foi registrado para eventos sem chuva e inundação na primeira fase de análise; na segunda fase, serão usados os percentis P.95 e P.05 como valores de corte.

5.3.1.5 Avaliação de desempenho de limiares - diagrama ROC

Para descobrir quais dos indicadores analisados apresentaram melhor desempenho e poderiam ser utilizados de forma mais confiável para identificar as condições atmosféricas associadas à formação de fortes chuvas sobre a cidade de Petrópolis, optou-se, também, pela utilização do digrama *Receiver Operating Characteristics* (ROC), também chamado diagrama ROC (Wilks, 1995). Esse diagrama é construído por um conjunto de pares de dados, considerando a probabilidade de detecção (POD) no valor do eixo y e as razões de alarmes falsos (RAF) nos valores do eixo x. Assim, o canto superior esquerdo do diagrama ROC representa um sistema de estimativas ou previsões perfeitas (sem alarmes falsos e perfeita capacidade de detecção para um determinado evento). Quanto mais próximo um conjunto avaliado estiver do canto superior esquerdo, maior será a confiabilidade das variáveis analisadas. Em seguida, será calculada a respectiva distância de cada indicador em relação ao vértice superior esquerdo. Tal procedimento visa categorizar quantitativamente quais indicadores podem ser considerados como “mais eficientes” decrescendo até os “menos eficientes” na identificação de condições favoráveis à ocorrência de chuvas no município de Petrópolis (Silva *et al.*, 2016; Silva *et al.*, 2018).

5.3.2 Avaliação em escala local

5.3.2.1 Método da Temperatura Máxima em Superfície

Uma das principais vantagens dos dados coletados pelas radiossondas é a sua resolução vertical das medições de temperatura, vento, umidade e pressão que são bastante úteis para avaliação da criticidade e potencialidade da atmosfera para a formação de tempestades convectivas (Silva Dias, 2000; Gottlieb, 2009). Em outras palavras, a maior vantagem dos dados de sondagens é a capacidade de caracterizar localmente a instabilidade atmosférica em diferentes estágios, isto é, pré-convectivo, convectivo ou pós-convectivo. No entanto, uma de suas principais limitações é sua baixa resolução temporal (com observações realizadas às 00:00 UTC e 12:00 UTC) e

baixa resolução horizontal, muitas vezes com medições sendo apenas realizadas em áreas populosas (OMM, 2018).

Em função da baixa resolução temporal dos dados de radiossondagem, meteorologistas operacionais, assim como outros profissionais, não possuem informações locais para avaliar o perfil termodinâmico no período mais quente do dia, por volta das 13h-15h. Consequentemente, não é possível investigar apropriadamente a evolução da instabilidade atmosférica conducente à formação de tempestades convectivas (Wagner *et al.*, 2008; WMO, 2018). Nesse contexto, Doswell III (2001) propõe a utilização de um método chamado “Método da Temperatura Máxima”. Esse método visa substituir os dados de temperatura mais próximos à superfície, coletados por um radiossonda lançada pela manhã, pelos valores de temperatura previstos ou observados no período da tarde com a finalidade de estimar o potencial termodinâmico naquele horário. Seu principal uso e aplicação é realizado nas sondagens matinais, isto é, alterando a temperatura do ar por outro valor, que poderia ser oriundo de observações de superfície, previsões subjetivas ou numéricas (Figura 5.8).

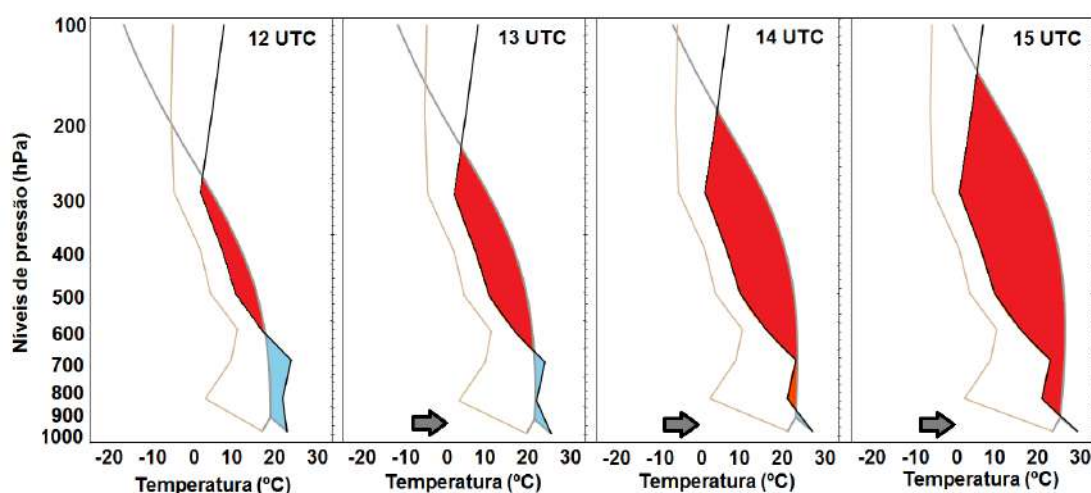


Figura 5.8 - Avaliação do perfil termodinâmico na metodologia proposta por Doswell III (2001) – aumento da CAPE (área em vermelho) e diminuição do CIN (área em azul) na medida em que se modificam os dados de superfície.

O método proposto por Doswell III (2001) assume que a média e a alta troposfera não sofrerão mudanças significativas no decorrer do dia, ou seja, não haverá passagem de frente fria ou presença de outros fenômenos de escala sinótica ou maior (como a ZCAS). Assim, é possível estimar o valor da CAPE (região em vermelho na

Figura 5.6) à tarde, quando o aquecimento é maior, através das sondagens modificadas pelos dados obtidos pelas estações meteorológicas de superfície e, conseqüentemente, permitindo estimar a potencialidade da atmosfera para a formação de grandes tempestades e sistemas convectivos de mesoescala (Azevedo, 2009). Em complemento ao método proposto por Doswell III (2001), além de substituir a temperatura do ar (T), há também a substituição utilizando a temperatura do ponto de orvalho (Td) para a temperatura medida ou prevista no mesmo instante de tempo. Essa substituição adicional poderia resultar em um erro menor e com valores mais próximos dos reais, uma vez que o valor de Td na superfície tem influência significativa no valor da CAPE (Weisman e Klemp, 1986).

Umas das principais fontes de dados de radiossondagens utilizados neste trabalho são oriundas das observações realizadas operacionalmente no aeroporto do Galeão e disponibilizadas pelo banco de dados armazenados e disponibilizados online pela Universidade de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Devido à baixa resolução temporal dos dados de radiossondagens, o Laboratório de Recursos Hídricos e Estudos Ambientais (LABH2O) do Programa de Engenharia Civil do Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa em Engenharia (COPPE) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) adquiriu um conjunto de radiossondas da Vaisala (<http://www.vaisala.com>) com o objetivo de avaliar o ambiente atmosférico pré-convectivo associado à formação de chuvas no Rio de Janeiro. Tal aquisição visa também tratar de questões inexploradas, assim como consolidar informações úteis para meteorologistas que trabalham em um sistema operacional de previsão do tempo, especialmente no que tange à caracterização dos eventos de chuva originados por tempestades convectivas resultantes do aquecimento diurno.

Assim, na ocorrência de previsões de chuva para as regiões metropolitana e serrana do estado do Rio de Janeiro, radiossondas adicionais foram lançadas durante a tarde com a finalidade de captar o estado momentâneo da atmosfera e avaliar a instabilidade e a potencialidade local para a formação das nuvens e chuvas (Silva *et al.*, 2017). A Figura 5.9 mostra os locais a partir dos quais as radiossondas foram lançadas. As radiossondas lançadas operacionalmente foram realizadas no sítio do aeroporto do Galeão (bairro Ilha do Governador). O lançamento das radiossondas fora dos horários operacionais (principalmente, durante o período da tarde) foi realizado no espaço

Conexão (IGEO/UFRJ) localizado no campus da UFRJ na Ilha do Fundão (os dois locais de lançamento estão separados por 4,85 km).

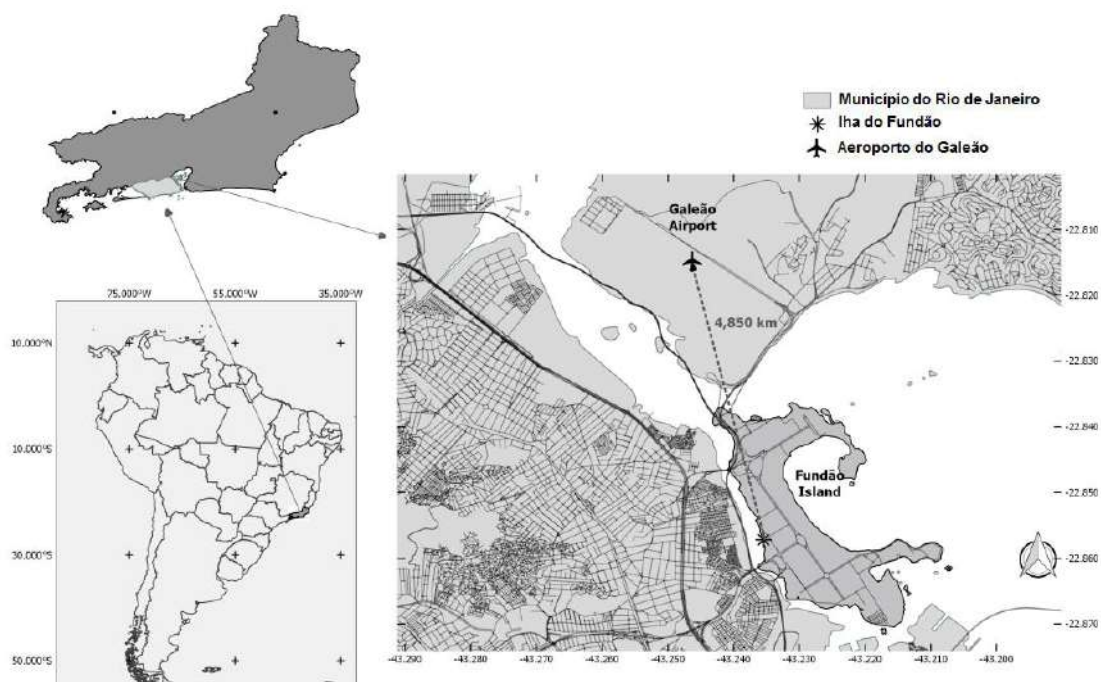


Figura 5.9 - Vista aérea da cidade do Rio de Janeiro, englobando os dois locais de lançamento no aeroporto do Galeão e no campus da UFRJ situado na Ilha do Fundão.

Como não há registros de sondagens atmosféricas realizados pelo Galeão no horário idealizado, tem-se, também, como finalidade a calibração do método da temperatura máxima em superfície para os dados oriundos de sondagens lançadas no período de tarde. A calibração do método foi realizada mediante resultados de alguns índices termodinâmicos (CAPE, CIN, LFC, LNB, LI e Wmax), detalhados no item 3.7 desta tese, calculados através do lançamento de radiossondas no horário de máxima temperatura observada. Assim, a partir dos lançamentos vespertinos, pretendeu-se calcular os parâmetros de tempo severo observados no período e correlacioná-los com os resultados obtidos pelo método com as sondagens lançadas pela manhã.

O principal objetivo da operação de calibração e de correlação proposta não é avaliar especificamente o comportamento de condições termodinâmicas que favoreceram a formação de tempestades e chuvas, mas sim avaliar o desempenho dos resultados das variáveis termodinâmicas estimadas utilizando o método proposto por Dowsell III (2001). Além disso, esperou-se criar uma relação entre as variáveis estimadas e observadas, a fim de consolidar novos métodos que possam ser utilizados

operacionalmente para o diagnóstico do potencial atmosférico para a formação de tempestades no estado do Rio de Janeiro (Tajbakhsh *et al.*, 2009; Silva *et al.*, 2016; Silva *et al.*, 2017).

5.3.2.2 Modelo numérico WRF

Nos dias em que houve lançamentos de radiossondas à tarde, simulações numéricas utilizando o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) (Skamarock, *et al.*, 2008) - versão 3.8 foram realizadas visando investigar os gatilhos dinâmicos associados à formação dos sistemas convectivos presentes na circulação de mesoescala. O modelo foi configurado com um total de dois domínios e hierarquias de grade WRF modeladas com resoluções de domínio horizontal de 27 km (d01) e 9 km (d02), respectivamente, 27 níveis verticais com nível mais alto em 50 hPa e 4 níveis verticais de solo (Figura 5.10).

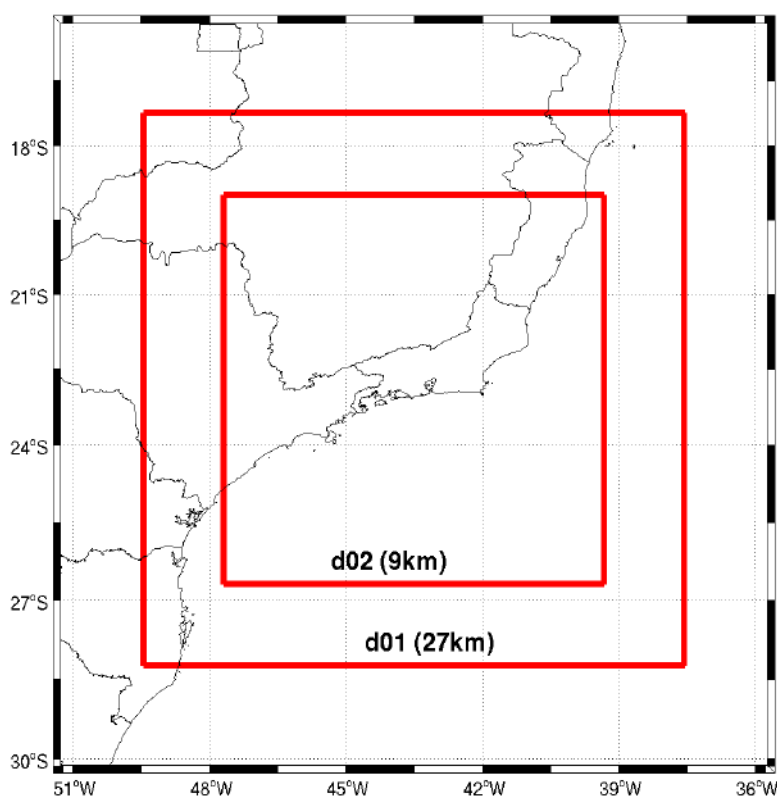


Figura 5.10 - Domínios do modelo WRF utilizados.

As parametrizações físicas utilizadas foram definidas de acordo com o modelo de transferência radiativa rápida para radiação de ondas longas (Mlawer *et al.*, 1997), o esquema de radiação de onda curta Dudhia (Dudhia, 1989), o esquema de microfísica de

3 momentos WRF (Hong *et al.*, 2004), o esquema de parametrização de cumulus de Kain-Fritsch (Kain 2004), o modelo unificado de superfície terrestre Noah (Tewari *et al.*, 2004), o MM5 revisado Monin-Obukhov (Jimenez *et al.*, 2012) para camada superficial e o limite planetário da Universidade Yon-Sei segundo esquema de parametrização de camadas (Hong *et al.*, 2006). As condições de contorno inicial e lateral utilizadas para a realização das simulações utilizando o modelo WRF serão obtidas através das análises do *Global Forecast System* (GSF, <http://www.emc.ncep.noaa.gov/GSF/doc.php>) com intervalos de seis horas e resolução horizontal de $0,50^\circ \times 0,50^\circ$, aproximadamente 55 km. As simulações começaram 24 horas antes do evento e terminaram 24 horas depois. Assim, um conjunto total de 72 horas de simulação foi realizado para cada evento analisado.

5.3.2.3 Análises sub-diárias

Além da calibração do método proposto por Doswell (2001), este trabalho também realizou análises comparativas dos resultados dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos obtidos através das sondagens e modelagem numérica. Tem-se como foco, além da análise quantitativa, realizar comparações dos resultados dos indicadores analisados entre diferentes cenários atmosféricos observados com a finalidade de fornecer informações de base que possam ser utilizadas rotineiramente nos ambientes operacionais. As análises subdiárias comparativas foram realizadas em quatro cenários:

- 1) entre um evento de chuva intensa e um evento sem chuva;
- 2) entre dois eventos de chuva formados em regiões diferentes;
- 3) entre nuvens convectivas e estratiformes;
- 4) análise termodinâmica de eventos passados de transbordamento do rio Quitandinha

Para analisar o comportamento dos parâmetros termodinâmicos, foram plotados os dados das sondagens nos diagramas SkewT / LogP utilizando duas bibliotecas livres configuradas em Python: SkewT 1.1.0 (<https://pypi.python.org/pypi/SkewT>) e MetPy (<https://pypi.org/project/met/>) para calcular os parâmetros termodinâmicos. As rosas de vento foram construídas utilizando também um software livre, chamado WRPLOT View disponibilizado online (<https://www.weblakes.com/>) para download. Os parâmetros dinâmicos foram calculados usando o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) com domínio de 9 km.

5.4 Estimativas por radar

O cerne das estimativas por radar encontra-se na caracterização de dados que possam fornecer informações a curtíssimo prazo relacionadas à estrutura vertical e horizontal dos hidrometeoros e a obtenção de informações que possam quantificar e identificar possíveis cenários críticos (desastres naturais) em um futuro próximo. O principal uso das estimativas por radar é verificado na calibração de expressões que visem relacionar refletividades observadas e diferentes taxas de precipitação, constituindo as chamadas relações Z-R. Neste trabalho, além da etapa de ajuste para estabelecer relações Z-R, foi também avaliada a proposta de um procedimento para calibração de uma relação entre as refletividades e as variações de nível d'água, sendo esta aqui denominada relação Z-N, que será discutida no Capítulo 9 deste trabalho.

5.4.1 Ajuste de relações Z-R em eventos de transbordamento

Algumas fontes de erros surgem no cálculo da refletividade medida pelos radares meteorológicos, tais como efeitos de evaporação e advecção de precipitação antes de chegar à superfície, variações na distribuição de tamanho das gotas e no movimento vertical do ar (Austin, 1987; Brandes e Wilson, 1998; Yang *et al.*, 1998; Davini *et al.*, 2011). Portanto, uma técnica mais eficaz para melhorar a estimativa da precipitação por radar tem sido sua calibração a partir de dados de precipitação de superfície (Wilson e Brandes, 1979; Zrnich e Balakrishna, 1990; Todini, 2001; Liberto *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2012).

Para ajustar as relações Z-R, foram escolhidas seis relações Z-R diferentes (Tabela 5.3), amplamente utilizadas pelo Serviço Nacional de Meteorologia dos Estados Unidos (Nelson *et al.*, 2010): Marshall-Palmer (MP), Battan (BT), Rosenfield Tropical (RT), Nexrad (NR), Trovoadas (TD) e WSR-88 (WD), cujas referências se encontram na Tabela 5.3. Essas relações permitem caracterizar os possíveis regimes de chuva, nomeadamente convectivo, transitório e estratiforme, presentes na região do estudo. A partir da Tabela 5.3, é possível verificar que cada uma das relações Z-R propostas apresenta condições de melhor desempenho para a estimativa de tipos de precipitação. O uso de múltiplas relações Z-R encontra-se devido a grande variabilidade da distribuição das gotas dentro de uma mesma nuvem. Assim, foi também verificado se o uso de múltiplas relações Z-R concomitantemente pode fornecer uma melhor estimativa de precipitação, ao invés do uso de uma única relação (Uijlenhoet, 1999).

Tabela 5.3 – Relações Z-R selecionadas para ajuste

Nome	Relação	Ideal para
Marshall Palmer (Marshall e Palmer, 1948)	$Z = 200R^{1,6}$	Nuvens estratiformes
Battan (Battan, 1973) – BT	$Z = 238R^{1,5}$	Nuvens estratiformes
Rosenfeld Tropical (Rosenfeld <i>et al.</i> , 1993)	$Z = 250R^{1,2}$	Sistemas convectivos tropicais e sub-tropicais
NEXRAD (Jorgensen e Willis, 1981)	$Z = 300R^{1,4}$	Nuvens convectivas
Thunderstorms (Battan, 1976)	$Z = 486R^{1,37}$	Nuvens convectivas
WSR-88D (Fulton <i>et al.</i> , 1998)	$Z = 75R^{2,0}$	Nuvens convectivas

Os dados de precipitação utilizados para o ajuste das relações Z-R foram oriundos da rede telemétrica do INEA coletados durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha. Essa escolha justifica-se com a finalidade de encontrar novas relações Z-R que possam caracterizar com mais precisão as propriedades das chuvas associadas especificamente a esses eventos (Austin, 1987; Brandes e Wilson, 1988). Os dados de precipitação medidos entre 2013 e 2014 foram utilizados para ajustar as relações Z-R, enquanto que os dados de 2016 foram utilizados para a avaliação dos resultados obtidos, através de estatísticas de verificação. Como previamente descrito, devido a questões referentes ao contrato de manutenção e operação da rede telemétrica do INEA, não houve registros de dados no ano de 2015. Além disso, muitas estações apresentaram falhas na série de dados durante o ano de 2016. Assim, para a validação das relações Z-R, somente os dados da estação Coronel Veiga foram utilizados.

Os dados de refletividade considerados foram oriundos do radar meteorológico do Sumaré localizado na cidade do Rio de Janeiro (Figura 5.11). O radar de Sumaré é um radar do tipo banda-C e está localizado no alto da Serra da Carioca. Sua operação teve início em dezembro de 2010 e, atualmente, é operado pelo Sistema Alerta Rio, diretamente do Centro de Operações Rio (COR). A base do radar está a uma altitude de 695,51 metros e suas coordenadas de localização são: latitude 22° 57' 18.5" S e longitude 43° 14' 53.8" W. Com a finalidade da sua utilização no monitoramento realizado pelo Sistema Alerta Rio, o radar do Sumaré realiza somente varreduras do tipo azimutal, isto é, com um ângulo de elevação fixo (*Plan Position Indicator* – PPI) em três graus (3°). Esse tipo de varredura é de grande utilidade para uma maior resolução

temporal dos dados (a cada 2 minutos), todavia não se obtêm informações dos hidrometeoros presentes nas camadas superiores da atmosfera.

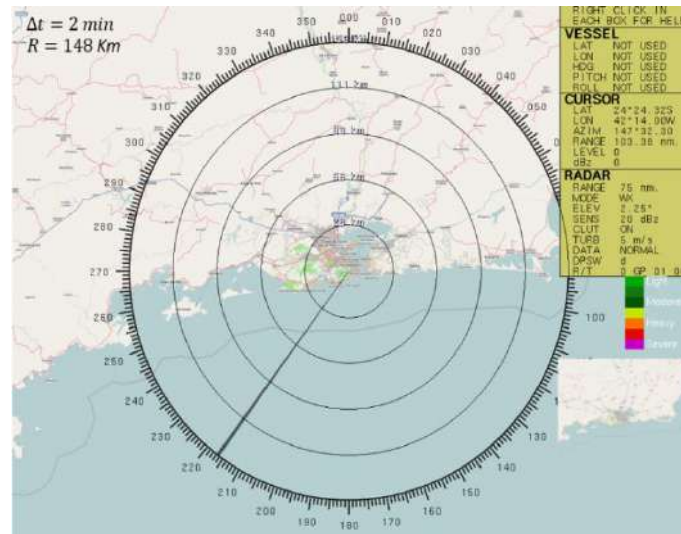


Figura 5.11 - Varredura azimutal realizada pelo radar do Sumaré (Fonte: Alerta Rio, 2017).

Devido à topografia acidentada da cidade do Rio de Janeiro, o radar do Sumaré apresenta duas “áreas cegas”, isto é, áreas onde o pulso eletromagnético é bloqueado e, consequentemente, não é possível obter informações meteorológicas. Essas áreas (Figura 5.12) surgem devido ao bloqueio do feixe nos picos mais altos do Maciço da Tijuca (Pico da Tijuca) e Maciço da Pedra Branca (Pico da Pedra Branca).

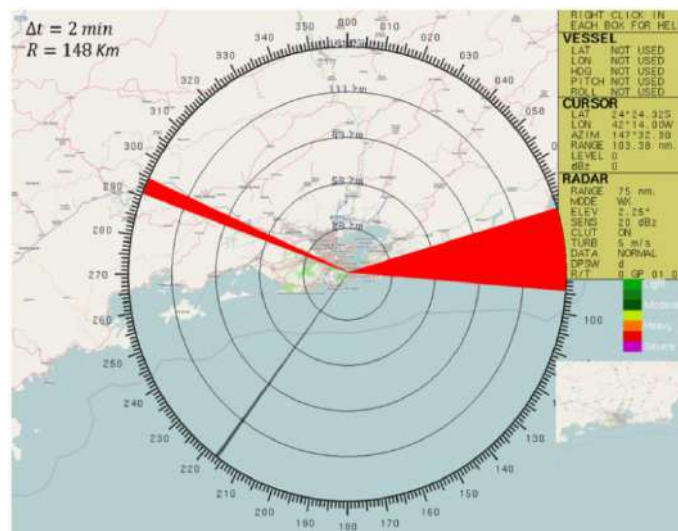


Figura 5.12 - Áreas cegas devido a bloqueios por topografia (Fonte: Alerta Rio, 2017).

O código computacional que gerencia os dados do radar do Sumaré somente disponibiliza os dados do radar em formato *portable network graphic* (png). Embora essa limitação, utilizando-se o centro da imagem como referência, foi possível, mediante o emprego de uma rotina em python, encontrar a resolução em graus/píxel (0,0038) e em km/píxel (0,42) para as imagens, assim como referenciá-las (Figura 5.13). Verificou-se também que abertura do feixe do radar se encontra a uma altura média de 2 km acima da cidade de Petrópolis.

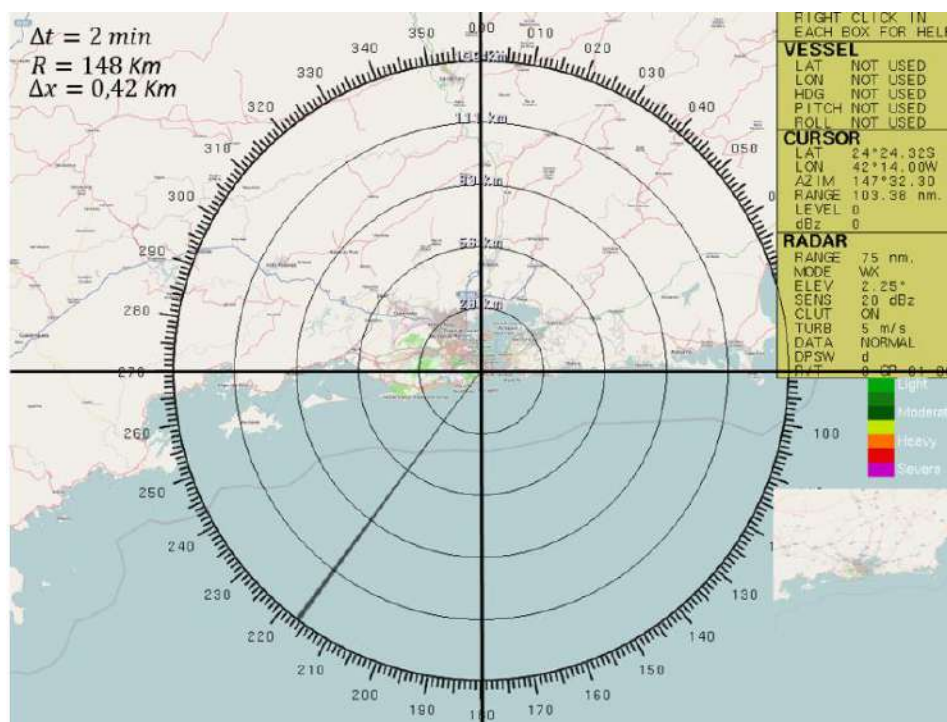


Figura 5.13 – Procedimento para o cálculo da resolução dos píxeis das imagens disponibilizadas pelo Alerta Rio.

Para o ajuste das relações Z-R (Tabela 5.3), foi empregada a operação do filtro passa-faixa entre os pares de dados de refletividade e precipitação (Figura 5.14a). Um filtro passa-faixa permite a passagem de dados limitados por um determinado intervalo e rejeita dados que ficam fora desse intervalo. Para definir os filtros passa-faixa, foram considerados os valores de um intervalo de refletividade variando em 5% (Figura 5.14b), 10% (Figura 5.14c) e 20% (Figura 5.14d) da refletividade esperada para uma determinada taxa de precipitação considerada. Se os dados de refletividade e de precipitação estiverem posicionados fora do intervalo do filtro estabelecido (região cinza escuro), tais dados foram considerados inválidos. Esse procedimento foi adotado com o objetivo de minimizar os diferentes tipos de incertezas associados à medição da

refletividade (Fulton *et al.*, 1988; Cyr, 2014) e da precipitação pluviométrica (Steiner *et al.*, 1995; Moreau *et al.*, 2009 Espinosa, 2011), principalmente sobre regiões orográficas (Gabella e Perona, 1998).

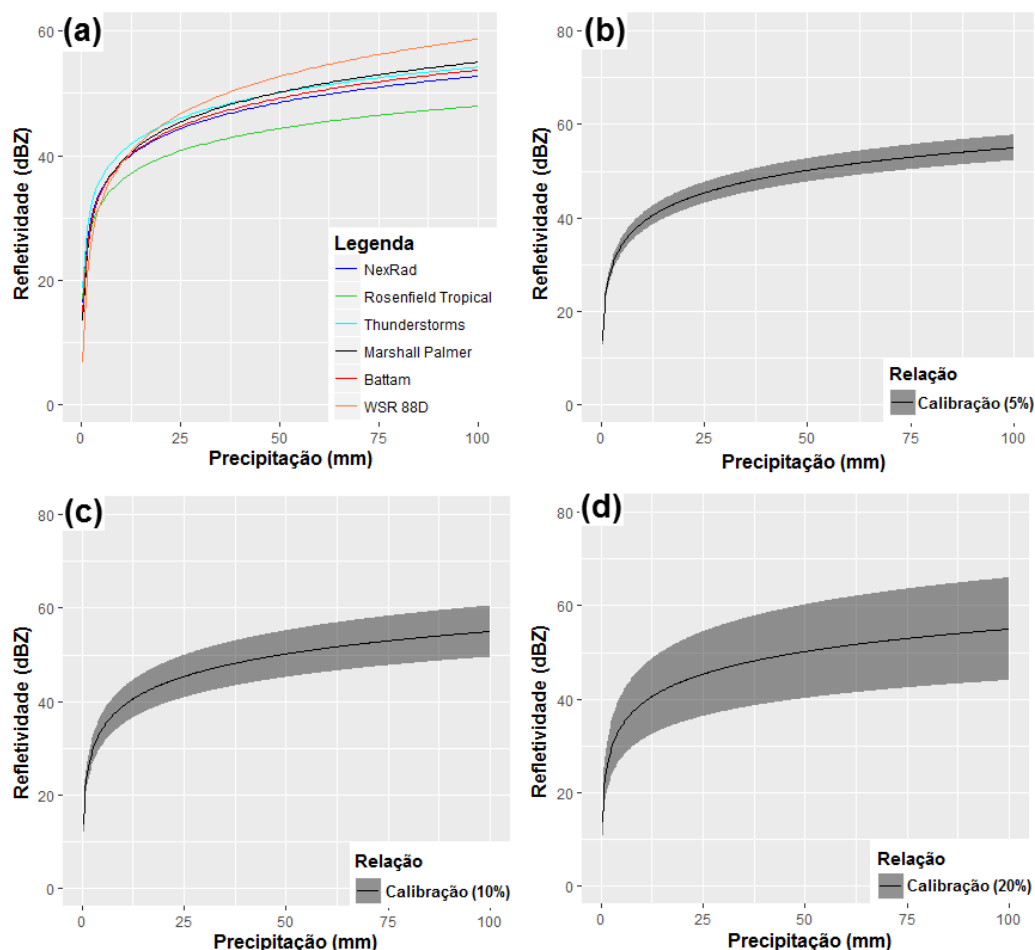


Figura 5.14 – Metodologia do filtro passa-faixa para calibração de distintas relações Z-R (a); a área preenchida em cinza escuro representa as faixas consideradas 5% (b), 10% (c) e 20% (d) da refletividade esperada para uma dada intensidade de chuva.

Os pares de dados de precipitação e refletividade que passarem pelo método do filtro passa-faixa para as seis relações Z-R (Tabela 5.3) foram avaliados na escala de tempo de medição das estações telemétricas do INEA, isto é, a cada quinze minutos. Após essa fase, uma análise de regressão foi realizada para encontrar as novas relações Z-R (novos coeficientes a e b) para cada filtro passa-banda utilizado, assim como os coeficientes de regressão. As estatísticas de verificação para o ajuste das relações Z-R foram utilizadas através dos seguintes indicadores estatísticos (Wilson e Brandes, 1979; Dhiram, 2014) discriminados no texto que segue.

Coeficiente de variabilidade adimensional (C) expressa a relação entre G, que representa a precipitação coletada pelo pluviômetro, e R, que representa a precipitação estimada pelo radar meteorológico (relações Z-R). Quanto mais próximo o coeficiente de aproximação for de 1, mais próximo a estimativa por radar está do valor observado em superfície. Valores de C maiores (menores) que 1 significam que a precipitação estimada pelo radar está sendo subestimada (superestimada) em relação àquela do pluviômetro.

$$C = \frac{G}{R} \quad (5.9)$$

Erro sistemático (BIAS) permite estimar o viés, onde \bar{R}_t representa o acumulado médio da estimativa da precipitação, e \bar{G}_t representa o acumulado médio da precipitação observada durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha.

$$\text{BIAS} = \frac{\sum_{i=1}^n (\bar{G}_t - \bar{R}_t)}{n} \quad (5.10)$$

O desvio absoluto médio (MAD) avalia o erro entre a estimativa de precipitação acumulada estimada e observada. Através do MAD, é possível obter uma medida de dispersão entre as duas amostras de dados, sendo calculado por:

$$\text{MAD} = \frac{\sum_{i=1}^n |\bar{G}_t - \bar{R}_t|}{n} \quad (5.11)$$

A raiz do erro quadrático médio (RMSE) avalia o desvio padrão dos erros (resíduos) entre a precipitação estimada por radar e a coletada pelos pluviômetros, calculados através da seguinte relação:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{G}_t - \bar{R}_t)^2}{n}} \quad (5.12)$$

Devido à variabilidade da distribuição das gotas em um mesmo sistema meteorológico, este trabalho procurou também utilizar uma regressão estatística linear múltipla para as duas relações Z-R que apresentarem os melhores resultados nos testes estatísticos de verificação. Essa etapa visa verificar se a combinação de duas relações Z-R ajustadas poderia apresentar melhores resultados na estimativa local da precipitação em vez do uso de uma única relação Z-R em particular.

5.4.2 Proposta de uma relação Z-N

Visto que a previsão da chuva e a sua interação com os processos hidrológicos serem altamente complexos, não lineares e dinâmicos, é extremamente desafiador a emissão de avisos de cheias para as defesas civis e população local através da modelagem hidrológica do tipo chuva-vazão (Jongman *et al.*, 2012; Raynaud *et al.*, 2014; Patel *et al.*, 2016; Gerl *et al.*, 2016). Portanto, parte essencial das informações utilizadas para a tomada de decisões é baseada em informações de monitoramento em tempo real, relativas às medições da chuva e de nível de água. Nesse contexto, a aplicação estatística permite encontrar relações e estimativas hidrometeorológicas com certo grau de confiabilidade (Gourley *et al.*, 2013; Krajewsk *et al.*, 2017; Jain *et al.*, 2017). Além disso, o monitoramento de variáveis hidrometeorológicas encontra-se intrinsecamente associado à determinação dos parâmetros físicos de bacia hidrográfica e permite, portanto, a aplicação de relações estatísticas que possam estimar (prever) o comportamento do rio em um futuro próximo e, conseqüentemente, caracterizar cenários críticos de eventos de inundação com base nas variáveis explicativas analisadas (Bolshakov, 2013; Bernet *et al.*, 2017).

Relações empíricas caracterizam as informações dos dados existentes sem considerar as características e processos do sistema hidrometeorológico, sendo, então, chamadas de modelos empíricos. Tais modelos envolvem equações matemáticas obtidas a partir da correlação de séries temporais de dados e não precisamente estar relacionadas aos processos físicos associados à bacia hidrográfica analisada. Assim, tais relações são válidas apenas dentro das condições características da bacia segundo as quais foram construídas. Posteriormente, métodos estatísticos utilizando análises de regressão e correlações visam encontrar uma melhor relação matemática entre as variáveis de entrada e de saída analisadas (Bolshakov, 2013).

Diante desse contexto, a proposta de uma relação Z-N, isto é, uma relação matemática entre a refletividade e o nível d'água foi analisada através do grau de correlação entre os dados de refletividade para o pixel localizado na estação Coronel Veiga e os dados de nível observados. Para a análise, foi utilizado o coeficiente de correlação linear, definido como:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (5.13)$$

Esse coeficiente, usualmente representado por ρ , assume somente valores entre -1 e 1, lembrando-se que: $\rho = 1$ significa uma correlação positiva perfeita entre as duas variáveis; $\rho = -1$ significa uma correlação negativa perfeita entre as duas variáveis, ou seja, se uma aumenta, a outra diminui; $\rho = 0$ significa que as duas variáveis não dependem linearmente uma da outra. No entanto, pode haver uma dependência não linear.

CAPÍTULO 6 - BACIA DO RIO QUITANDINHA: CHUVAS E TRANSBORDAMENTOS

Historicamente, o bairro Quitandinha era um local de terreno fértil propício ao cultivo de frutas, tubérculos e legumes, vendidos na própria fazenda de quitanda como estabelecimento de vendas de varejo de hortaliças, dando origem ao nome do bairro e do rio. No século XIX, a antiga fazenda denominada Quitandinha foi ofertada ao Imperador D. Pedro II pelo Major Júlio Frederico Koeler, engenheiro encarregado de elaborar um projeto urbanístico, transformando a Fazenda do Córrego Seco em uma cidade: Petrópolis, a primeira cidade planejada do Brasil. No Quitandinha, localizam-se, também, o Laboratório Nacional de Computação Científica (LNCC), um campus da Faculdade de Educação Tecnológica do Estado do Rio de Janeiro (FAETERJ) e um campus da Universidade Federal Fluminense (UFF).

O rio Quitandinha é um dos dois afluentes do rio Piabanha e foi escolhido para a realização dos estudos teórico-experimentais e aplicação da estratégia operacional nesta tese. O rio é monitorado pela estação Coronel Veiga, que mede chuva e nível de água, sob responsabilidade do Instituto Estadual do Ambiente (INEA), possui uma boa quantidade de dados disponíveis e apresenta alta frequência de eventos de transbordamento, o que favoreceu a sua escolha.

O rio Quitandinha, um dos principais rios de Petrópolis, atravessa uma área bastante urbanizada em seu percurso até o centro da cidade. Desenvolve-se ao longo da rua Coronel Veiga, importante via de comunicação com o município do Rio de Janeiro, com seção de escoamento extremamente reduzida em alguns trechos e com inúmeras travessias de ruas, de acesso a residências e estabelecimentos comerciais, algumas delas estreitando ainda mais a seção do canal. Sua calha está frequentemente sujeita a transbordamentos, encontra-se confinada entre muros limitados pela rua Cel. Veiga (margem direita) e pelas edificações (margem esquerda).

A nascente do rio Quitandinha encontra-se na rodovia BR-040, de onde o rio segue percorrendo um estirão de cerca de 6,80 km até a confluência com o rio Palatinato. Seu curso drena parte dos bairros Quitandinha, Cremerie, Castelânia e o centro da cidade de Petrópolis. No centro, próximo ao Obelisco, junta-se ao rio Palatinato, formando o chamado canal do Centro, que deságua no rio Piabanha, que seguirá para a região de Correias e Nogueira. Os principais afluentes do rio Quitandinha

são: o rio Cremerie, o córrego Saturnino e o rio Aureliano, todos pela margem direita. O rápido avanço da urbanização na área afetou diretamente a rede de canais da bacia, com vários trechos recebendo obras de intervenção (Plácido e Cunha, 2010). A canalização desses segmentos resultou em um aumento na velocidade da água e no poder de destruição a jusante, dificultando a infiltração. Essa limitação no processo de infiltração de água, por sua vez, é, complementarmente, acentuada pela impermeabilização do solo devido à formação de núcleos urbanos. Além disso, a estrutura geológica sobre a qual os cursos naturais estão adaptados e conformados favorece o fluxo superficial, facilitando, assim, altas velocidades de descarga. Esses fatores favorecem o aumento da ocorrência de inundações na região (Gonzales, 2014).

6.1 Localização e análise morfométrica

A bacia do rio Quitandinha é uma sub-bacia do rio Piabanha, que possui área de drenagem de 2.065 km² localizada na região montanhosa do estado do Rio de Janeiro, no reverso da Serra do Mar, abrangendo o município de Petrópolis. Na Figura 6.1, é possível observar a localização da bacia do rio Quitandinha e do rio Piabanha.

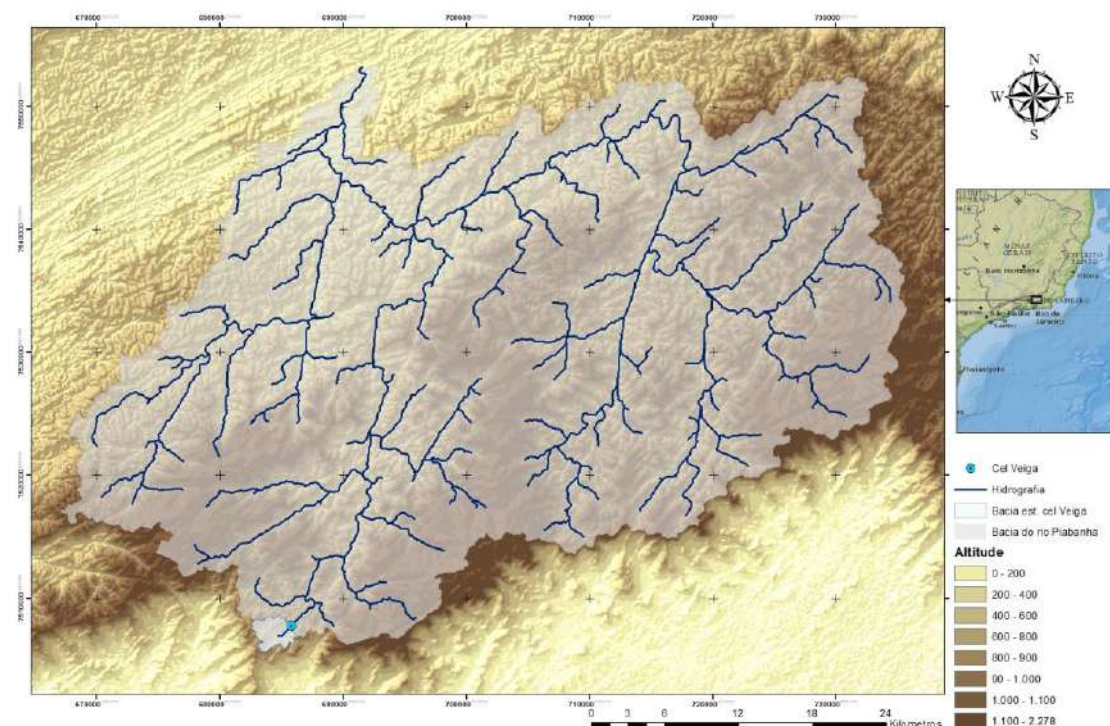


Figura 6.1 - Representação esquemática da localização da bacia do rio Piabanha (marrom) e da bacia do rio Quitandinha (azul).

O uso e cobertura do solo da bacia do rio Quitandinha é caracterizado por áreas urbanas densas nas regiões mais baixas (78%) e vegetação ou formações rochosas (22%) no topo das colinas e ao longo de suas encostas (Figura 6.2a). A bacia hidrográfica do rio Quitandinha possui área total de 6,75 km² e perímetro de 16,3 km. As altitudes máxima e mínima da bacia são 826 e 1105 metros, respectivamente, em relação ao nível do mar. A topografia é principalmente montanhosa com altos declives nas partes mais altas. Os canais de drenagem são, então, estabelecidos para conduzir o fluxo das partes superiores para a planície no pé do vale que forma a bacia (Figura 6.2b).

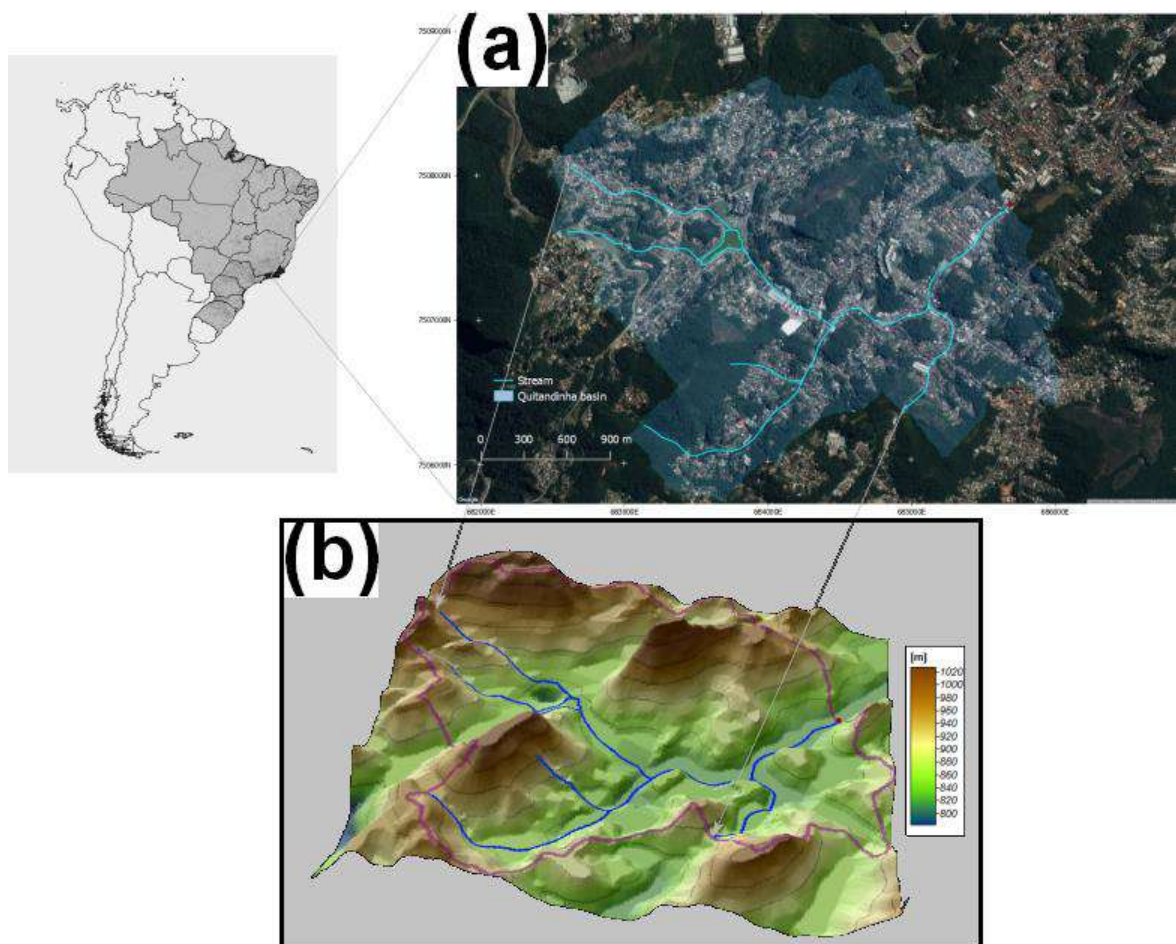


Figura 6.2 - Bacia do rio Quitandinha: a) localização da área de estudo (*Google Earth*); b) modelo de elevação digital em 3D com exagero de 2,5 no eixo z. As linhas de contorno estão dispostas a 50 m; a hidrografia é marcada pela linha azul, e o limite da bacia é definido pela linha lilás.

A análise morfométrica baseou-se nos seguintes parâmetros: ordem da bacia, declividade, fator de forma, densidade da drenagem, comprimento do escoamento superficial, razão de alongamento e parâmetros geométricos. A Figura 6.3 mostra o mapa de declividade da bacia do rio Quitandinha e a ordem dos cursos de água. A inclinação de um terreno é resultado da interação de processos climatomorfogênicos em diferentes tipos de rochas (Magesh *et al.*, 2011). Essa declividade natural está diretamente associada à velocidade de fluxo de água de uma área, afetando o tempo necessário para que a chuva atinja o leito de um rio, de modo que declives altos favorecem a geração de vazão superficial (*runoff*) a partir de eventos de precipitação na bacia (Vilela e Mattos, 1975). A bacia do rio Quitandinha apresentou, em sua área, declives inferiores a 1% e superiores a 100%. A Figura 6.3 mostra que a maior parte da bacia apresenta um alto grau de inclinação ($> 20\%$).

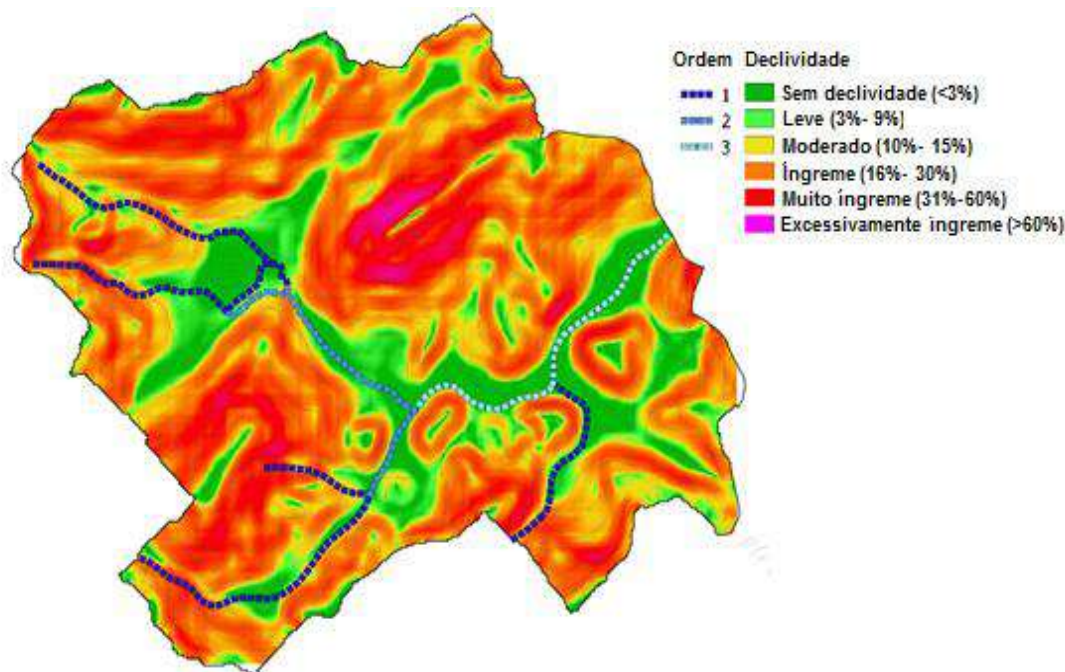


Figura 6.3 - Classes de declividade e ordem dos cursos de água para a bacia do rio Quitandinha.

A ordenação hierárquica de córregos é essencial para explicar o caráter hidrodinâmico de uma bacia de drenagem (Tabela 5.1). A ordem de cada segmento é diretamente proporcional ao tamanho da bacia hidrográfica subsidiária, dimensões e fluxo do canal. À medida que a água do rio se move das nascentes para a foz do córrego, as correntes aumentam progressivamente sua largura e sua espessura com o aumento do volume de descarga de água (Sarmah *et al.*, 2012; Rai *et al.*, 2017). A bacia

do Quitandinha é de ordem 3 (maior ordem da bacia), sendo 58% (7) dos canais de ordem 1, 25% (3) de ordem 2 e 16% (2) de ordem 3. Esses números representam 5,6 km de rios de primeira ordem, 1,6 km de segundo e 1,7 km de terceiro. A diferença deve-se ao maior número de canais que se desenvolvem nas regiões mais íngremes do terreno, captando a água dessas regiões e drenando-as nos canais posteriores. Assim, a zona de captação acentuada de água favorece um maior fluxo hidrológico e favorece a ocorrência de transbordamentos no leito principal em eventos de precipitação intensa.

Utilizando as definições presentes na Tabela 5.1, para o cálculo dos parâmetros morfométricos, foram obtidos os seguintes resultados: área = 6,75 km²; perímetro = 16,28 km; comprimento da drenagem = 9,02 km; comprimento da bacia = 3,02 km; fator de forma = 0,71; densidade da drenagem = 1,33 km/km²; extensão do percurso superficial = 0,374 e raio de elongação = 0,95. O fator de forma obtido para a bacia do rio Quitandinha caracteriza que esta apresenta uma área arredondada e, conseqüentemente, um menor tempo de concentração e maior propensão a inundações. Adicionalmente, o raio de elongação (Re) obtido possui 0,95, caracterizando um formato circular e favorável à ocorrência de cheias. O alto valor obtido para a densidade de drenagem caracteriza uma resposta hidrológica lenta. Assim, o escoamento superficial não é rapidamente removido, fazendo com que a bacia seja suscetível a inundações e erosão (Rai *et al.*, 2017; Abboud *et al.*, 2017; Sukristiyanti *et al.*, 2018).

6.2 Ocupação e Uso do Solo

Na bacia do rio Piabanha observam-se 486.087 habitantes distribuídos em 788 setores censitários. Do total de setores censitários, 633 são do tipo urbano, nos quais residem mais de 87 % da população total da bacia, enquanto os outros 155 setores censitários são classificados como rurais, onde residem apenas 13 % da população total (Molinari, 2015).

A ocupação da bacia do rio Quitandinha remonta ao período colonial do início do século XIX. Os principais núcleos urbanos, Petrópolis e Teresópolis, apresentaram um acentuado crescimento urbano devido a sua proximidade com a capital. A bacia apresenta uma área urbana de 4%, que corresponde, principalmente, aos municípios de Petrópolis e Teresópolis, importantes pólos da região serrana do estado do Rio de Janeiro (Gonçalves, 2008). A bacia do rio Piabanha é a que possui o maior número de indústrias dentre as sub-bacias do trecho fluminense do Paraíba do Sul, contando,

atualmente, com 57 indústrias, com mais de 50 empregados cada uma delas. As principais tipologias industriais no âmbito da bacia são as indústrias de bebidas, de produtos alimentícios, têxtil, moveleira, de equipamentos de uso industrial e confecções (Molinari, 2015). A distribuição da ocupação e uso do solo na bacia pode ser vista na Tabela 6.1

Tabela 6.1 – Uso e ocupação do solo percentual do município de Petrópolis (Fonte: adaptado de Molinari, 2015).

Uso e Ocupação do Solo Percentual	
Afloramento Rochoso	4,02 %
Agricultura	2,35%
Floresta	47,40%
Ocupação Urbana	3,99%
Pastagem	35,34%
Pastagem em Várzea	0,01%
Reflorestamento	0,01%
Vegetação secundária	6,71%
Espelho de água	0,16%

O município de Petrópolis faz parte da unidade geomorfológica da Serra dos Órgãos, inserida na região das escarpas e reversos da Serra do Mar, e, segundo Gonzalez (2004) o município de Petrópolis, como um todo, possui os percentuais de declividade dispostos na Tabela 6.2.

Tabela 6.2 – Declividade e percentual do município de Petrópolis (Fonte: adaptado de Gonzales, 2014).

Declividades	Percentual na área do município
Menores que 8%	5,15%
8-20 %	9,72%
20-45%	22,90%
45-75%	35,70%
Superiores a 75%	26,53%

A avaliação desse resultado mostra que a cidade contém um predomínio de relevo montanhoso e escarpado, e, ainda assim, a expansão urbana ocorre de forma irregular ou através de invasões em áreas extremamente sujeitas a riscos de desabamentos e enchentes. A população tem apresentado uma crescente ocupação de áreas de risco, tanto em encostas quanto em regiões de vale dentro da planície de

inundação. Somado a esse aspecto, o desmatamento de áreas de encostas deixa os solos mais pobres e suscetíveis a escorregamentos, de forma que, na cidade de Petrópolis, tal como em Teresópolis, Friburgo e em outros municípios da região serrana, as catástrofes quase sempre resultam de uma combinação de enchentes, escorregamentos e enxurradas.

6.3 Caracterização do regime climático

Através dos dados obtidos das normais climatológicas (entre 1961 e 1990) do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET (<http://www.inmet.gov.br/portal/>), foram avaliados os parâmetros climáticos de Petrópolis segundo a classificação climática proposta por Köppen-Geiger (Tabela 6.3). Na determinação dos tipos climáticos, é levada em consideração a sazonalidade, bem como os valores médios anuais e mensais de temperatura do ar e da precipitação. Cada grande tipo climático é denotado por um código, constituído por letras maiúsculas e minúsculas, cuja denominação denota os tipos e subtipos considerados. Segundo a classificação de Köppen-Geiger, a bacia do rio Piabanha apresenta um clima tropical de altitude, do tipo Cwb. Possui altos índices pluviométricos e temperaturas de médias a baixas. Os verões, de um modo geral, são quentes e úmidos e os invernos brandos.

Tabela 6.3 - Parâmetros climáticos anuais de Petrópolis.

Parâmetros climáticos de Petrópolis	
Temperatura máxima média	27°C
Temperatura mínima média	16°C
Evaporação média	800 mm
Insolação média	1900 h
Umidade relativa média	80%

6.4 Caracterização do regime hidrometeorológico

6.4.1 Série anual da precipitação mensal

Para ilustrar a série temporal de chuvas na cidade de Petrópolis, foram utilizados os dados da estação Pico do Couto, sob a responsabilidade do INMET. Essa estação começou a operar no final de 2006. Assim, para a geração das acumulações mensais, os dados de precipitação foram considerados entre janeiro de 2007 e dezembro de 2014. Examinando-se a Figura 6.4, é possível observar que os maiores valores de precipitação ocorrem entre outubro e março, durante o verão, com um máximo, em média, de 382 mm em janeiro. O inverno é o período mais seco em Petrópolis, com um mínimo, em

média, de 52 mm em agosto. Entre outubro e março, o aumento da precipitação está associado à ocorrência de SAMS e configuração de ZCAS, sistemas frontais e sistemas convectivos de mesoescala (Ferreira *et al.*, 2004; Liebmann *et al.*, 2004; Quadro *et al.*, 2012; Ambrizzi e Ferraz 2015). Durante o inverno, os sistemas meteorológicos inibem a formação de precipitação, como o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul – ASAS (Reboita *et al.*, 2010) ou a ocorrência de bloqueio atmosférico (Sinclair 1996; Kayano 1999; Wiedenmann *et al.*, 2002), favorecendo a ocorrência dos menores valores de precipitação registrados.

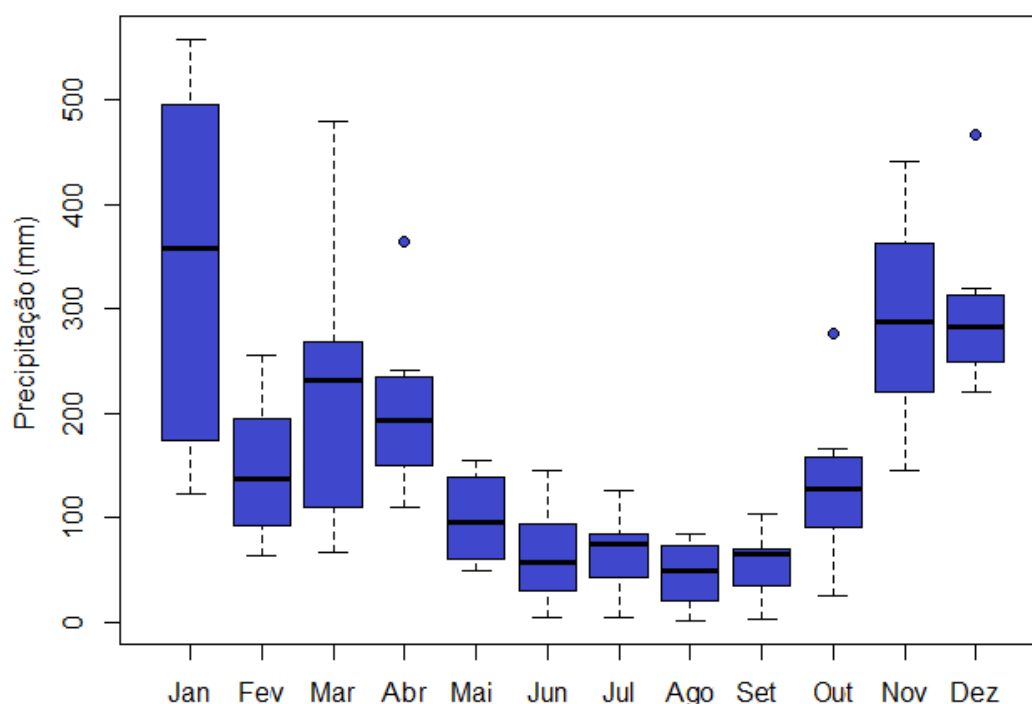


Figura 6.4 – Gráfico de dispersão de precipitação mensal (mm) para a estação do Pico do Couto localizada em Petrópolis no período de 2007-2014.

6.4.2 Distribuição espacial da precipitação durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha

Tomando-se como base a cota de transbordamento pré-estabelecida pelo INEA, foi possível identificar vinte e cinco ocorrências de transbordamento do rio Quitandinha entre 2013 e 2014. Para a identificação do padrão espacial da precipitação durante esses eventos, utilizou-se o critério de continuidade da precipitação por, no mínimo, duas horas para caracterizar a chuva associada a um determinado evento de transbordamento. Através da análise de agrupamento, foram identificados três (3) grupos homogêneos de precipitação sobre a cidade de Petrópolis (Figura 6.5). O grupo G1 apresenta um

conjunto de dez estações com média de altitude de 739 m e mediana de 716 m. O grupo G2 é caracterizado por um total de cinco estações com altitude média de 1017 m e mediana de 832 m. O grupo G3 é composto por cinco estações, com uma altitude média de aproximadamente 879 e mediana de 871 m. Foram utilizadas a média e a mediana para caracterizar a altitude dos grupos devido ao fato da estação Pico do Couto estar localizada na maior altitude da cidade de Petrópolis, aproximadamente 1777 m, contrastando com a média e a mediana da altitude para o grupo G2. Pode-se verificar, por exemplo, que os grupos G1 e G3 têm a média próxima da mediana caracterizando uma medida mais robusta em termos de simetria em relação ao grupo G2.

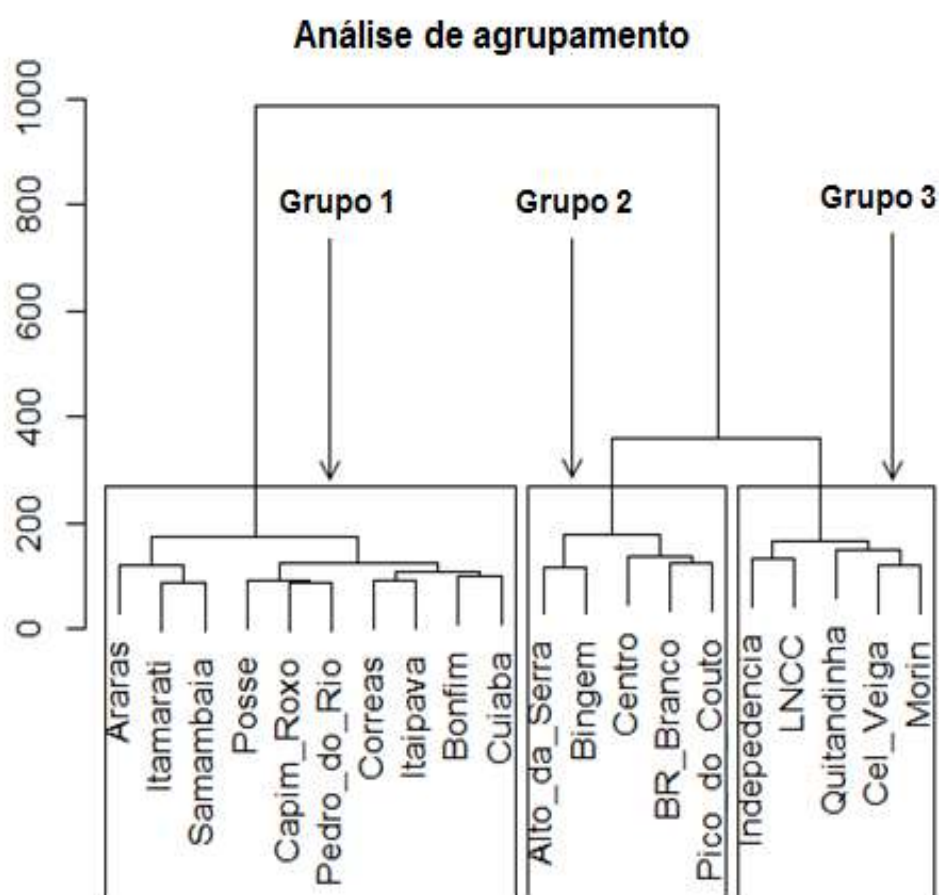


Figura 6.5 - Análise de agrupamentos para eventos de transbordamento do rio Quitandinha com base nos registros pluviométricos de Petrópolis (INEA e INMET) para determinação dos grupos G1, G2 e G3.

A Figura 6.6 mostra as elipses para análise de agrupamento efetuada (Figura 6.5). A área representada pelas elipses caracteriza as áreas de abrangência dos três (3) grupos homogêneos considerando um intervalo de confiança de 95%. O grupo G1 está

localizado e direcionado para o norte, o G2 na região central e o G3 na porção sul de Petrópolis. Entre os três grupos analisados, verifica-se que o grupo G3 possui a forma mais compacta, refletindo a forte correlação entre a precipitação nas estações desse grupo. A superposição das extremidades do grupo G2 em relação aos demais grupos indica que as estações localizadas nas extremidades desse grupo apresentaram semelhança em alguns eventos de precipitação observados nos grupos G1 e G3.

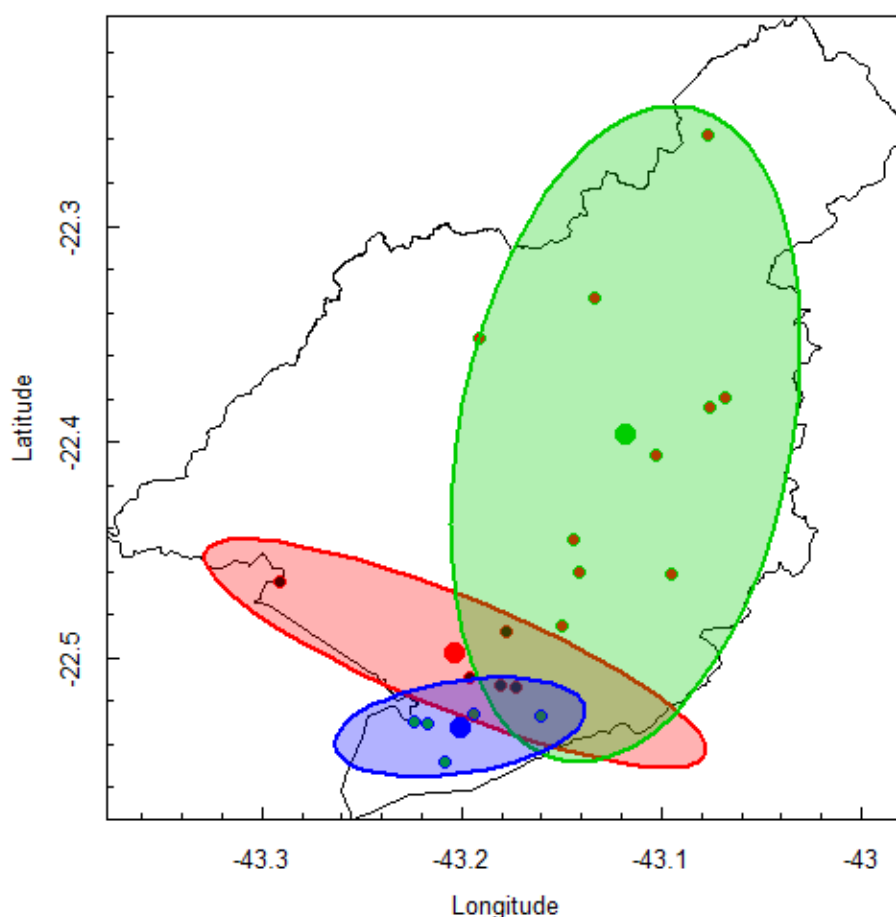


Figura 6.6 – Elipses para os resultados obtidos através da análise de agrupamento - G1 (verde), G2 (vermelho) e G3 (azul).

A Tabela 6.4 ilustra os acúmulos médios de precipitação dos três (3) grupos para os sistemas meteorológicos associados às inundações do rio Quitandinha entre 2013 e 2014. Observa-se que o grupo G3 possui a maior fração do total de precipitação acumulada durante os eventos, seguido pelos grupos G2 e G1. A fração mínima de precipitação ocorreu no grupo G1, com cerca de 15% do total registrado. Embora os três grupos estejam na porção que se situa de frente para a Serra do Mar, verifica-se que a fração acumulada de chuva entre os grupos G2 e G3 corresponde a 85% do total, caracterizando a importância da topografia acidentada e a proximidade com o Atlântico

como um gatilho para a ascensão orográfica do ar úmido e formação de nuvens e chuvas na região centro-sul de Petrópolis (Figura 4). A partir da Tabela 6.4, pode-se notar que a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) esteve presente em 50% dos eventos de inundação, enquanto os sistemas frontais (SF) e tempestades convectivas (TC) corresponderam a 30% e 20%, respectivamente.

Tabela 6.4 - Precipitação acumulada média para todos os eventos (mm), fração de precipitação total (%) sobre Petrópolis e correspondente identificação de sistemas meteorológicos atuantes durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha.

Transbordamento/grupos	G1 (mm)	G2 (mm)	G3 (mm)	Sistemas Meteorológicos
03. Jan. 2013	33,9	109,7	152,6	SF
10. Jan. 2013	63,4	78,7	95,5	ZCAS
20. Jan. 2013	7,1	55,6	90,6	ZCAS
05. Mar. 2013	21,1	43,3	53,1	SF
09. Mar. 2013	27,9	86,6	131,9	ZCAS
18. Mar. 2013	40,7	251,3	450,4	ZCAS
22. Mar. 2013	19,8	39,2	114,8	ZCAS
23. Mar. 2013	21,9	47,3	117,2	ZCAS
27. Mar. 2013	44,7	53,3	61,1	ZCAS
02. Abr. 2013	8,6	7,8	23,1	TC
13. Abr. 2013	25,0	61,7	154,3	TC
17. Mai. 2013	14,1	71,0	168,5	SF
22. Out. 2013	11,8	58,0	40,5	SF
17. Nov. 2013	29,9	51,6	66,8	SF
24. Nov. 2013	35,4	86,8	68,1	ZCAS
26. Nov. 2013	22,2	77,3	53,0	ZCAS
30. Nov. 2013	56,7	62,5	80,0	ZCAS
05. Dez. 2013	48,4	85,2	58,2	TC
11. Dez. 2013	16,4	79,8	136,7	ZCAS
02. Jan. 2014	43,4	68,8	58,4	TC
08. Mar. 2014	85,7	87,5	104,7	ZCAS
23. Mar. 2014	12,5	52,4	27,4	TC
28. Mar. 2014	9,7	39,2	38,2	TC
23. Abr. 2014	22,8	57,1	74,0	SF
24. Abr. 2014	30,3	72,7	92,6	SF
Chuva acumulada (mm)	753,4	1784,4	2511,7	-
Fração de chuva acumulada (mm)	15%	35%	50%	-

6.4.3 Projeto EIBEX

O projeto EIBEX, acrônimo para Estudos Integrados em Bacias Experimentais – Parametrização Hidrológica na Gestão de Recursos Hídricos das Bacias da Região Serrana do Rio de Janeiro, foi financiado, inicialmente, pelo MCT/ FINEP/CT-HIDRO, sob a coordenação do Programa de Engenharia Civil da COPPE/UFRJ, e tem recebido apoio financeiro significativo do projeto institucional da CPRM —Apoio às Bacias Experimentais e Representativas. Formulado, inicialmente, em 2003, o projeto começou a operar a partir de 2006, com instalação de sua primeira estação meteorológica em março de 2007 no parque municipal de Itaipava. Em 2006, foi também formado o comitê da bacia do rio Piabanha. O projeto e o comitê encontram-se ativos até os dias atuais, tendo se ampliado com diversos outros aportes de agências de fomento no âmbito dessa diretriz de pesquisa.

O projeto estabelece, como diretriz acadêmico-científica, a avaliação do comportamento hidrometeorológico e ambiental em bacias hidrográficas situadas na região serrana/RJ, que abrangem regiões urbanas, agrícolas e com florestas, com base na consolidação do conhecimento da hidrologia brasileira a partir de estudos desenvolvidos em diversas bacias hidrográficas nacionais. Enfatiza-se o emprego de sensoriamento remoto conjuntamente com modelos numéricos computacionais, com vistas ao desenvolvimento e avaliação de metodologias e parametrizações hidrometeorológicas e atmosféricas na escala da bacia hidrográfica. Adicionalmente, sustenta-se que é essencial articular a obtenção de dados básicos a partir monitoramento *in situ* e de tecnologias de sensoriamento remoto, viabilizando estudos multidisciplinares em modelagem de recursos hídricos, com destaque para os aspectos físicos relativos ao entendimento do ciclo hidrológico e avaliação de mudanças climáticas. Essa perspectiva é integrada a uma visão social do sistema físico da bacia, de forma que se forneçam informações atualizadas para a sociedade.

As grandes bases de atuação científica do projeto são: (i) a forte integração entre experimentos intensivos, monitoramento contínuo e modelagem matemática computacional e analítica para a solução de problemas ambientais; (ii) a interdisciplinaridade e colaboração interinstitucional; (iii) a forte integração com a graduação, a pós-graduação *strictu sensu* e a pós-graduação *latu sensu*; (iv) projetos científico-tecnológicos de extensão.

Assim, após a revisão bibliográfica e contextualização da região de estudo, a presente tese, inserida no contexto do projeto EIBEX, buscou, através de estudos teóricos-experimentais consolidar a aplicação de uma estratégia operacional para a previsão chuvas que favorecem a ocorrência de transbordamento do rio Quitandinha. Espera-se, através da metodologia proposta, contribuir com informações qualitativas e quantitativas que possam, com maior acurácia, subsidiar as tomadas de decisão pelos sistemas de monitoramento operacionais do Rio de Janeiro, assim como as defesas civis estaduais e municipais.

CAPÍTULO 7 – PADRÕES SINÓTICOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados referentes aos indicadores dinâmicos e termodinâmicos presentes na escala sinótica, conforme delineado no fluxograma metodológico (Figura 5.1 – Fase 2), durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha entre 2013 e 2014, anos utilizados para calibração, e 2016, ano utilizado para validação. A primeira discussão dos resultados tem ênfase na avaliação qualitativa dos padrões sinóticos que favoreceram a formação das chuvas na cidade de Petrópolis. A segunda discussão, posteriormente, visa análises quantitativas dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos utilizando, principalmente, estatísticas de verificação (Tabela 5.2).

As Figuras 7.1 a 7.4 mostram os campos sinóticos compostos médios construídos para os eventos de cheias do rio Quitandinha ocasionados pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Sistemas Frontais (SF) e Tempestades Convectivas (TC), respectivamente, no início da precipitação calculados através da reanálise ERA 5. Ressalta-se que o termo “Tempestades Convectivas” foi escolhido para classificar os dias com formação de nuvens e chuvas sem a presença de sistemas sinóticos, como os Sistemas Frontais (FS) e a Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) sobre o Rio de Janeiro. A evolução temporal média das variáveis analisadas (Figura 7.5) e a rosa dos ventos em 850 hPa (Figura 7.6), antes e depois da ocorrência da precipitação sobre Petrópolis, são mostradas posteriormente. Por fim, foi, também, realizada uma análise de agrupamento entre as variáveis analisadas e as chuvas registradas na estação de Coronel Veiga (Figura 7.7) e um estudo de caso comparativo para as três categorias de sistemas meteorológicos supramencionados (Figura 7.8).

7.1 Campos sinóticos médios

Os valores médios de circulação do vento em 850 hPa para os eventos do ZCAS (Figura 7.1a) revelam a presença de um centro de baixa pressão próximo à costa do estado do Rio de Janeiro, inserido entre dois cavados amplificadas, o primeiro localizado sobre o Oceano Atlântico e o segundo sobre o centro do Brasil (entre 10 °S e 20 °S) na direção NW-SE. Também é possível observar a presença de uma circulação anti-ciclônica localizada no sul do Brasil e centro-oeste da Argentina (~38°S e 64°W) de 1018 hPa (Figura C1) e outra localizada sobre o Oceano Atlântico (fora do domínio

da imagem) favorecendo a convergência dos ventos em baixos níveis da atmosfera (Figura 7.2a). Nos níveis médios da atmosfera (Figura C2), o padrão atmosférico observado mostra um cavado localizado sobre a região central do Brasil. A Figura C3 mostra a presença de um anticiclone (alta da Bolívia) localizado sobre a Bolívia (~ 10°S e 60°W) e um cavado próximo ao nordeste do Brasil (~ 10°S e 55°W), caracterizando o padrão de circulação dos ventos associado à ZCAS (Figuerola *et al.*, 1995).

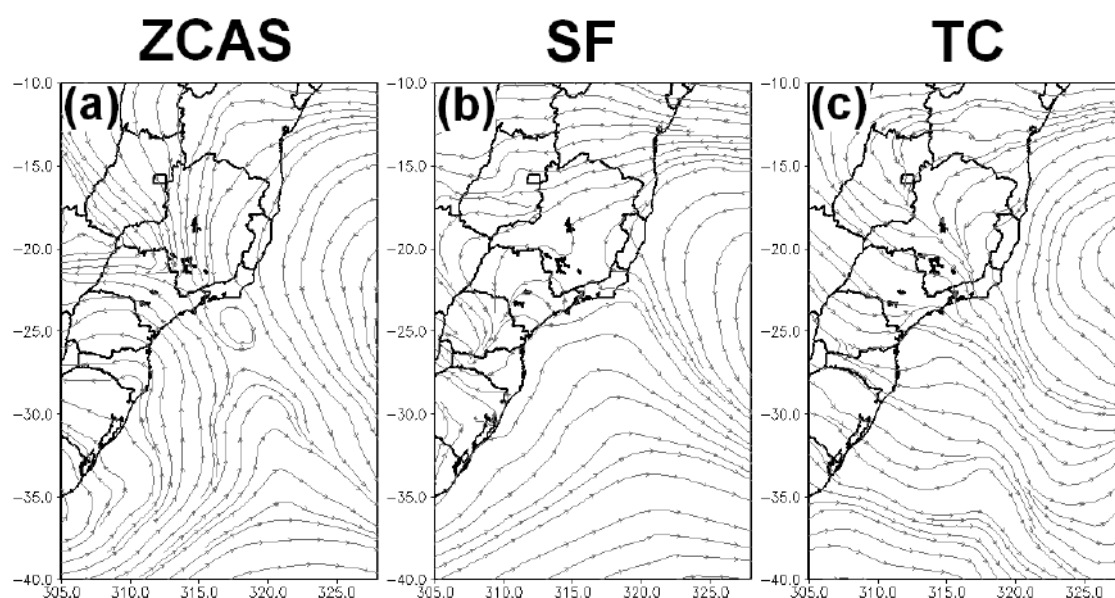


Figura 7.1 – Média das linhas de corrente em 850 hPa para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c) obtidos através da reanálise ERA 5 no início da precipitação.

Similarmente, valores negativos de ômega (Figura 7.2d) encontram-se localizados na cidade de Petrópolis e a leste do cavado em 850 hPa, favorecendo o movimento ascendente do ar. Para eventos de ZCAS, verifica-se a presença da divergência dos ventos em 250 hPa (Figura 7.2g) perto da região com convergência em 850 hPa (Figura 7.2a). A presença de baixos valores de cisalhamento entre 850 e 500 hPa (Figura C4) e fraca vorticidade (Figura C5) são observados no estado do Rio de Janeiro. A temperatura média do ar (Figura 7.2j) e a temperatura do ponto de orvalho (Figura C6) a 2 metros caracterizaram valores mais significativos ao leste e ao sul de Petrópolis e do Oceano Atlântico. No entanto, os valores mais significativos de depressão do ponto de orvalho a 2 metros (Figura C7) são observados no Oceano Atlântico adjacente à costa do estado do Rio de Janeiro.

Os campos médios dos índices K (Figura 7.3a) e TT (Figura 7.3d) caracterizaram um padrão espacial semelhante, com valores significativos sobre a cidade de Petrópolis. No entanto, os campos médios da CAPE (Figura 7.3g), LI (Figura 7.3j) e LR (Figura C8) não caracterizaram valores significativos (acima de 1000 J.kg^{-1} , abaixo de $-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ e acima de $6 \text{ }^{\circ}\text{C/km}$, respectivamente) sobre o estado do Rio de Janeiro. Os campos médios de umidade em 850 hPa (Figura 7.4a) e 500 hPa (Figura 7.4b), água precipitável (Figura 7.4g) e energia total de tempestades (Figura 7.4j) mostraram grande disponibilidade de vapor de água e calor latente na atmosfera estendendo-se para o Rio de Janeiro e adjacente ao Oceano Atlântico (Rao *et al.*, 1996). Uma análise conjunta dessas variáveis associada aos baixos valores da CAPE, LR e LI registrados levam à conclusão de que a precipitação nos eventos da ZCAS foi caracterizada por uma ampla faixa de nebulosidade estratiforme e fraca instabilidade convectiva (Williams *et al.*, 1992; Rickenbach *et al.*, 2002).

Para os eventos de SF, as linhas de corrente em 850 hPa (Figura 7.1b) mostram a um padrão de circulação (Figura A1) similar ao observado nos eventos da ZCAS. A circulação nos níveis médios (Figura C2) e altos (Figura C3) da atmosfera, movimento vertical ascendente em 500 hPa (Figura 7.2e), divergência do vento em 250 hPa (Figura 7.2h), o cisalhamento do vento (Figura C4) e a vorticidade (Figura C5) também apresentaram um comportamento médio semelhante ao observado nos eventos da ZCAS, o que caracteriza um padrão dinâmico semelhante entre esses dois sistemas meteorológicos (Kodama, 1993). No entanto, valores médios mais significativos dessas variáveis são observados em relação aos eventos de ZCAS. A temperatura média do ar (Figura 7.2k) e depressão do ponto de orvalho a 2 metros (Figura C6), K (Figura 7.3b), TT (Figura 7.3e), CAPE (Figura 7.3h), LI (Figura 7.3k), LR (Figura C8), umidade em 850 hPa (Figura 7.4b) e 500 hPa (Figura 7.4e), água precipitável (Figura 7.4h) e TS (Figura 7.4k) também mostraram um padrão espacial semelhante ao observado nos campos médios para os eventos da ZCAS. Entretanto, em contraste com as variáveis dinâmicas (CONV, DIV, OM e WS), identificam-se valores médios inferiores dessas variáveis para os eventos SF quando comparados aos eventos da ZCAS.

A circulação média dos ventos nos eventos de TC (Figura 7.1c) mostra a presença de um fluxo NW-SE, caracterizando uma possível configuração do jato de baixos níveis, responsável pelo transporte de umidade da região Amazônica para a região centro-sul do Brasil (Kodama, 1992). Apesar da inexistência de um padrão

sinótico dinâmico (cavado ou baixa pressão) favorecendo o movimento ascendente nos eventos de TC (A1-A3), verifica-se um perfil organizado de convergência em 850 hPa (Figura 7.2c), movimento vertical ascendente (Figura 7.2f) e divergência de vento (Figura 7.2i) sobre a região sudeste. A temperatura média do ar (Figura 7.2l) e a depressão do ponto de orvalho (Figura C7) a 2 metros mostram valores significativos em todo o estado do Rio de Janeiro, caracterizando o aquecimento em superfície necessário para manter o desenvolvimento de eventos de TC embebidas em um padrão de circulação de grande escala (Tang *et al.*, 2016; Rossow *et al.*, 2016). Em contraste com os eventos ZCAS e SF, verifica-se a presença de valores significativos de K (Figura 7.3c), TT (Figura 7.3f), CAPE (Figura 7.3i) e LI (Figura 7.3l) caracterizando a presença de instabilidade e energia potencial para promover o movimento ascendente do ar (Emanuel, 1994; Schultz *et al.*, 2000). Os campos de umidade média em 850 hPa (Figura 7.4c) e 500 hPa (Figura 7.4f), água precipitável (Figura 7.4i) e TS (Figura 7.4l) mostraram um padrão semelhante ao observado nos eventos de ZCAS e SF. No entanto, os valores significativos estão localizados sobre a região sul do Rio de Janeiro.

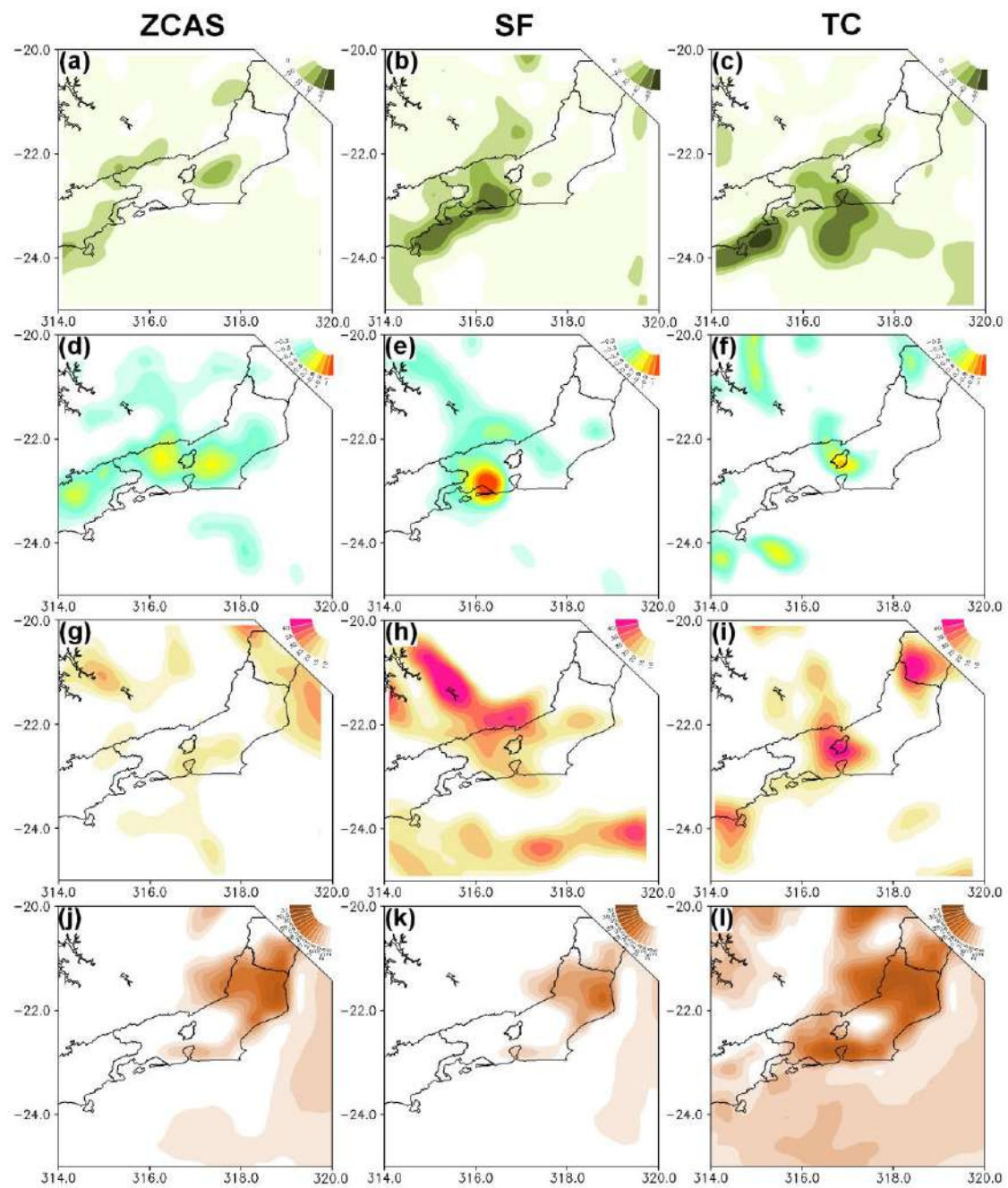


Figura 7.2 – Média da convergência dos ventos em 850 hPa (a, b, c), ômega em 500 hPa (d, e, f), divergência dos ventos em 250 hPa (g, h, i) e temperatura do ar a 2 metros (j, k, l) para ZCAS, SF e TC obtidos através da reanálise ERA 5 no início da precipitação.

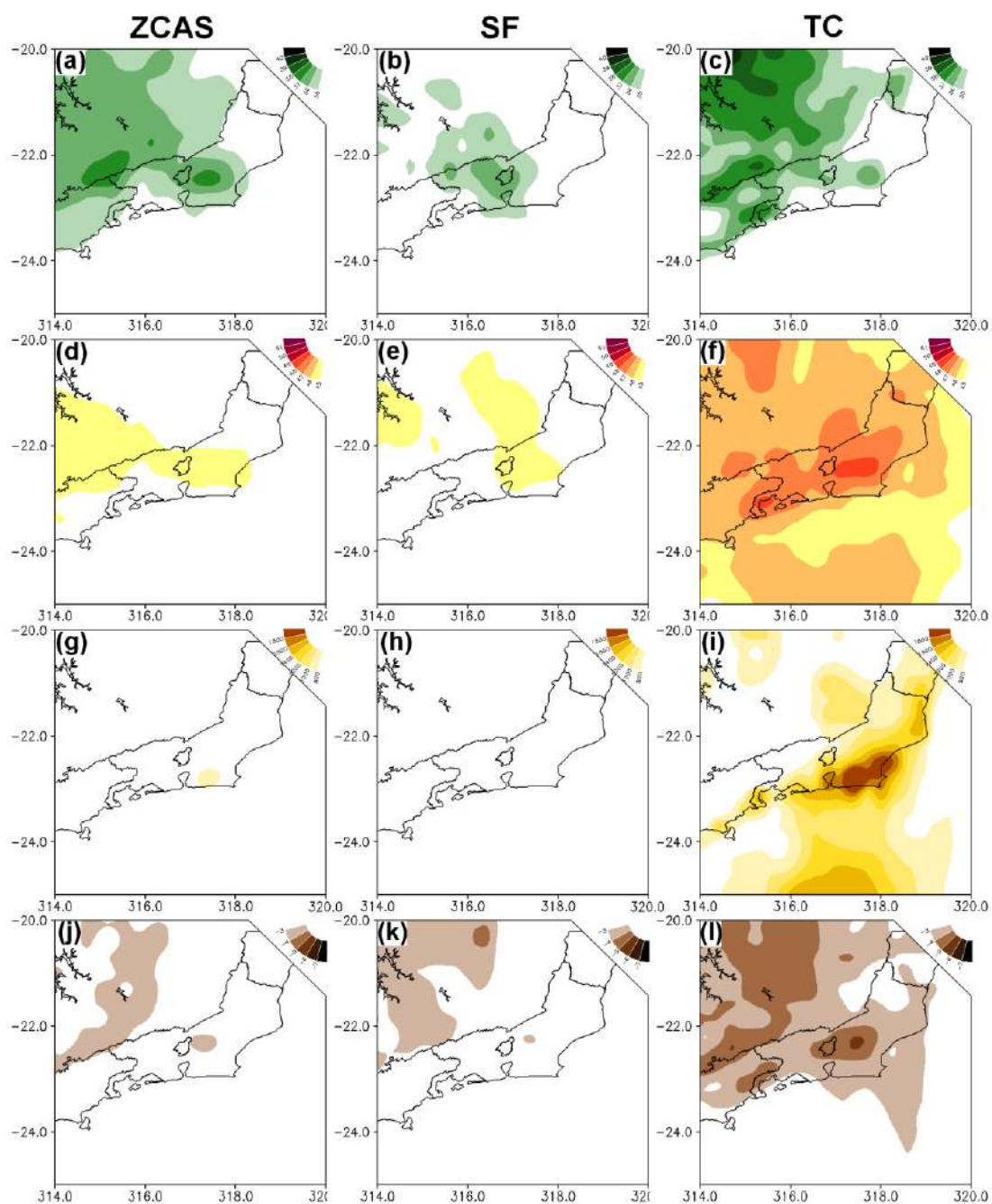


Figura 7.3 – Média do índice K (a, b, c), Total Totals (d, e, f), CAPE (g, h, i) and LI (*lifted index*) (j, k, l) para ZCAS, SF e TC obtidos através da reanálise ERA 5 no início da precipitação.

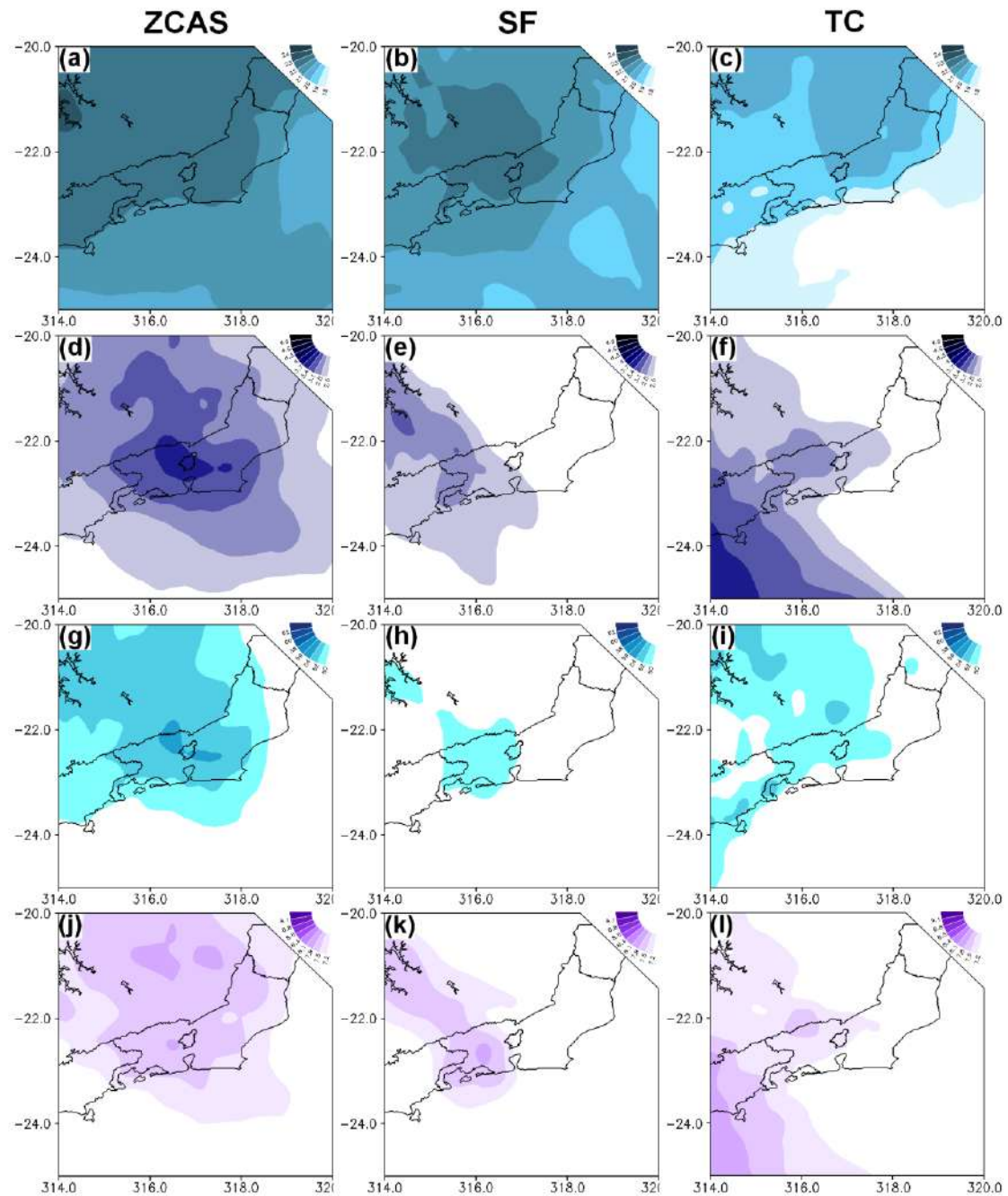


Figura 7.4 – Média da umidade específica em 850 hPa (a, b, c), umidade específica em 500 hPa (d, e, f), água precipitável (g, h, i) e índice *total storm* (j, k, l) para ZCAS, SF e TC obtidos através da reanálise ERA 5 no início da precipitação.

7.2 Evolução temporal média

O procedimento anterior foi desenvolvido para caracterizar os padrões termodinâmicos e dinâmicos espaciais associados às inundações do rio Quitandinha no início da precipitação. Nesta seção, foi selecionado um ponto de grade localizado sobre

a estação Coronel Veiga para analisar a evolução temporal média desses indicadores começando 12 horas antes e durante (33 horas) os eventos de chuvas e inundações. Optou-se por analisar um período máximo de 33 horas, pois foi o tempo máximo de precipitação identificado dentro do conjunto de inundações do rio Quitandinha. A Figura 7.5 mostra a evolução temporal média dos eventos de ZCAS (linha verde), SF (linha azul) e TC (linha vermelha) com a finalidade de comparar os diferentes padrões termodinâmicos e dinâmicos entre esses eventos. A linha vertical preta caracteriza o início da chuva.

As variáveis TEMP2M (Figura 7.5a), DEWT2M (Figura 7.5b) e DEP2M (Figura 7.5c) revelam um comportamento temporal médio similar com aquecimento da superfície algumas horas antes do início da precipitação nos baixos níveis da atmosfera, com um maior aumento observado para os eventos de TC. Apesar dos maiores valores de TEMP2M (Figura 7.5a) observados nos eventos de TC, verificam-se que os maiores valores de temperatura do ponto de orvalho ocorreram nos eventos de ZCAS, caracterizando um fornecimento contínuo de umidade da região Amazônica e do Oceano Atlântico Sul sobre o Rio de Janeiro (Rao *et al.*, 1996). DEP2M (Figura 7.5c) mostra valores médios variando de 0°C a 2°C para todos os eventos durante o período de precipitação.

Da mesma forma, os valores da CAPE (Figura 7.5d) e LI (Figura 7.5e) revelam a presença de energia potencial média significativa na troposfera algumas horas antes do início da precipitação para os eventos TC. Essa configuração está relacionada com a forte dependência dessas variáveis do aquecimento diurno (latente e sensível) produzido nos níveis mais baixos na troposfera, como pôde ser verificado pelos altos valores médios de TEMP2M (Figura 7.5a) e DEWT2M (Figura 7.5b) registrados nesses eventos (Doswell 2001; Silva *et al.*, 2017). Os valores médios de LI (em torno de -4 °C) denotam que a parcela levantada em superfície é mais quente que o ar circundante nos níveis médios da atmosfera. Assim, valores elevados da CAPE acompanhados de LI negativo caracterizam a presença da instabilidade termodinâmica associada a uma "área positiva ampla" no diagrama termodinâmico, indicando uma atmosfera efetivamente favorável a intensas acelerações verticais (Foss, 2011).

Os índices K (Figura 7.5f), TT (Figura 7.5g) e LR (Figura 7.5h) caracterizam uma suave diminuição após o início da precipitação com um padrão semelhante para os

três (3) eventos meteorológicos, com valores significativos nos eventos SF. As Figuras 7.5f e 7.5g revelam que valores expressivos desses índices (ou seja, acima de 30°C e acima de 40°C respectivamente) são observados horas antes do início da precipitação, com os valores mais altos encontrados para eventos de TC (Silva *et al.*, 2017). Os índices K e TT sugerem interpretações similares devido ao aquecimento diurno e à disponibilidade de umidade nos baixos níveis da atmosfera (Nascimento, 2005). O TS (Figura 7.5i) mostra valores significativos durante a precipitação, principalmente correlacionados com a liberação de calor latente nos níveis médios da atmosfera (500 hPa) associada à mudança de fase de água e à formação de precipitação (Silva, 2014).

A SLP (Figura 7.5m) apresentou valores menores para os eventos de TC em comparação aos eventos de ZCAS e SF. Concomitantemente, os valores médios de OM (Figura 7.5n) e VORT (Figura 7.5o) indicaram valores mais negativos durante o início da precipitação para os três eventos. A persistência de um cenário favorável ao movimento ascendente do ar é observado após a precipitação para os eventos SF e ZCAS, contrastando com eventos TC. No entanto, o menor valor médio de OM é observado em eventos de TC, coincidindo com os maiores valores da CAPE e LI e caracterizando uma forte correlação dessas variáveis no deslocamento e aceleração de parcelas de ar na atmosfera. MST850 (Figura 7.5j), MST500 (Figura 7.5k) e PW (Figura 7.5l) mostram um aumento algumas horas antes da precipitação, com a média máxima logo após sua ocorrência, principalmente em eventos de ZCAS, indicando que a umidade está presente na estrutura vertical da atmosfera antes de chover em todos os eventos desse tipo de sistema meteorológico (Ulanski e Garstang, 1978).

CONV (Figura 7.5m) e DIV (Figura 7.5n) mostram as maiores amplitudes para os eventos de SF, o que corrobora os princípios gerais de continuidade de massa e caracteriza as circulações verticais que originam as nuvens associadas e precipitação (Lackmann e Yablonsky, 2004; Silva *et al.*, 2017). Semelhante ao OM (Figura 7.5i), CONV e DIV apresentam continuamente uma condição média dinâmica mais prolongada favorável à formação de precipitação em SF e ZCAS em comparação com eventos TC. A média de WS (Figura 7.5o) variou entre um cisalhamento vertical fraco (menor que 10 s⁻¹) e moderado (entre 10 e 20 s⁻¹) segundo a classificação estabelecida por Markowski e Richardson (2010). O menor cisalhamento do vento, que sugere condições ambientais favoráveis à eficiência da precipitação, é observado principalmente em eventos da ZCAS (Chen *et al.*, 2006; Baba, 2016).

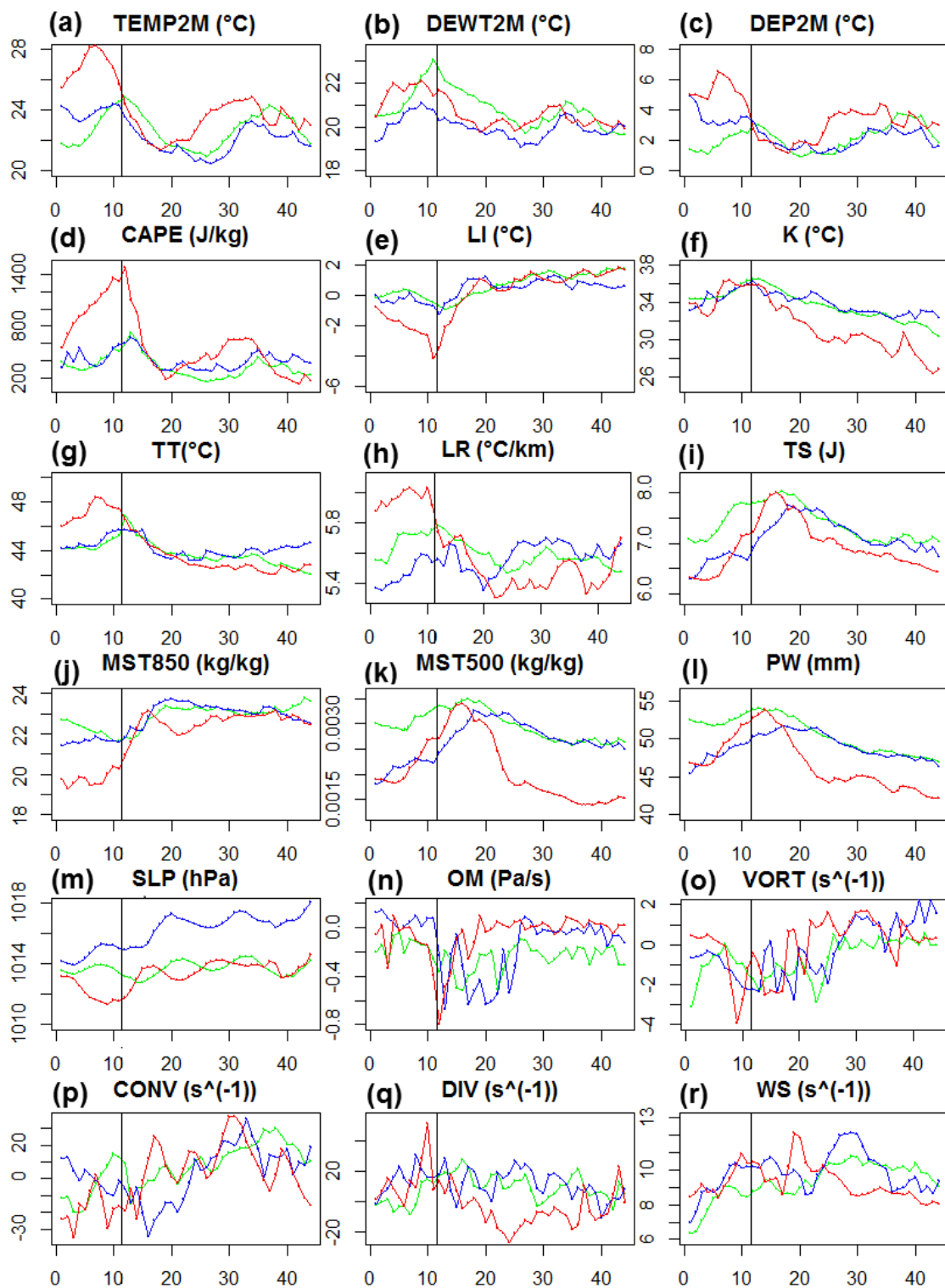


Figura 7.5 – Evolução temporal média para as variáveis analisadas em Petrópolis obtidos através da reanálise ERA 5 para os eventos de ZCAS (linha verde), SF (linha azul) e TC (linha vermelha). A linha preta vertical mostra o começo da precipitação.

A Figura 7.6 mostra a rosa dos ventos para os eventos ZCAS (esquerda), SF (meio) e TC (direita) antes da precipitação (acima) e após o início da precipitação

(abaixo). As rosas dos ventos foram construídas usando o *software* WRPLOT (<https://www.weblakes.com/products/wrplot/index.html>). Para todos os eventos, é possível observar a presença de ventos do noroeste antes do início da precipitação em resposta à circulação geral em grande escala (Figura 7.1) que advecta ar mais quente e úmido da Amazônia para o Rio de Janeiro (Satyamurti e Rao, 1988; Ferreira *et al.*, 2004; Quadro *et al.*, 2012). Após o início da precipitação, uma mudança na direção do vento (de noroeste para o sudoeste) em 850 hPa é observada para todos os eventos, que é uma característica do padrão de circulação intrínseca associado aos eventos SF e ZCAS e que se relaciona com o deslocamento de um anticiclone migratório sobre o Atlântico Sul (Andrade, 2005; Ninomiya, 2007). A frequência desses ventos observada nos eventos de TC sugere que sua ocorrência pode ter sido influenciada por frentes frias que se enfraqueceram ao se deslocar em direção a região sudeste (Siqueira *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2017).

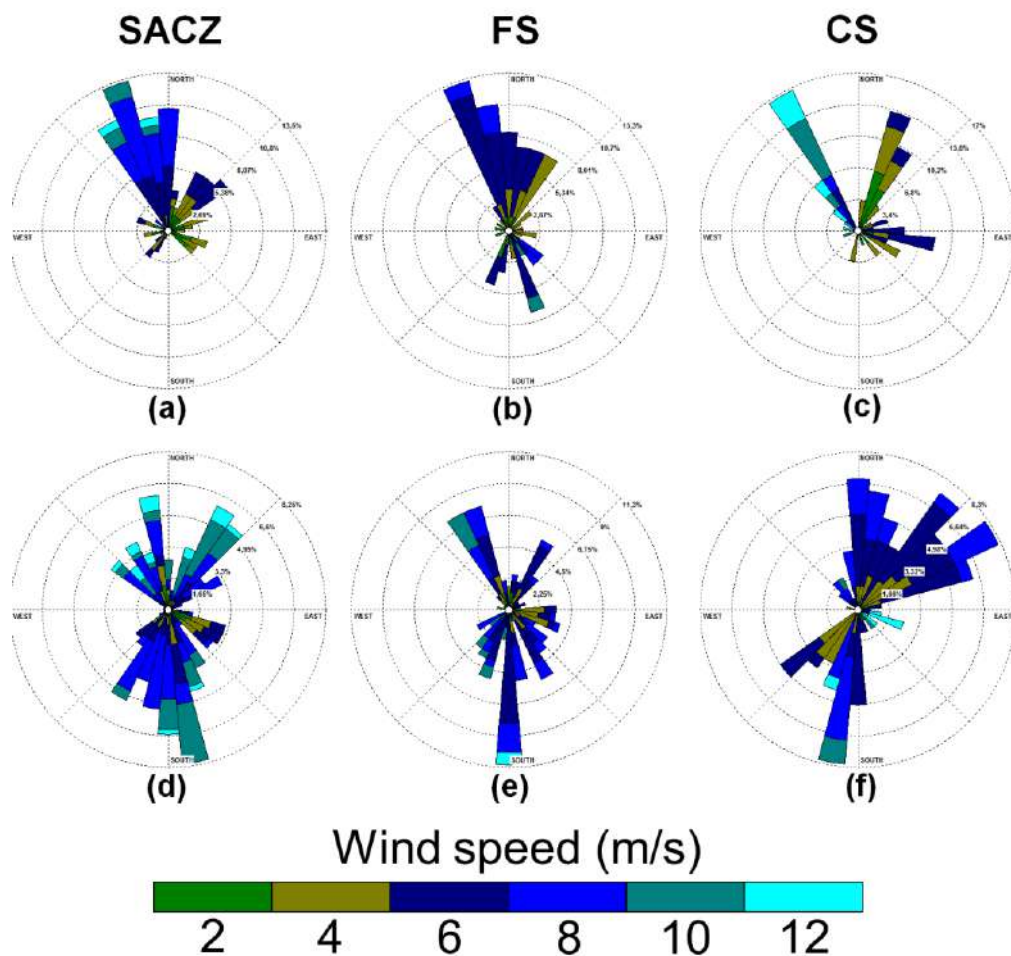


Figura 7.6 – Rosa dos ventos antes e depois da precipitação para os eventos de ZCAS (a, d), SF (b, e) e TC (c, f) obtidos através da reanálise ERA 5.

7.3 Análise de agrupamento

Uma análise de agrupamento para os eventos ZCAS, SF e TC relacionados às chuvas na estação Cel Veiga foi realizada a fim de identificar as variáveis mais significativas associados às ocorrências de chuvas. A Figura 7.7a mostra que a evolução temporal das variáveis termodinâmicas (CAPE, DEW2M, LIFTED, TEMP2M e DEP2M), divergência de velocidade em 250 hPa (DIV) e velocidade em 850 hPa (CONV) apresentou maior similaridade com a ocorrência e evolução temporal da precipitação observada nos eventos de TC, seguida pela disponibilidade de umidade e os padrões de circulação do vento atmosférico e de grande escala. Esse resultado sugere que, para os eventos de TC, a principal componente para a formação de precipitação vem do aquecimento diurno com um gatilho dinâmico de convergência e divergência dos ventos, como pôde ser visto pelos campos sinóticos médios (Figuras 7.2; 7.3c, f, i, l e 7.5 b-l) e pela evolução temporal dessas variáveis (Figura 7.5 p-q).

A Figura 7.7b mostra que a evolução temporal da divergência em 250 hPa (DIV), água precipitável (PW) e cisalhamento do vento (WS) apresentou a maior similaridade para evolução temporal da precipitação nos eventos SF, seguida pela direção do vento a 850hPa e 500hPa (WD850 e WD 500), disponibilidade de umidade nos níveis baixos e médios da atmosfera (MST850 e MST500), movimento vertical ascendente (OM), *total storm* (TS) e convergência em 850 hPa (CONV). As variáveis termodinâmicas apresentaram a menor semelhança em relação à evolução temporal da precipitação sugerindo que, para esses eventos, a componente dinâmica apresenta uma maior eficiência para a formação de precipitação para os eventos SF.

A Figura 7.7c mostra que a evolução temporal da disponibilidade de umidade em 500 hPa (MST500), divergência de velocidade em 250 hPa (DIV), água precipitável (PW) e disponibilidade de umidade em 850 hPa (MST850) apresentaram a maior similaridade para a evolução temporal da precipitação observada em eventos ZCAS, seguida pela direção do vento a 850 hPa e 500 hPa (WD850 e WD500), convergência de velocidade em 850 hPa (CONV), temperatura do ar e depressão a 2 metros (TEMP2M e DEP2M). Ao contrário dos eventos TC e SF, verifica-se uma grande influência da disponibilidade de umidade na atmosfera e das componentes dinâmicas para a eficiência de precipitação nos eventos da ZCAS. Entretanto, as variáveis associadas ao aquecimento da superfície diurno também caracterizaram uma influência

sobre o regime de precipitação associado a esses sistemas. Esse fato sugere que o transporte contínuo de umidade e calor da região associada ao aquecimento local podem atuar concomitantemente para desenvolver os sistemas convectivos em eventos de ZCAS.

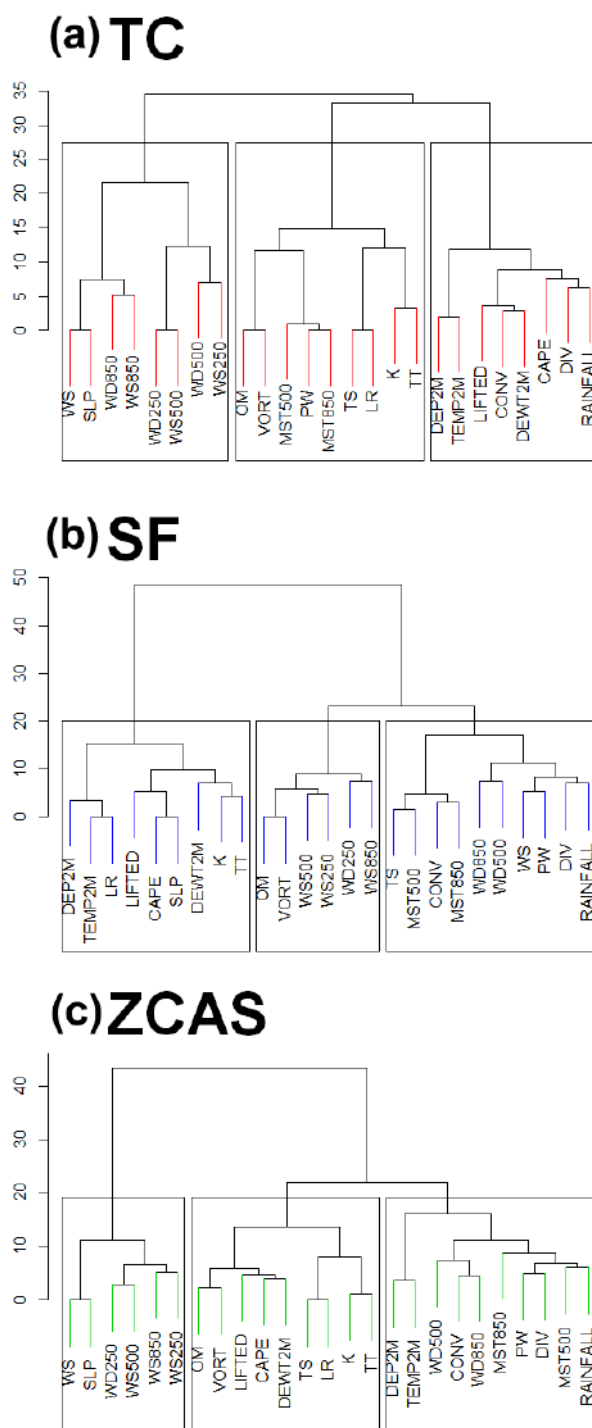


Figura 7.7 – Análise de agrupamento entre os indicadores analisados, obtidos através da reanálise ERA 5, e a chuva observada na estação Coronel Veiga durante os eventos

de TC (a), SF (b) and ZCAS (c) associados aos transbordamentos do rio Quitandinha entre 2013 e 2014.

7.4 Análise intercomparativa

Uma análise intercomparativa dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos também é mostrada para três eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocasionados por cada um dos sistemas meteorológicos analisados, a fim de investigar a variabilidade individual entre esses eventos, o que representa um desafio diário para os previsores operacionais. Para essa análise, foram escolhidos os casos que apresentaram a maior taxa horária de precipitação no seu início para cada uma das categorias. Os dias selecionados foram 26 de novembro de 2013 (38,75 mm), 23 de abril de 2014 (32,25 mm) e 28 de março de 2014 (52,75 mm) para os eventos ZCAS, SF e TC, respectivamente. Os três (3) acumulados de chuva horários aconteceram entre 15:00 e 16:00 horário local.

A Figura 7.8 mostra os campos combinados de CONV e DIV (a, b, c), TEMP2M e CAPE (d, e, g), K e TT (h, i, j) e MST500 e PW (k, l, m) para os eventos de ZCAS, SF e TC, respectivamente. Um acoplamento vertical entre CONV e DIV é caracterizado para as três categorias (Figura 7.8 a, bec), criando um gatilho dinâmico favorável para a formação da precipitação sobre o estado do Rio de Janeiro (Silva *et al.*, 2017). Para o evento de ZCAS, é possível verificar uma orientação NW-SE desses indicadores. Para os eventos de SF, verifica-se uma maior distribuição espacial desses indicadores, enquanto que, para os eventos de TC, esses tendem a ser mais concentrados. Vale ressaltar a presença de valores mais significativos de DIV para o evento SF, caracterizando a alta similaridade dessa variável para a formação de chuva nessa categoria (Figura 7.7b). Uma distribuição similar de T2M, CAPE, K e TT é observada para os eventos de ZCAS e SF. Entretanto, valores mais elevados de ambas as variáveis são observadas para os eventos de TC na região localizada a leste de Petrópolis, corroborando os resultados encontrados nos campos médios (Figuras 7.2 e 7.3) e mostrando a importância do gatilho termodinâmico para a formação de chuva (Figura 7.7a) associado a esse fenômeno meteorológico. Valores mais significativos de MST500 e PW são observados para eventos de ZCAS em relação a eventos de SF e TC, indicando a grande disponibilidade de umidade como um suporte para a formação de precipitação e eficiência nesse tipo de sistema (Figura 7.7c).

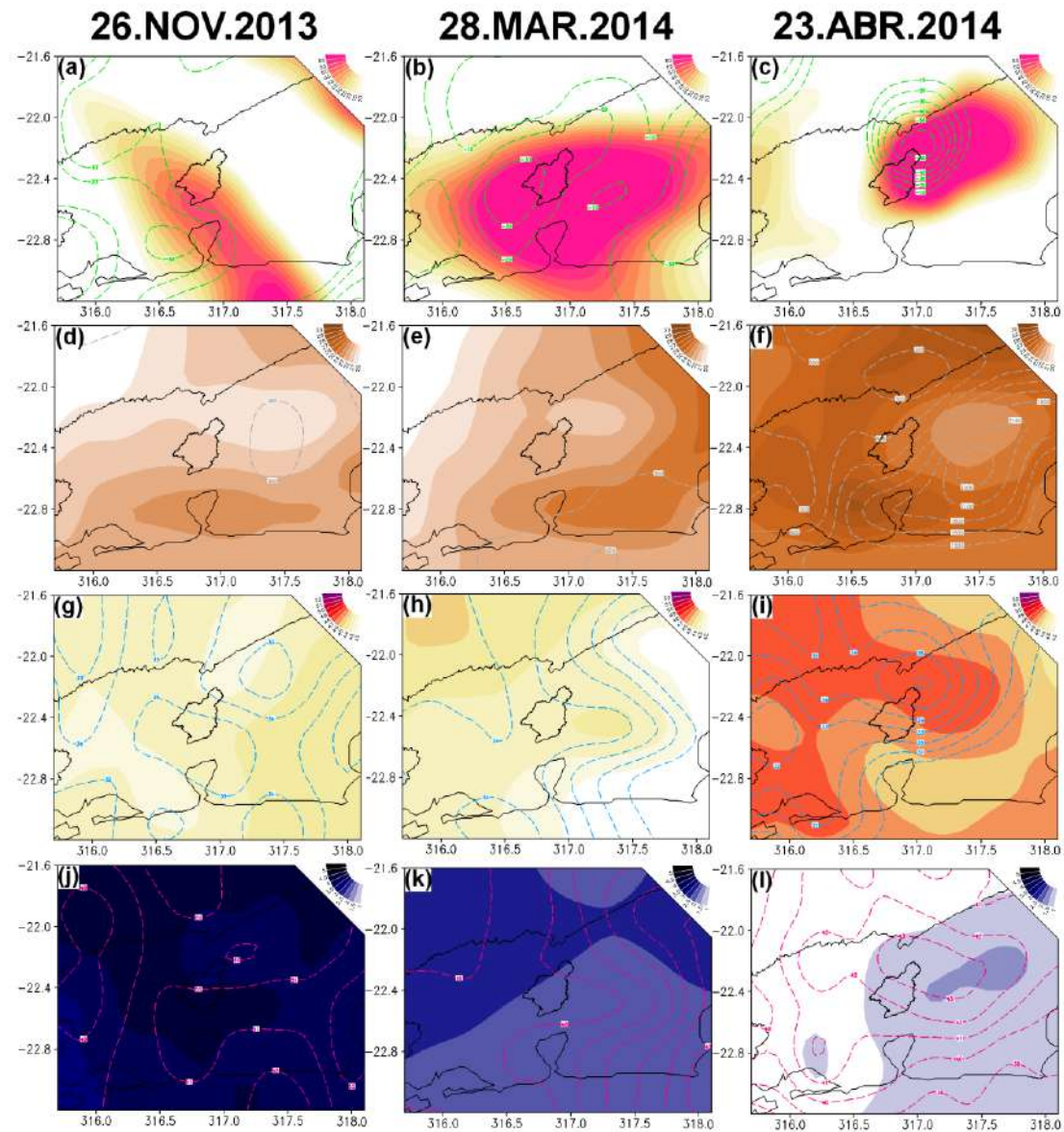


Figura 7.8 – DIV (sombreado) e CONV (linha tracejada em verde) [a, b, c], TEMP2M (sombreado) e CAPE (linha tracejada em cinza) [d, e, f], K (sombreado) e TT (linha tracejada em azul) [g, h, i], MST500 (sombreado) e PW (linha tracejada em rosa) [j, k, l] calculados através da reanálise ERA 5 para três eventos de transbordamento do rio Quitandinha.

7.5 Distribuição de frequência

A Figura 7.9 mostra a distribuição de frequência de cada um dos indicadores analisados para cada sistema meteorológico dentro da área destacada em vermelho (Figura 5.4). A linha verde representa a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), os sistemas frontais (SF) são representados pela linha em azul e as tempestades convectivas (TC) em vermelho. Na maioria das variáveis, é possível verificar um comportamento semelhante para os três sistemas meteorológicos.

A partir da Figura 7.9a, verifica-se uma maior frequência de valores mais altos de TEMP2M para os eventos de TC em relação aos demais sistemas, caracterizando uma maior disponibilidade de energia, oriunda do aquecimento diurno, para esse tipo de fenômeno atmosférico (Tang *et al.*, 2016; Rossow *et al.*, 2016). Pela lei da conservação de massa, este mecanismo de aquecimento promove uma diminuição na densidade de massas de ar e quedas de pressão (Figura 7.9m) próximas à superfície e promove sua ascensão em direção à alta atmosfera devido à ação da força de empuxo (Holton, 2002). Assim, essa porção de ar sobe adiabaticamente na atmosfera até atingir o ponto de saturação, onde, a partir dessa etapa, libera a quantidade de energia recebida pela liquefação do vapor de água em direção aos níveis mais altos da atmosfera (Figura 7.9i) favorecendo termodinamicamente o desenvolvimento convectivo. Simultaneamente, valores mais expressivos da CAPE (Figura 7.9d) e LI (Figura 7.9e), associados ao deslocamento dessas parcelas de ar, também são observados para esse tipo de fenômeno meteorológico (Schultz *et al.*, 2000; Doswell 2001; Silva *et al.*, 2017). A distribuição de TC corrobora a atuação da energia potencial como um fator de desenvolvimento de precipitação nesses sistemas. Valores mais baixos para CAPE e LI são observados para os eventos de ZCAS e SF como encontrados em Silva *et al.* (2018).

Uma maior presença de umidade é verificada para os eventos de ZCAS com uma maior frequência de valores menores (no entorno de 0 °C) próximo à superfície - DEP2M (Figura 7.9c) e nos níveis de 850 hPa - MST850 (Figura 7.9j) e 500 hPa - MST500 (Figura 7.9k). Tais frequências mostram a presença do suporte contínuo de umidade da Amazônia em direção ao estado do Rio de Janeiro. Consequentemente, valores mais altos de água precipitável - PW (Figura 7.9l) e energia associada à mudança de fase da água (Figura 7.9h) são observados para os eventos de ZCAS (Rao *et al.*, 1996). Os índices K (Figura 7.9f) e TT (Figura 7.9g) apresentaram valores mais expressivos

(acima de 30°C e acima de 40°C, respectivamente) para os três sistemas. Embora padrões semelhantes dessas distribuições sejam observados para os três tipos de sistemas, frequências mais altas de valores intermediários são observadas para os eventos de ZCAS em comparação aos eventos de SF e TC, o que caracteriza a importância da disponibilidade de umidade nos baixos (MST850) e médios (MST500) níveis da atmosfera para formação da precipitação nos eventos de ZCAS. As análises intercomparativas entre os altos valores da distribuição de K e TT e os baixos valores da distribuição da CAPE, LR e LI corroboram o padrão de nebulosidade associado à ZCAS, isto é, uma ampla faixa de nebulosidade estratiforme onde podem se desenvolver tempestades convectivas de curta duração (Williams *et al.*, 1992; Rickenbach *et al.*, 2002).

As variáveis OM (Figura 7.9n), CONV (Figura 7.9p), DIV (Figura 7.9q) e WS (Figura 7.9r), associadas à circulação dinâmica na atmosfera, apresentaram frequências semelhantes para os três sistemas analisados (Kodama, 1993). No entanto, uma distribuição mais similar é verificada para os eventos de ZCAS e SF, o que corrobora o padrão dinâmico similar entre esses dois fenômenos meteorológicos (Silva *et al.*, 2018). No entanto, valores mais expressivos são observados para os SF em relação aos eventos de ZCAS e TC, que caracterizam a presença da componente dinâmica para o desenvolvimento da precipitação associada aos eventos de SF (Silva *et al.*, 2018), como pôde ser observada na análise de agrupamento (Figura 7.7). Observa-se uma frequência maior de valores de WS abaixo de 10 s^{-1} , critério de cisalhamento do vento fraco estabelecido por Markowski e Richardson (2010), para os eventos SF e ZCAS, caracterizando uma condição favorável para a eficiência de precipitação nesses eventos em relação aos eventos de TC, cuja precipitação apresenta caráter intermitente com intensidades fracas, ocasionalmente moderadas. Esse comportamento não é observado para os eventos de TC, caracterizados por chuvas de curta duração e com intensidades que variam entre moderada e forte (Chen *et al.*, 2006; Baba, 2016).

Apesar das variações nas distribuições de frequência observadas entre os indicadores para as três categorias analisadas (ZCAS, SF e TC), verificaram-se maiores gradientes na escala temporal dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos (Figura 7.5). Tal característica mostra a variabilidade da atmosfera conducente à formação de nuvens e chuvas entre os eventos de ZCAS, SF e TC.

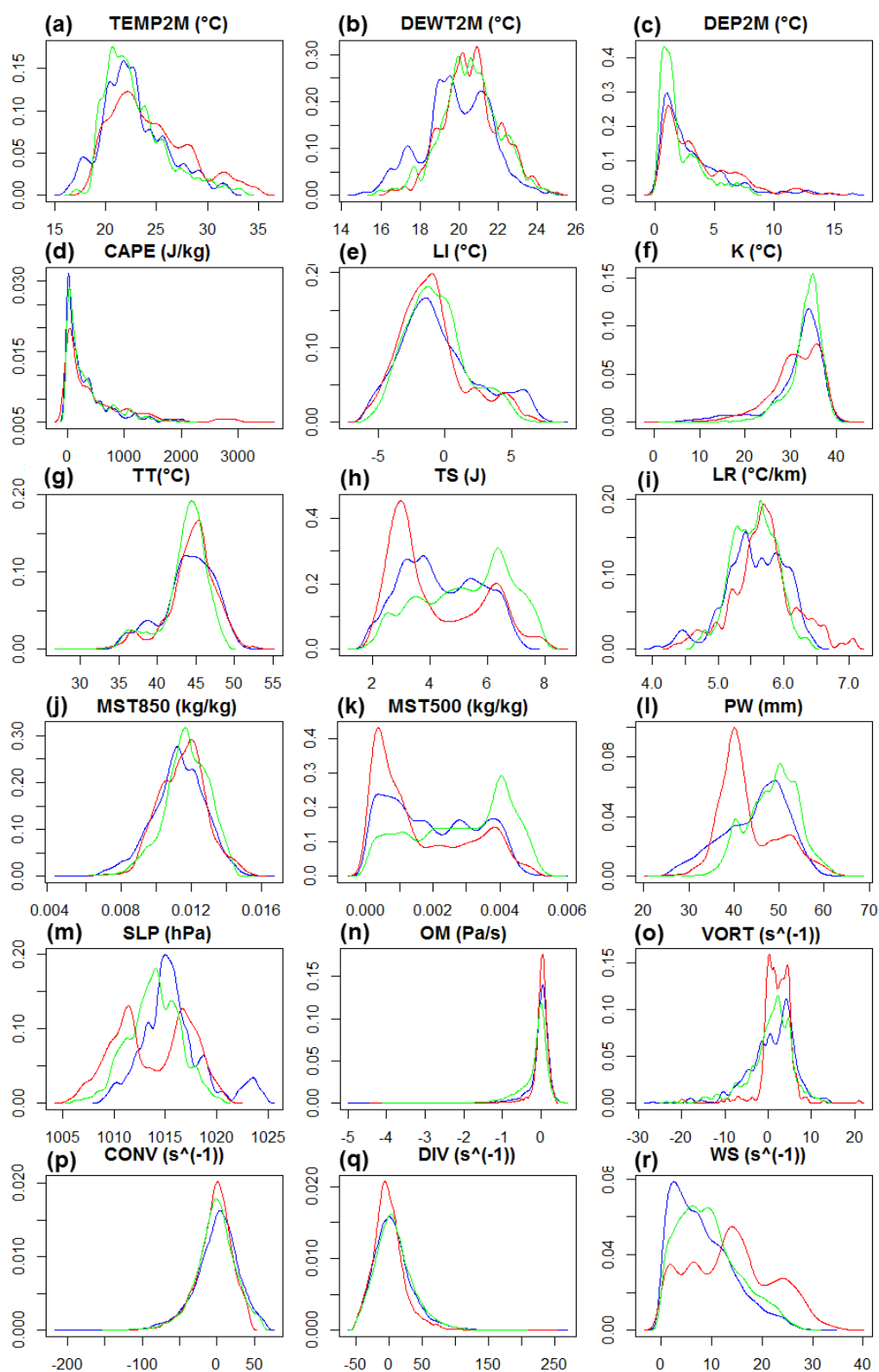


Figura 7.9 - Distribuições de frequência dos indicadores analisados para a área estudada. A linha verde representa os eventos de ZCAS, enquanto a linha azul está associada aos SF e a linha vermelha está relacionada às TC obtidos através da reanálise ERA 5.

7.6 Limiares

O estabelecimento de novos limiares pode caracterizar e explicar regionalmente as principais características das condições atmosféricas que favorecem a formação de chuvas locais (Gottlieb e Wisocky, 2009; Tajbakhsh *et al.*, 2012). No entanto, antes de apresentar os resultados, similar ao observado anteriormente, ressalta-se que os novos valores podem apresentar alguma tendência implícita relacionada ao curto período de tempo (inundações no rio Quitandinha entre os anos de 2013 e 2014) utilizado para a análise. A Tabela 7.1 permite avaliar as medidas de dispersão e posição calculadas para cada variável associada aos eventos de precipitação (Tabela 6.4). É possível verificar, por exemplo, que as variáveis MST850 e MST500 possuem um menor desvio padrão (SQRT) e maior homogeneidade de dados. Por outro lado, as variáveis CAPE, DIV e CONV apresentam maior desvio-padrão e menor homogeneidade. Utilizando o procedimento proposto, foram destacados, em azul, os limiares que serão utilizados para a primeira análise de eficiência (Q1 e Q3) e, em laranja (P.05 e P.95), os valores que serão utilizados na segunda fase de avaliação, como proposto na metodologia.

Baseado na amostra obtida (Tabela 7.1), serão considerados os valores da CAPE acima de 539,8 J.kg⁻¹ (1384 J.kg⁻¹), DEWT2M acima de 21,4°C (22,9°C), DIV acima de 20,7 s⁻¹ (59,2 s⁻¹), K acima de 35,5°C (37,9°C), LR acima de 5,9 (6,2°C/km), MST500 acima de 0,004 kg/kg (0,005 kg/kg), MST850 acima de 0,013 kg/kg (0,014 kg/kg), TEMP2M acima de 25°C (29,9°C), TS acima de 6,2 J(7,3 J), TT acima de 45,9°C (48,3°C), PW acima de 51,8 mm (56,8 mm), WDIR250 acima de 286° (310°), WDIR 500 acima de 303,6° (339,8°) WDIR 850° acima de 307,6° (339,8°), WSP 250 acima de 26,6 m/s (36,7 m/s), WSP 500 acima de 11,1 m/s (16,2 m/s), WSP 850 acima de 6,7 m/s (10,3 m/s), CONV abaixo de -16,5 s⁻¹ (-50 s⁻¹), DEP2M abaixo de 1,0 °C (0,4 °C), LI abaixo de -2,4 °C (-4,3 °C), OMEGA abaixo de -0,2 hPa/s (-0,8 hPa/s), SLP abaixo de 1012,3 hPa (1009,6 hPa), VORT abaixo de -1,0 s⁻¹ (-8,1 s⁻¹) e WS abaixo 4,7 s⁻¹ (1,0 s⁻¹) como valores indicativos para a formação das chuvas na primeira (segunda) fase de avaliação em Petrópolis.

Tabela 7.1 - Medidas de posição e dispersão para os indicadores analisados

VAR	AVE	MED	SQRT	MAX	MIN	Q1	Q3	P.05	P.95
CAPE	388,6	208,4	481,9	3419,4	0,0	51,8	539,8	1,8	1384,0
DEWT2M	20,4	20,4	1,6	25,0	15,0	19,4	21,4	17,5	22,9
DIV	6,5	2,9	29,3	260,0	-51,0	-12,6	20,7	-34,5	59,2
K	32,1	33,5	5,3	43,9	0,1	30,3	35,5	21,5	37,9
LR	5,6	5,6	0,4	7,1	4,1	5,3	5,9	4,9	6,2
MST500	0,002	0,002	0,001	0,006	0,000	0,001	0,004	0,000	0,005
MST850	0,012	0,012	0,001	0,016	0,005	0,011	0,013	0,009	0,014
TEMP2M	23,2	22,5	3,4	35,0	16,2	20,8	25,0	19,2	29,9
TS	4,8	4,8	1,6	8,1	1,7	3,3	6,2	2,4	7,3
TT	43,9	44,3	3,2	54,1	27,4	42,5	45,9	37,1	48,3
PW	46,9	47,5	6,6	67,1	22,7	41,7	51,8	36,0	56,8
WDIR250	255,3	263,1	5,2	359,1	0,0	237,8	286,0	162,1	310,0
WDIR500	261,4	275,8	2,3	360,0	0,0	246,0	303,6	63,0	339,8
WDIR850	186,1	186,7	16,5	360,0	0,0	72,3	307,6	13,6	348,5
WSP250	20,8	20,2	9,0	56,0	0,9	13,9	26,6	7,8	36,7
WSP500	8,3	7,7	4,2	22,5	0,0	5,1	11,1	2,2	16,2
WSP850	5,1	4,8	2,8	18,8	0,0	2,9	6,7	1,1	10,3
CONV	-1,9	-0,1	27,3	66,5	-208,5	-16,5	15,2	-50,0	39,8
DEP2M	2,8	1,8	2,6	16,6	0,0	1,0	3,7	0,4	7,7
LI	-0,7	-1,0	2,6	8,1	-6,4	-2,4	0,7	-4,3	4,4
OMEGA	-0,1	0,0	0,4	0,6	-4,9	-0,2	0,1	-0,8	0,2
SLP	1014,4	1014,4	3,1	1024,7	1005,8	1012,3	1016,3	1009,6	1019,1
VORT	0,9	1,7	5,0	21,0	-26,7	-1,0	4,1	-8,1	7,4
WS	10,2	9,1	6,9	36,8	0,0	4,7	14,5	1,0	23,7

Alguns desses indicadores apresentam valores de corte pré-estabelecidos como indicativos de condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de eventos extremos (Nascimento, 2005; Hallak e Filho, 2012). Por exemplo, de acordo com critérios estabelecidos, valores da CAPE acima de 2500 J.kg^{-1} são considerados como indicativos da formação de tempestades mais significativas. No entanto, por meio da Tabela 7.1, utilizando o percentil P.95 (limiar mais significativo), pode-se verificar que o valor CAPE encontrado foi de aproximadamente 1384 J.kg^{-1} . O resultado caracteriza que valores mais baixos da CAPE já são favoráveis para o desenvolvimento de chuvas na cidade de Petrópolis. Outros índices como K e TT também caracterizam valores mais baixos ($37,9^\circ\text{C}$ e $48,3^\circ\text{C}$, respectivamente) para P.95 em comparação aos valores propostos por George (1960) e Miller (1972), isto é, 30°C e 40°C , respectivamente. No entanto, a diferença entre os novos limiares estabelecidos para essas variáveis em

comparação aos valores propostos na literatura foi menor em comparação a CAPE, por exemplo.

Como descrito na metodologia, os eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos em 2016 foram identificados para avaliar qualitativamente a aplicabilidade desses novos limiares para cada um dos indicadores. Após a identificação dos eventos de transbordamento, foi realizada uma nova consulta ao banco de dados do CPTEC/INPE e DHN para a categorização dos sistemas meteorológicos associados. Ainda utilizando tais bancos de dados, foram identificados os mesmos sistemas meteorológicos que favoreceram a ocorrência de chuvas e transbordamentos do rio Quitandinha em 2016, que, entretanto, não favoreceram a ocorrência de chuvas para uma avaliação quantitativa (eficiência) dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos. Os dias selecionados para análise podem ser encontrados na Tabela 7.2. Ressalta-se que foram selecionados os mesmos sistemas meteorológicos com datas próximas aos eventos de transbordamento ocorridos.

Tabela 7.2 – Sistemas meteorológicos que favoreceram a ocorrência e não ocorrência de chuvas e transbordamento do rio Quitandinha no decorrer de 2016

Eventos de chuvas e transbordamento do rio Quitandinha	Sistemas meteorológicos	Eventos sem ocorrência de chuva no rio Quitandinha	Sistemas meteorológicos
02. Jan. 2016	SF	03. Jan. 2016	SF
15. Jan. 2016	ZCAS	17. Jan. 2016	ZCAS
27. Jan. 2016	SF	29. Jan. 2016	SF
11. Fev. 2016	TC	13. Fev. 2016	ZCAS
16. Fev. 2016	TC	14. Fev. 2016	TC
20. Fev. 2016	TC	22. Fev. 2016	TC
28. Fev. 2016	SF	27. Fev. 2016	TC
29. Fev. 2016	ZCAS	02. Mar. 2016	SF
15. Mar. 2016	SF	03. Mar. 2016	SF
15. Nov. 2016	SF	17. Mar. 2016	SF
18. Nov. 2016	SF	17. Nov. 2016	SF
08. Dez. 2016	TC	19. Nov. 2016	SF
11. Dez. 2016	SF	09. Dez. 2016	TC
12. Dez. 2016	SF	13. Dez. 2016	SF
14. Dez. 2016	SF	15. Dez. 2016	SF

As Figuras 7.10 e 7.11 mostram o resultado do número de variáveis que superaram (ou atingiram valores menores) os Q3 (Q1) e P.95 (P.05) no início da

precipitação para os quinze eventos de chuva associados à inundação do rio Quitandinha no ano de 2016. A partir da Figura 7.10, verifica-se que, utilizando os limiares dos quartis (Q1 e Q3), um expressivo número de indicadores caracterizou as condições atmosféricas favoráveis à formação de chuvas sobre a cidade de Petrópolis e regiões vizinhas. Usando os limites de percentis (P.05 e P.95), verifica-se uma diminuição no número de indicadores que sinalizaram um ambiente atmosférico favorável à formação de precipitação no início da precipitação (Figura 7.11). Tal comportamento caracteriza o grau de criticidade associado ao aumento do valor de corte considerando como limiares os percentis ao invés dos quartis.

Dentre os vinte e quatro indicadores analisados, é possível verificar que, para o primeiro valor de corte (Q1 e Q3), em média, dezessete variáveis caracterizaram condições atmosféricas favoráveis a formação da chuva sobre a cidade de Petrópolis e estado do Rio de Janeiro. Essa característica sugere a presença concomitante dos componentes dinâmicos e termodinâmicos para os três tipos de sistemas meteorológicos que atuam na região e para a formação e desenvolvimento da chuva sobre a cidade, concordando com os resultados obtidos em Silva *et al.*, (2018). Para o segundo valor de corte (P.05 e P.95), verifica-se que, em média, oito indicadores caracterizaram condições atmosféricas para a formação de chuva sobre a região. No entanto, nas rotinas operacionais de previsão e emissão de avisos, é necessário investigar informações que possam ser usadas com maior precisão, especialmente no caso de eventos extremos. Nesse contexto, é necessário utilizar índices estatísticos que possam caracterizar quantitativamente quais desses indicadores apresentam maior confiabilidade e menores alarmes falsos (Nascimento, 2005; Marinaki *et al.*, 2006; Gottlieb e Wisocky, 2009; Tajbakhsh *et al.*, 2012).

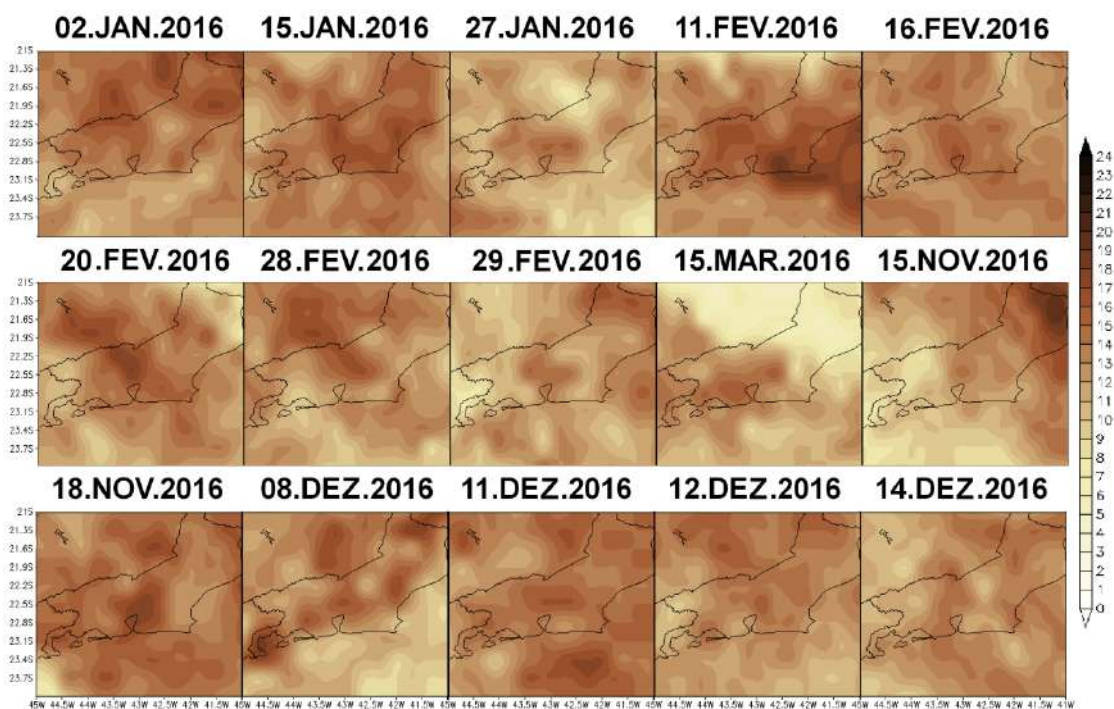


Figura 7.10 - Número de variáveis que estiveram acima (abaixo) do Q3 (Q1) para os 15 eventos de chuva associados aos transbordamentos do rio Quitandinha em 2016.

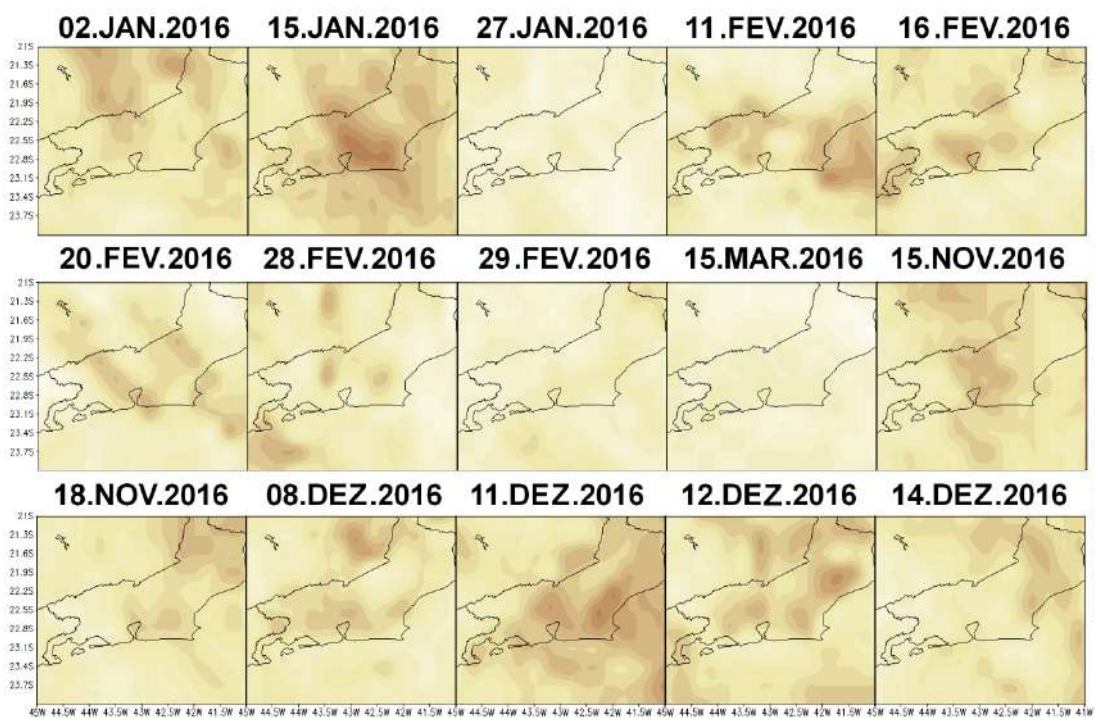


Figura 7.11 - Número de variáveis que estiveram acima (abaixo) do P.95 (P.05) para os 15 eventos de chuva associados aos transbordamentos do rio Quitandinha em 2016.

7.7 Eficiência e desempenho

Utilizando a metodologia descrita em Wilks (1995), procurou-se ainda quantificar a eficiência de cada uma das variáveis analisadas calculando a probabilidade de detecção (POD) e a razão de alarme falso (RAF) para a primeira fase (Q1 e Q3) e segunda fase (P.05 e P.95). Através da Tabela 7.3, verifica-se que todas as variáveis apresentaram altas taxas de POD para a primeira fase de avaliação. Entre todas as variáveis, a pressão ao nível médio do mar (SLP) apresentou a menor taxa de detecção (0,60) e CONV, DEP2M, DIV, OMEGA, TEMP2M e DEWT2M apresentaram as maiores taxas (1,0), indicando que essas seis (6) variáveis apresentaram valores acima (abaixo) dos limiares Q1 (Q3) em todos os eventos de precipitação associados ao transbordamento do rio Quitandinha no decorrer de 2016. No entanto, também foram verificadas taxas significativas de RAF para todas as variáveis analisadas. Esse comportamento indica que, utilizando os limiares Q1 e Q3, todas as variáveis tenderam também a sinalizar condições atmosféricas favoráveis à formação de chuva quando não foram efetivamente observadas. As variáveis CAPE e SLP foram as que apresentaram os menores valores (0,36). As variáveis associadas à velocidade e à direção do vento em 850 hPa, 500 hPa e 250 hPa apresentaram os maiores valores (acima de 0,50).

Para a segunda fase de avaliação, observou-se uma diminuição no índice POD para todas as variáveis. Como agora foram reexaminados os novos limiares, verifica-se que o SLP apresentou a menor taxa de detecção (0,33) em comparação com outras variáveis. O DEP2M e o DIV apresentaram as maiores taxas (0,87), indicando que essas duas variáveis apresentaram valores significativos acima (abaixo) dos limiares P.05 (P.95) em quase todos os eventos de precipitação. Utilizando os limiares percentuais (Tabela 7.3), observa-se uma diminuição nas taxas de RAF na maioria das variáveis analisadas, sugerindo que as condições atmosféricas favoráveis à formação de chuvas associadas aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha tendem a apresentar valores abaixo (ou acima) dos limiares propostos nesta segunda fase de avaliação sobre a cidade de Petrópolis. Entre todas as variáveis analisadas, verifica-se que a CAPE apresentou a menor taxa de RAF (0,10), enquanto que as variáveis associadas à velocidade e à direção do vento em 500 hPa e 250 hPa continuaram a mostrar taxas significativas de RAF (acima de 0,50).

Tabela 7.3 – Probabilidade de detecção (POD), razão de alarme falso (RAF) e distância euclidiana (D)

Variáveis	Q1 e Q3 limiares						P.05 e P.95 limiares					
	a	b	c	POD	RAF	D	a	B	c	POD	RAF	D
CAPE	14	8	1	0,93	0,36	0,54	9	1	6	0,60	0,10	0,41
CONV	15	13	0	1,00	0,46	0,87	11	4	4	0,73	0,27	0,38
DEP2M	15	15	0	1,00	0,50	1,00	13	7	2	0,87	0,35	0,37
DIV	15	9	0	1,00	0,38	0,87	13	3	2	0,87	0,19	0,23
K	13	8	2	0,87	0,38	0,60	10	5	5	0,67	0,33	0,47
LI	13	8	2	0,87	0,38	0,55	8	3	7	0,53	0,27	0,54
LR	11	10	4	0,73	0,48	0,55	8	3	7	0,53	0,27	0,54
MST500	13	9	2	0,87	0,41	0,72	10	4	5	0,67	0,29	0,44
MST850	13	12	2	0,87	0,48	0,63	8	3	7	0,53	0,27	0,54
OMEGA	15	10	0	1,00	0,40	0,81	10	2	5	0,67	0,17	0,37
PW	11	8	4	0,73	0,42	0,67	11	2	4	0,73	0,15	0,31
SLP	9	5	6	0,60	0,36	0,60	5	1	10	0,33	0,17	0,59
TEMP2M	15	12	0	1,00	0,44	0,52	10	5	5	0,67	0,33	0,44
DEWT2M	15	13	0	1,00	0,46	0,80	10	3	5	0,67	0,23	0,41
TS	11	8	4	0,73	0,42	0,60	8	3	7	0,53	0,27	0,54
TT	11	8	4	0,73	0,42	0,60	8	3	7	0,53	0,27	0,54
VORT	12	7	3	0,80	0,37	0,61	10	4	5	0,67	0,29	0,44
WDIR250	12	12	3	0,80	0,50	0,76	11	12	4	0,73	0,52	0,59
WDIR500	11	12	4	0,73	0,52	0,78	10	11	5	0,67	0,52	0,62
WDIR850	13	12	2	0,87	0,48	0,81	12	9	3	0,80	0,43	0,47
WS	12	11	3	0,80	0,48	0,76	11	3	4	0,73	0,21	0,34
WSP250	12	12	3	0,80	0,50	0,76	11	12	4	0,73	0,52	0,59
WSP500	11	10	4	0,73	0,48	0,66	10	10	5	0,67	0,50	0,60
WSP850	11	10	4	0,73	0,48	0,66	10	10	5	0,67	0,50	0,60

A Figura 7.12 mostra o diagrama ROC que sintetiza o comportamento dos indicadores estatísticos (POD e RAF) analisados. Nessa figura, observa-se que todos os indicadores estão acima da linha diagonal, considerada como condição mínima

apropriada a um bom indicador para a primeira fase de avaliação (Figura 7.12 à esquerda). Nessa fase, a maioria dos indicadores está próximo ao canto superior direito do diagrama ROC, caracterizando taxas elevadas de POD, mas concomitantemente altas taxas de RAF, como foram observadas na Tabela 7.3. No entanto, para a segunda fase de avaliação (Figura 7.12 à direita), observa-se uma mudança para o canto superior esquerdo de todas as variáveis analisadas. A proximidade com esse vértice caracteriza maiores taxas de POD e menores taxas de RAF.

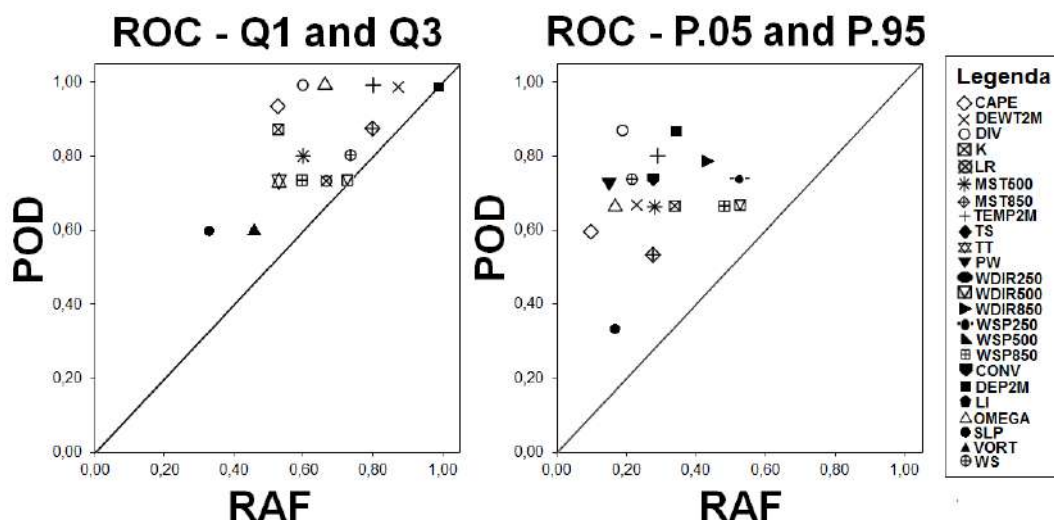


Figura 7.12 - Diagrama ROC para os limiares Q1-Q3 (esquerda) e P.05-P.95 (direita) obtidos através da reanálise ERA 5 para os eventos de transbordamento do rio Quitandinha entre 2013 e 2014.

Para priorizar o desempenho de cada variável, calculou-se a distância euclidiana (D) para o canto superior esquerdo para cada variável no diagrama ROC (Tabela 7.3). Observa-se que a distância D apresentou os menores valores para a segunda fase de avaliação (limiares de P.05 e P.95) em relação à primeira fase de avaliação (Q1 e Q3). O resultado sugere uma maior eficiência dos indicadores selecionados em identificar condições atmosféricas favoráveis para a formação de precipitação sobre Petrópolis, utilizando, como valores de corte, os limiares obtidos utilizando os percentis P.05 e P.95. Entre todos os indicadores, para os três tipos de sistema meteorológicos analisados, os que apresentaram menor distância D, e consequentemente maior eficiência, foram: DIV (0,23), PW (0,31), WS (0,34), OMEGA (0,37), DEP2M (0,37), CONV (0,38), CAPE (0,41), TEWD2M (0,41), TEMP2M (0,44), VORT (0,44), K (0,47) e WDIR 850 (0,47). Os resultados mostram que as componentes dinâmicas tendem a apresentar valores mais significativos durante a ocorrência de chuvas em

relação aos mesmos sistemas meteorológicos que não favoreceram a ocorrência de chuvas na cidade de Petrópolis no período analisado em relação às variáveis termodinâmicas.

CAPÍTULO 8 – PADRÕES LOCAIS

Na ocorrência da previsão de chuva para o estado do Rio de Janeiro, o grupo de pesquisa do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) da COPPE/UFRJ procurou lançar as radiossondas no período da tarde com ênfase na caracterização das condições atmosféricas conducentes à formação da precipitação, principalmente durante a estação quente e chuvosa, compreendendo os meses de outubro a março, sobre o estado do Rio de Janeiro. Os experimentos com as radiossondas ocorreram entre novembro de 2016 e março de 2018. Seguindo o objetivo estabelecido, foi realizado um total de trinta dias de experimento com radiossondagens fora do horário padrão (00 UTC e 12 UTC).

Após os experimentos realizados, a caracterização dos sistemas meteorológicos foi desenvolvida e consolidada utilizando as informações fornecidas pelo CPTEC/INPE (<http://www.inpe.br/>) e pelo DHN (<https://www.marinha.mil.br/dhn/>). Os dias categorizados podem ser observados na Tabela 8.1. Através desse levantamento, é possível verificar que a ocorrência de tempestades convectivas (TC) favoreceu 80% dos eventos, 13% estiveram relacionadas aos Sistemas Frontais (SF) e 7% à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Ressalta-se que o termo tempestades convectivas foi escolhido para classificar os dias com ausência de SF e ZCAS. Assim, as nuvens formadas durante esses dias foram caracterizadas por condições locais como instabilidade diurna, topografia, convergência e divergência dos ventos, sistemas locais de baixa pressão e efeitos de brisa marítima/terrestre.

Tabela 8.1 – Experimentos de radiossondagem e condições atmosféricas predominantes

Experimentos de radiossondagem	Condições atmosféricas
17/11/2016, 12/12/2016, 02/01/2017, 03/01/2017, 06/01/2017, 12/01/2017, 13/02/2017, 06/03/2017, 13/03/2017, 24/03/2017, 11/01/2018, 12/01/2018, 13/01/2018, 15/01/2018, 16/01/2018, 17/01/2018, 22/01/2018, 23/01/2018, 25/01/2018, 01/03/2018, 02/03/2018, 03/03/2018, 08/03/2018, 15/03/2018	TC
18/11/2016, 29/11/2016, 03/01/2018, 16/03/2018	SF
19/01/2017, 22/02/2018	ZCAS

8.1 Método da temperatura máxima

Em consonância com o método da temperatura máxima proposto por Doswell III (2001), foram construídos os diagramas SkewT/LogP e calculados os parâmetros termodinâmicos CAPE, CIN, LFC, LNB, LI e W_{max} mediante o emprego das sondagens da manhã (chamados de CAPE_est, CIN_est, LFC_est, LNB_est, LI_est e W_{max_est}) para todos os dias de experimento com a finalidade de comparar os resultados das variáveis termodinâmicas da atmosfera calculadas pelas sondagens lançadas à tarde (chamados de CAPE_real, CIN_real, LFC_real, LNB_real, LI_real e W_{max_real}) com o método proposto. Para uma análise qualitativa da variabilidade do perfil termodinâmico, foram dispostos graficamente, em um mesmo diagrama, os resultados das sondagens lançadas pela manhã (12 UTC no Galeão) e das sondagens da tarde (lançadas na ilha do Fundão). Os diagramas SkewT / LogP foram construídos usando a biblioteca em python chamada SkewT 1.1.0 Python (<https://pypi.python.org/pypi/SkewT>).

Na construção dos diagramas SkewT/LogP para as sondagens da manhã (tarde), os dados da temperatura do ar são representados por uma linha preta (magenta) e a temperatura do ponto de orvalho por uma linha azul (vermelha). A representação gráfica da CAPE obtida utilizando os dados da radiossondagem observada pela manhã modificada com as condições de superfície no período da tarde (CAPE_est) é representado pela área em cinza. A representação gráfica da CAPE obtida usando os dados das radiossondas lançadas pela tarde (CAPE_real) é caracterizada na cor rosa para o dia classificado como TC, em verde para o dia com atuação da ZCAS e em ciano para o eventos de SF. O CIN é graficamente representado em amarelo para os resultados obtidos com as radiossondas lançadas pela manhã (CIN_est) e em laranja para as radiossondas lançadas a tarde (CIN_real). Utilizando a categorização dos sistemas meteorológicos presentes na Tabela 8.1, foram escolhidos três (3) dias que contemplassem os três (3) fenômenos atmosféricos para análise. Os dias escolhidos foram 03 de janeiro de 2018 (SF), 02 de fevereiro de 2018 (ZCAS) e 02 de março de 2018 (TC) por ter a mesma quantidade de radiossondas lançadas durante a tarde e os mesmos horários de lançamento, ou seja, 12h, 14h, 16h e 18h, horário local, como mostrado na Figura 5.6.

8.1.1 Avaliação intercomparativa

Para os três sistemas analisados (Figura 8.1, 8.2 e 8.3), é possível observar uma pequena taxa de variação (diminuição) da temperatura com altura em toda a atmosfera. Tal comportamento é verificado devido à proximidade da região de estudo com o oceano Atlântico. Em geral, as pesquisas realizadas em regiões litorâneas tendem a exibir menores variações de temperatura em relação às regiões localizadas no interior do continente devido à liberação do calor latente associado à mudança de fase de água na medida em que as parcelas ascendem na atmosfera (Holton *et al.*, 2002).

Para o dia classificado como TC (Figura 8.1), pequenas variações do perfil de temperatura são observadas entre as sondagens da tarde e as sondagens da manhã. Também é possível verificar um pequeno deslocamento da linha vermelha (perfis de temperatura observados à tarde) para a direita, em comparação com a linha preta (perfil de temperaturas observadas durante a manhã) nos diagramas. Esse comportamento mostra que a atmosfera durante a tarde apresentava maiores valores de temperatura, isto é, encontrava-se mais quente em relação ao perfil atmosférico medido pelas sondagens lançadas pela manhã (Balling e Cervený, 2003; Seidel *et al.*, 2005). Assim, verifica-se uma área menor de energia para as sondagens da tarde, ou seja, CAPE_real (rosa), em relação à estimativa realizada com as sondagens da manhã, CAPE_est (cinza), considerando uma parcela de ar subindo na atmosfera com os mesmos valores de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Como consequência, para as quatro radiossondas lançadas no período da tarde, um comportamento similar pode ser verificado com o valor CAPE_est (valor estimado) apresentando valores maiores em comparação ao CAPE_real (valor observado). Para o LFC, verifica-se, também, que, para as sondagens da tarde, os valores são mais altos (cerca de 100 hPa) em comparação com as estimativas obtidas pelas sondagens da manhã. Um comportamento semelhante pode ser verificado para os outros parâmetros termodinâmicos.

Semelhante ao observado nos diagramas para o dia classificado como TC (Figura 8.1), pequenas variações no perfil vertical da atmosfera entre a sondagem lançada pela manhã e a sondagem lançada à tarde são observadas para o dia classificado como SF (Figura 8.2). Uma mudança progressiva da temperatura à tarde (linha vermelha) para a esquerda em comparação à temperatura da manhã (linha preta) também pode ser observada. No entanto, há um maior aquecimento e disponibilidade de

umidade no perfil atmosférico da sondagem lançada às 14 horas em relação à sondagem lançada às 12 horas, e um resfriamento em uma camada atmosférica mais profunda (entre 900 hPa e 300 hPa) nas sondagens subsequentes. Os resultados sugerem que o aumento da temperatura às 14h pode ter sido mantido a partir da camada de inversão de temperatura entre 880 e 800 hPa presente nesse perfil vertical (Doswell e Haugland 2007; White 2009; Nallapareddy *et al.*, 2011). Ao contrário do observado nos diagramas de TC, não foi possível observar um padrão similar de variação entre a CAPE real (ciano) e a CAPE estimada (cinza) e os demais parâmetros termodinâmicos. Por exemplo, para as sondagens das 14h (Figura 8.2b e Figura 8.2c) e das 16h, foram verificados valores mais baixos para CAPE_est em comparação à CAPE_real, enquanto que as outras sondagens (Figura 8.2a e Figura 8.2d) apresentaram um comportamento oposto. Os menores valores da CAPE observados nos dias de SF indicam o resultado de um possível resfriamento da camada atmosférica associada à passagem da frente fria (Dourado e Oliveira, 2001). Também, em contraste ao observado no dia de TC, verifica-se que, para as sondagens da tarde, houve uma tendência de maiores valores do CIN (CIN_est) em relação às sondagens lançadas pela manhã (CIN_real).

Para a sondagem categorizada no dia de atuação da ZCAS (Figura 8.3), é possível verificar um perfil similar das variações verticais de temperatura observadas nos diagramas de TC (Figura 8.1) e SF (Figura 8.2). Nesse dia, pequenas variações de temperatura ao longo do perfil atmosférico entre as temperaturas medidas pela manhã e tarde são também observadas. No entanto, semelhante ao dia de SF, pelo perfil vertical (Figura 8.2) representado, verifica-se que as temperaturas da tarde (linha vermelha) mostraram um pequeno desvio para a esquerda (resfriamento) em comparação com as temperaturas da manhã (linha preta) na camada atmosférica localizada entre 900 hPa e 700 hPa para todas as sondagens da tarde neste dia. Acima desse nível, verificou-se um deslocamento das temperaturas da tarde para a direita em comparação com a manhã, semelhante à sondagem observada no dia classificado como TC (Figura 8.1). Tal comportamento sugere que, durante a tarde, a atmosfera era mais fria em relação à sondagem lançada pela manhã na baixa troposfera, enquanto era mais quente nos níveis atmosféricos acima. Semelhante aos resultados das variáveis termodinâmicas para o dia categorizado como SF (Figura 8.2), não foi possível verificar um padrão similar entre a CAPE real (verde) e a CAPE estimada (cinza), assim como com relação às demais variáveis para todas as sondagens. Para as 12h (Figura 8.3a), 14h (Figura 8.3b) e 20h

(Figura 8.3d), os parâmetros estimados apresentaram mais energia na atmosfera, o que não foi observado para a sondagem de 16 horas (Figura 8.3c).

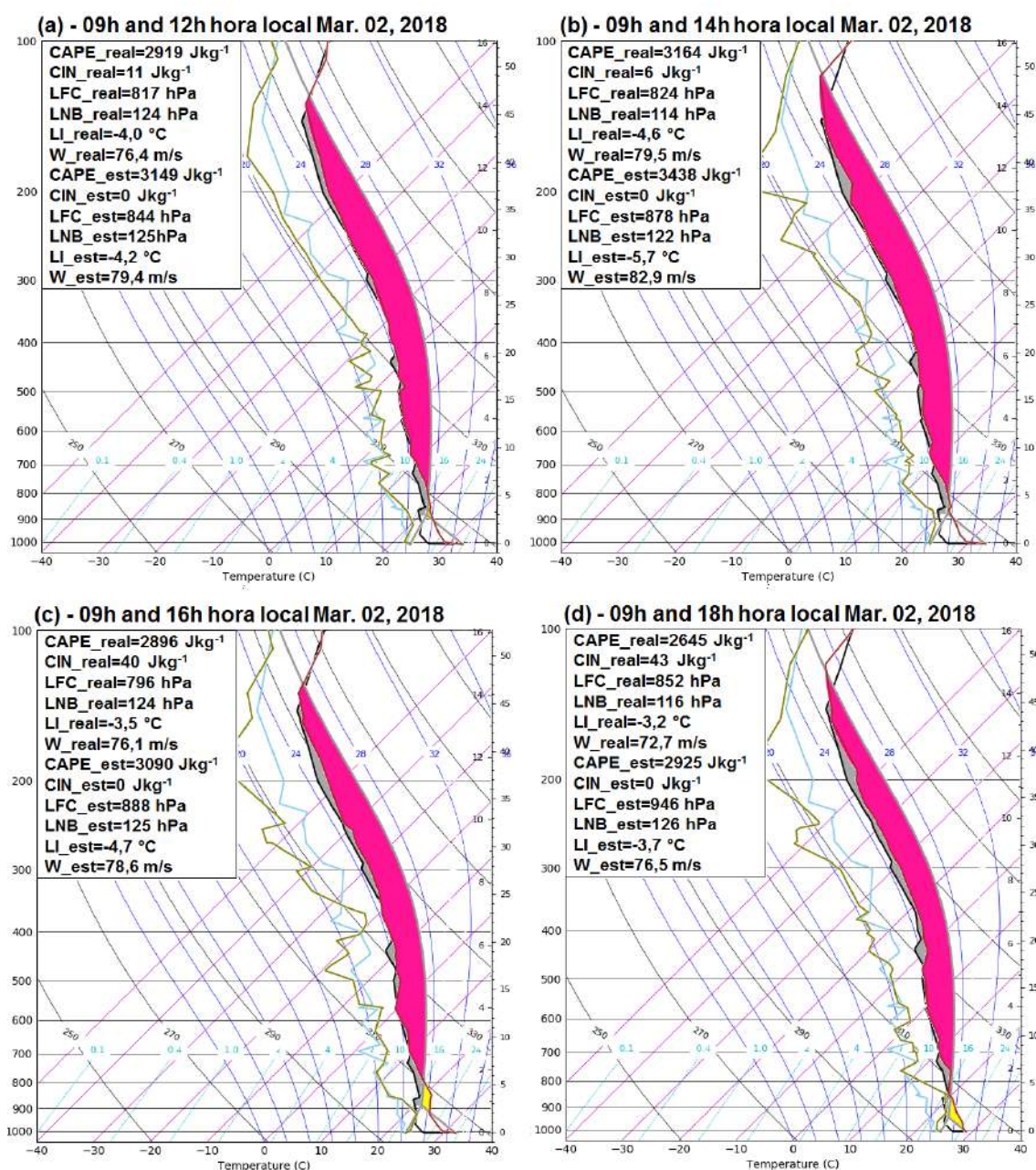


Figura 8.1 - Diagrama SkewT/LogP composto usando dados Galeão/RJ (linha preta para temperatura e linha azul para temperatura do ponto de orvalho) e dados UFRJ/RJ (linha vermelha para temperatura e magenta para temperatura ponto de orvalho) em 02 de março de 2018. As sondagens do Galeão/RJ foram medidas às 12 UTC (09 h local). O método proposto por Doswell (2001) foi utilizado para cada momento de sondagem lançado na UFRJ: (a) 12 h horário local (15 UTC); (b) 14 h hora local (17 UTC); (c) 16 h hora local (19 UTC); e (d) 18 h hora local (21 UTC).

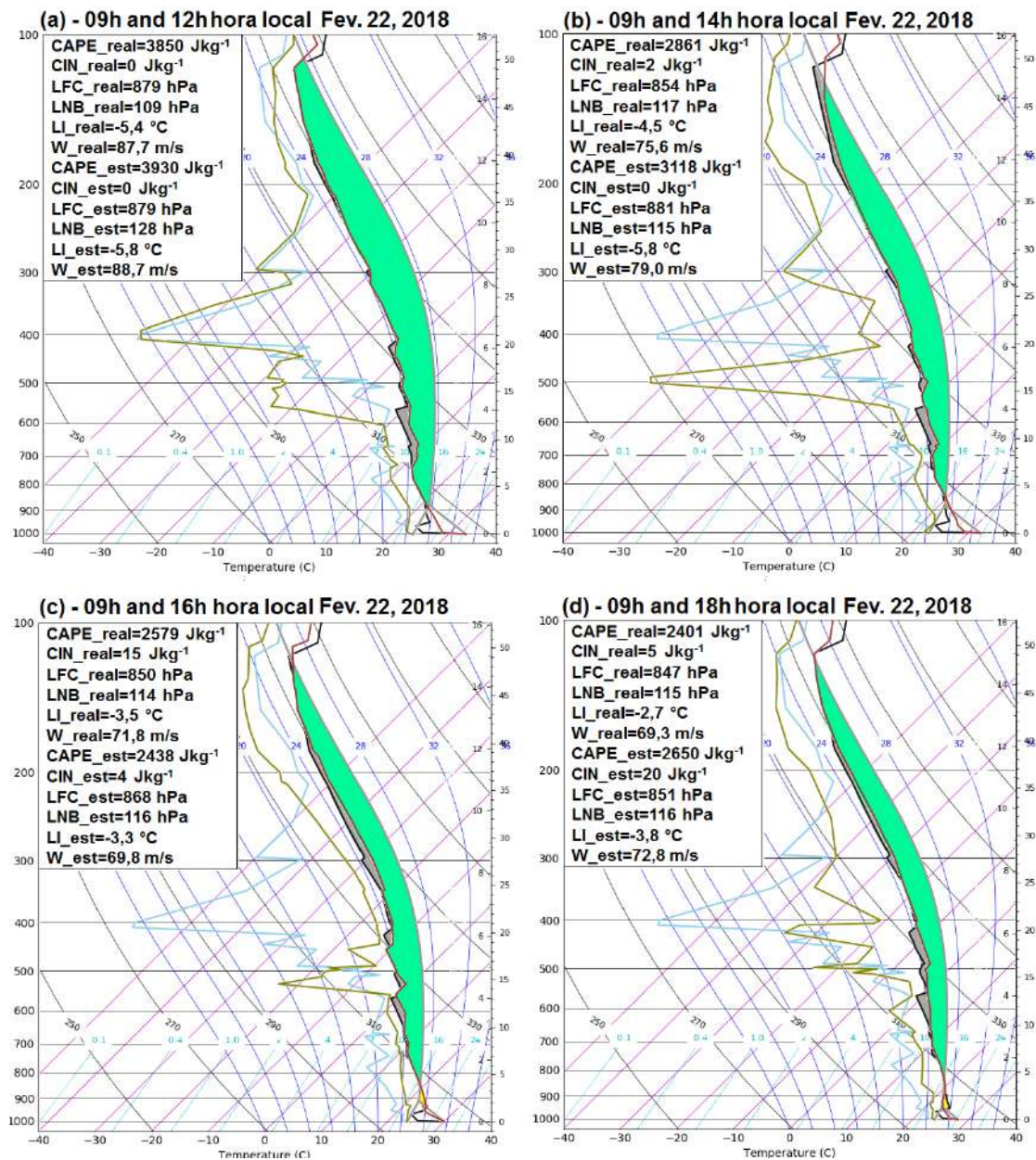


Figura 8.2 - Diagrama SkewT/LogP composto usando dados do Galeão/RJ (linha preta para temperatura e linha azul para temperatura do ponto de orvalho) e dados UFRJ / RJ (linha vermelha para temperatura e magenta para temperatura do ponto de orvalho) em 22 de fevereiro de 2018. As sondagens do Galeão/RJ foram medidas às 12 UTC (09 h local). O método proposto por Doswell (2001) foi utilizado para cada momento de sondagem lançado na UFRJ: (a) 12 h horário local (15 UTC); (b) 14 h hora local (17 UTC); (c) 16 h hora local (19 UTC); e (d) 18 h hora local (21 UTC).

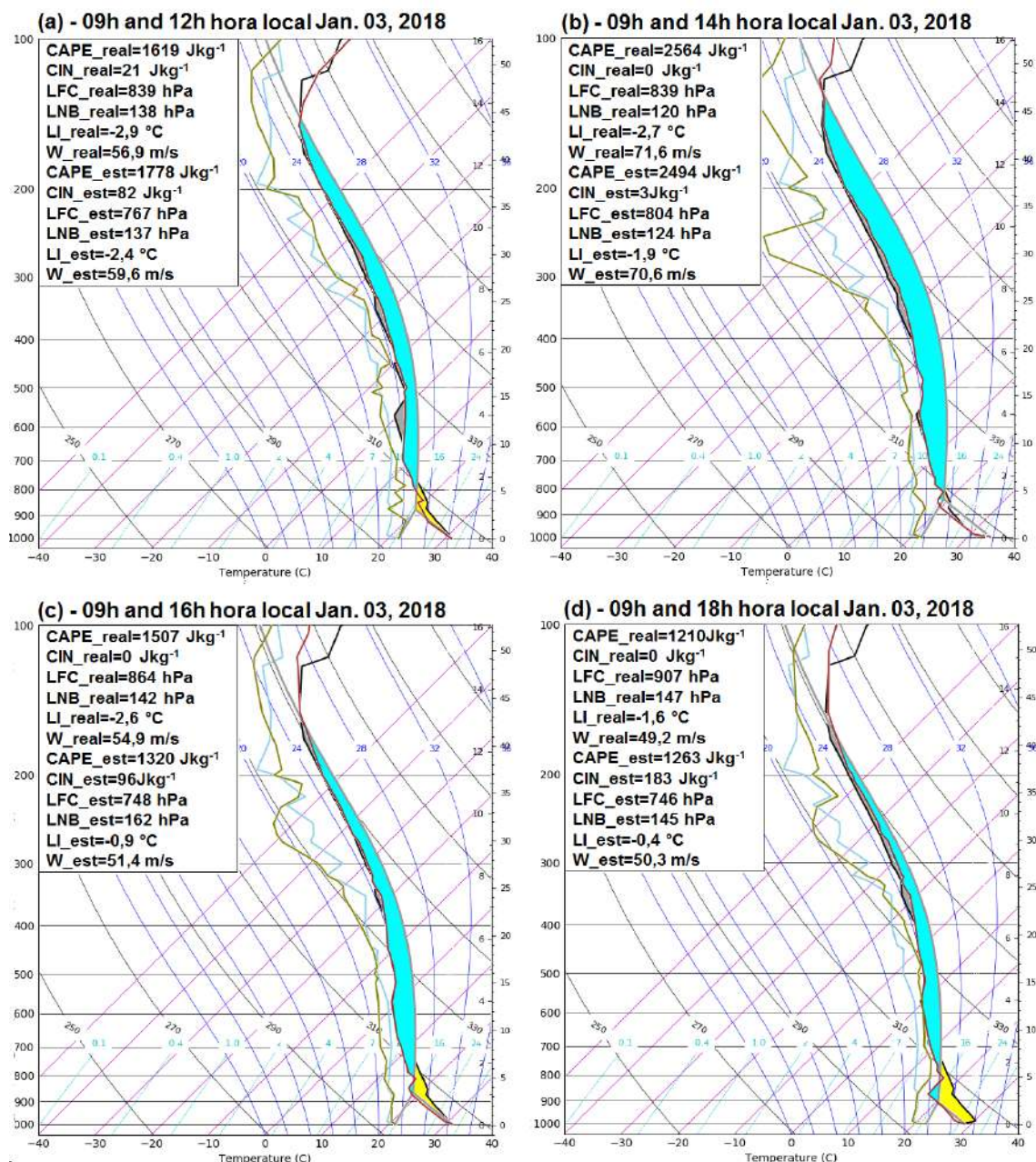


Figura 8.3 - Diagrama SkewT/LogP composto usando os dados Galeão / RJ (linha preta para temperatura e linha azul para temperatura do ponto de orvalho) e dados UFRJ/RJ (linha vermelha para temperatura e magenta para temperatura do ponto de orvalho) em 03 de janeiro de 2018. As sondagens do Galeão/RJ foram medidas às 12 UTC (09 h local). O método proposto por Doswell (2001) foi utilizado para cada momento de sondagem lançado na UFRJ: (a) 12 h horário local (15 UTC); (b) 14 h hora local (17 UTC); (c) 16 h hora local (19 UTC); e (d) 18 h hora local (21 UTC).

8.1.2 Variações verticais de temperatura

Na seção de intercomparação anterior, foram analisados apenas três dias para fornecer um conhecimento relacionado ao perfil vertical atmosférico para cada classe de sistema meteorológico identificado. A seguir, todos os trinta dias de experimentos serão estudados do ponto de vista estatístico, a fim de encontrar uma medida quantitativa entre as variações atmosféricas entre as sondagens da manhã e as da tarde. A Figura 8.4 mostra a diferença de temperatura entre as sondagens lançadas no período da tarde na Ilha do Fundão e as sondagens lançadas no período da manhã no aeroporto do Galeão para os dias de TC (Figura 8.4a), SF (Figura 8.4b) e ZCAS (Figura 8.4c) (Tabela 8.1). Em geral, as variações verticais diurnas de temperatura observadas para todos os eventos são principalmente o resultado da absorção atmosférica de radiação solar de ondas longas, fluxos de calor sensível em superfície, liberação de calor latente na atmosfera e advecções de ar, onde todas essas componentes apresentam uma variação de magnitude nas escalas diurnas e semi-diurnas (Sherwood, 2000; Seidel *et al.*, 2005).

Complementarmente, a Figura 8.4a mostra os resultados para os dias de TC. As diferenças mais significativas são encontradas nas camadas mais próximas da superfície (com variações positivas de até 6 °C), corroborando os resultados encontrados por Seidel *et al.* (2005) e Balling e Cervený (2003). Analisando os dados de radiossondagem, os autores descobriram que as variações de temperatura mais significativas são observadas nas camadas mais próximas da superfície e diminuem na alta troposfera. Esse fato deve-se, principalmente, à baixa troposfera ser fortemente influenciada pelo ciclo diário de aquecimento de superfície, isto é, em contato com o solo aquecido por condução (Arya 2001; Holton *et al.*, 2002). A partir da Figura 8.5a, é possível observar que a maior frequência dos ventos durante os dias de TC apresentam uma componente do noroeste nos baixos níveis da atmosfera. Segundo Teixeira e Satyamurti (2007), os ventos com componente norte trazem umidade e ar quente para o centro-sul do Brasil. Essa configuração contribui para um aumento ainda maior das condições de instabilidade, que, juntamente com as condições topográficas locais, favorecem o desenvolvimento convectivo na região metropolitana do Rio de Janeiro (MARJ) (Silva *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2018).

Ao longo dos dias de SF (Figura 8.4b), é possível observar variações de temperatura positivas e negativas nas camadas mais próximas da superfície (até 850

hPa). Esse comportamento pode ser o resultado líquido do aquecimento durante o dia a partir da forte radiação solar observada durante a estação quente e em resposta às mudanças na direção do vento e advecções frias associadas à passagem dos sistemas frontais (Silva *et al.*, 2017). Para a camada de 900 hPa, as maiores variações negativas são observadas, caracterizando o deslocamento à esquerda da linha vermelha e o aumento da CAPE observado na Figura 8.2. A Figura 8.5b mostra a presença de maiores frequências da componente sudoeste e menores frequências no quadrante oeste/noroeste nos baixos níveis da atmosfera. No estado do Rio de Janeiro, a presença da componente de sudoeste é uma das principais características dos SF's na região. Essa componente é responsável por realizar a advecção fria, ou seja, trazer ar mais frio de latitudes mais altas (Andrade 2005) em direção ao estado do Rio de Janeiro. Nos níveis médios (Figura 8.5e) e superiores (Figura 8.5h) da atmosfera, as componentes de noroeste e oeste são observadas, trazendo o ar do interior do continente (mais quente) para o estado do Rio de Janeiro e favorecendo o aquecimento da atmosfera nesses níveis, como pôde ser observado nos diagramas SkewT/LogP (Figura 8.2).

Para os dias de ZCAS (Figura 8.4c), verifica-se um perfil de variação vertical de temperatura na atmosfera semelhante aos observados nos dias com TC (Figura 8.4a) e SF (Figura 8.4b). É possível observar variações negativas de temperatura nas camadas mais próximas da superfície (até 850 hPa) e variações positivas nas camadas superiores. No entanto, menores taxas de variação são observadas para esse perfil em relação ao observado para os perfis TC e SF. A Figura 8.5c mostra a presença de maiores componentes de noroeste e sudoeste, uma das características associadas à presença da ZCAS. Sobre o estado do Rio de Janeiro, a configuração da ZCAS está associada à presença de ventos de noroeste que trazem ar mais quente e úmido da Amazônia para o Rio de Janeiro (Satyamurti e Rao 1988; Ferreira *et al.*, 2004; Quadro *et al.*, 2012) e uma mudança na direção do vento (do noroeste para o sudoeste) na baixa troposfera (Andrade 2005; Nynomia 2007) em resposta à circulação atmosférica geral em grande escala (Silva *et al.*, 2018). A ação conjunta desses componentes sugere que, para esse fenômeno, há simultaneamente a presença de advecção de calor (do componente noroeste) e advecção de frio (do componente sudoeste), favorecendo as variações de temperatura e umidade sobre a região.

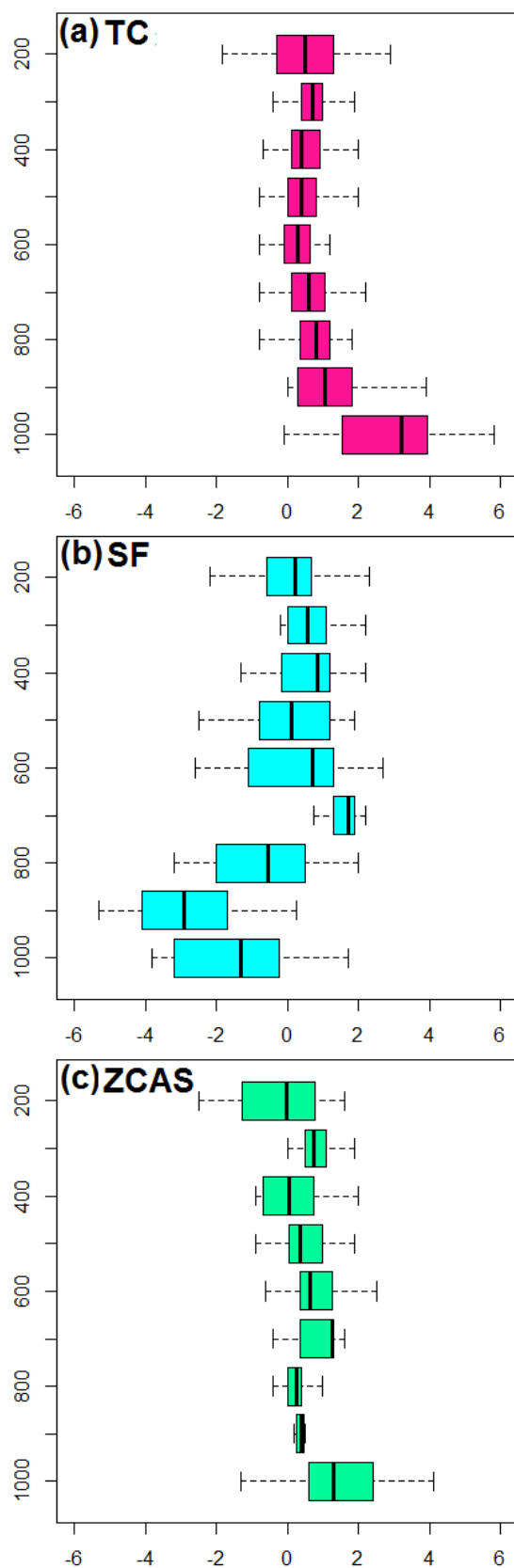


Figura 8.4 - Variações verticais de temperatura entre as sondagens da tarde (Ilha do Fundão) e as sondagens da manhã (Galeão) para (a) TC, (b) SF e (c) ZCAS.

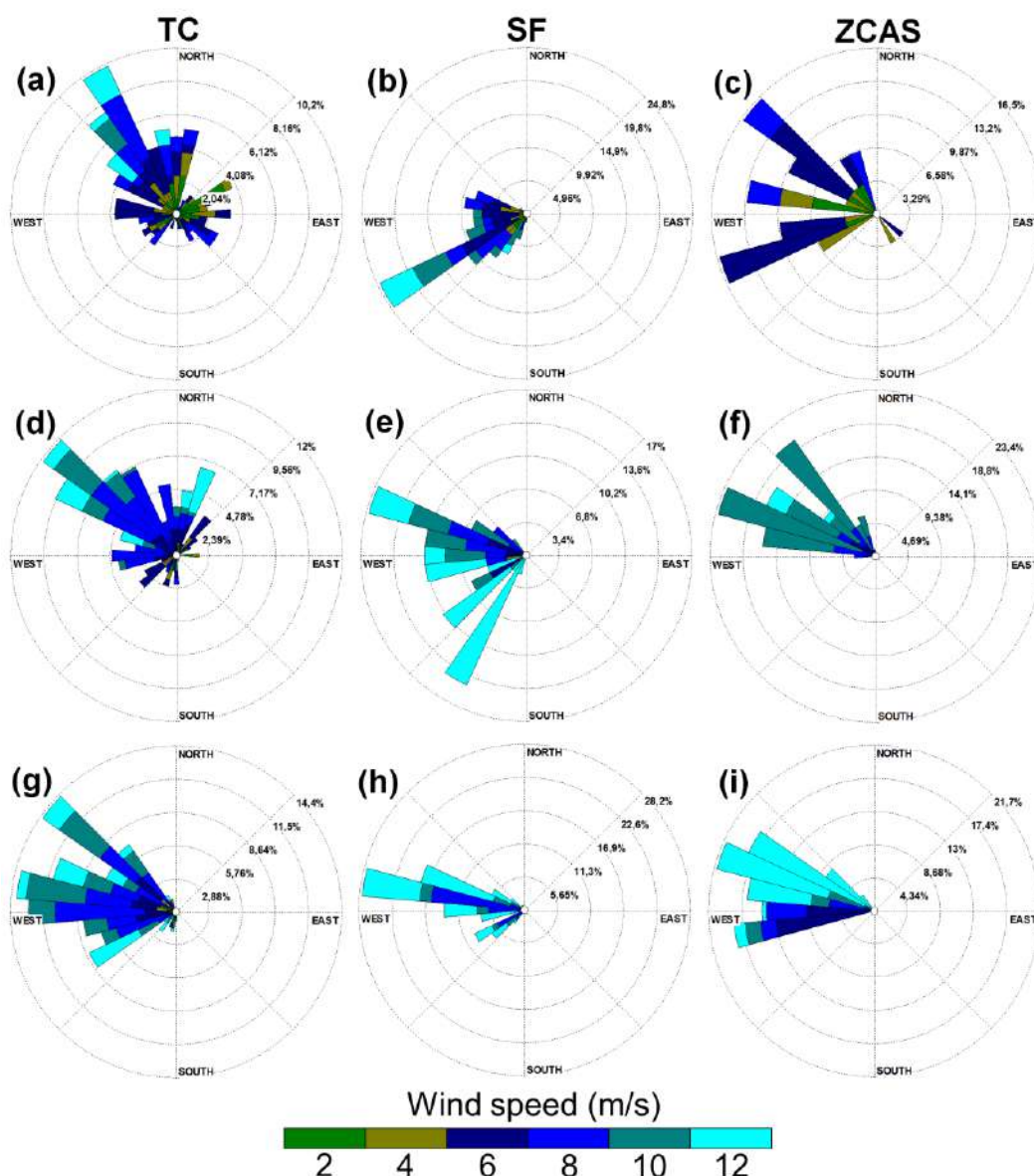


Figura 8.5 - Rosa dos ventos para os eventos TC, SF e ZCAS entre a superfície e 850 hPa (a, b, c), entre 850 hPa-500 hPa (d, e, f) e entre 500 hPa-200 hPa (g, h, i).

8.1.3 Análise de regressão

Nesta seção, os resultados relacionados à abordagem de regressão linear serão mostrados. No entanto, antes da apresentação dos resultados, ressalta-se que a aplicação do procedimento e os ajustes de regressão encontrados são mais confiáveis para os dias em que não há sistemas sinóticos de grande escala, como SF e ZCAS, pois, na ausência destes, o perfil atmosférico tende a não apresentar grandes variações durante o dia (Doswell III, 2001; Azevedo, 2009). Não obstante, ressalta-se também que, devido ao pouco extenso conjunto de dados analisados, as medidas estatísticas podem apresentar algum viés e devem ser levadas em consideração com cuidado, assim como cabe

salientar que tais resultados foram obtidos apenas com dados de observações a fim de compreender e identificar a robustez do procedimento denominado de método da temperatura máxima.

A Figura 8.6 mostra o gráfico de dispersão para todas as variáveis termodinâmicas analisadas: CAPE, CIN, LFC, LNB, LI e Wmax. A CAPE (Figura 8.6a) e o Wmax (Figura 8.6f) foram os que apresentaram maior tendência linear em relação aos demais parâmetros analisados. O resultado mostra que a recomendação feita por Doswell III (2001) apresentou maiores coeficientes de correlação entre o comportamento observado e estimado para essas variáveis, com valores de 0,95 aproximadamente. O LFC (Figura 8.6c), LNB (Figura 8.6d) e LI (8.6e) apresentaram valores intermediários de correlações coeficientes, com 0,79, 0,82 e 0,84. A relação mais fraca entre os resultados estimados e observados foi encontrada para o parâmetro CIN (Figura 9b). Essa constatação é, principalmente, resultado de uma possível deficiência do método utilizado (Doswell III 2001) para avaliar essa variável. Esse comportamento pode ser, geralmente, relacionado ao aquecimento da camada limite planetária (PBL) durante a tarde.

O gráfico de dispersão para a razão entre os resultados estimados e observados também é mostrado nas Figuras 8.6a-f. Para todas as variáveis, com exceção do LFC (Figura 8.6c), constatou-se que a média da razão é acima de 1,0, o que caracteriza que o método proposto por Dowsell III (2001) tendeu a superestimar os resultados das variáveis termodinâmicas usando sondagens da manhã como um indicativo da instabilidade atmosférica durante a tarde. Para o CAPE (Figura 8.6a), encontra-se uma superestimativa de CAPE_real em relação ao CAPE_estim devido ao aquecimento diurno do perfil vertical da atmosfera. Assim, através desse aquecimento, há uma diminuição da área entre a adiabática saturada e a temperatura do ar no período da tarde em relação ao perfil da manhã. Consequentemente, a área para CAPE_real era menor em relação ao CAPE_estim, causando essa superestimativa.

O CIN (Figura 8.6b) apresentou maior tendência de subestimativa ente o observado (CIN_real) em relação ao estimado (CIN_estim) em comparação às demais variáveis. O pior resultado deve-se, principalmente, ao alto aquecimento observado no PBL durante a tarde e também pelo significado físico do CIN, no qual pequenas mudanças no perfil de temperatura do PBL produzirão mudanças relativamente grandes

na região do CIN. Em outras palavras, um aumento de temperatura (diminuição) de 1 °C na camada limite atmosférica poderia produzir um decréscimo (aumento) de 50 J.kg⁻¹ nos resultados do CIN (CAPE). No entanto, 50 J.kg⁻¹ é mais do que uma ordem de grandeza menor do que um típico valor da CAPE à tarde, considerando que é da mesma ordem de grandeza que um valor típico de CIN (Manzato, 2008). Especialmente para as mudanças verticais de temperatura nos dias de TC, o perfil vertical da atmosfera era mais frio comparado ao observado durante a tarde. Em seguida, aplicando as condições da superfície da tarde nas sondagens da manhã, valores menores, ou até mesmo zero, de CIN foram obtidos. Um comportamento similar a CAPE foi obtido entre os resultados observados e estimados para os parâmetros LI (Figura 8.6e) e Wmax (Figura 8.6f).

Para o LFC (Figura 8.6c), um comportamento similar ao CAPE e CIN é observado, embora valores menores que 1,0 sejam encontrados. Com o aquecimento do perfil vertical da atmosfera (deslocamento para a esquerda dos dados de temperatura do ar), o ponto de interseção entre a adiabática seca e a temperatura do ar ocorreu em níveis mais altos da atmosfera quando se compara à sondagem da manhã. Esse comportamento consequentemente favoreceu uma subestimativa do LFC entre os perfis da tarde e da manhã. Comportamento semelhante para os parâmetros LI (Figura 8.6e) e Wmax (Figura 8.6f) são observados entre os resultados observados e estimados. Para o LNB (Figura 8.6d), valores próximos a 1,0 com uma similar distribuição de dispersão entre os quartis é observada. O resultado sugere que as variáveis mais próximas à superfície (CAPE e LFC) tendem a apresentar uma maior sensibilidade quanto às variações de temperatura em relação às variáveis nos altos níveis da atmosfera, como, por exemplo, o LNB.

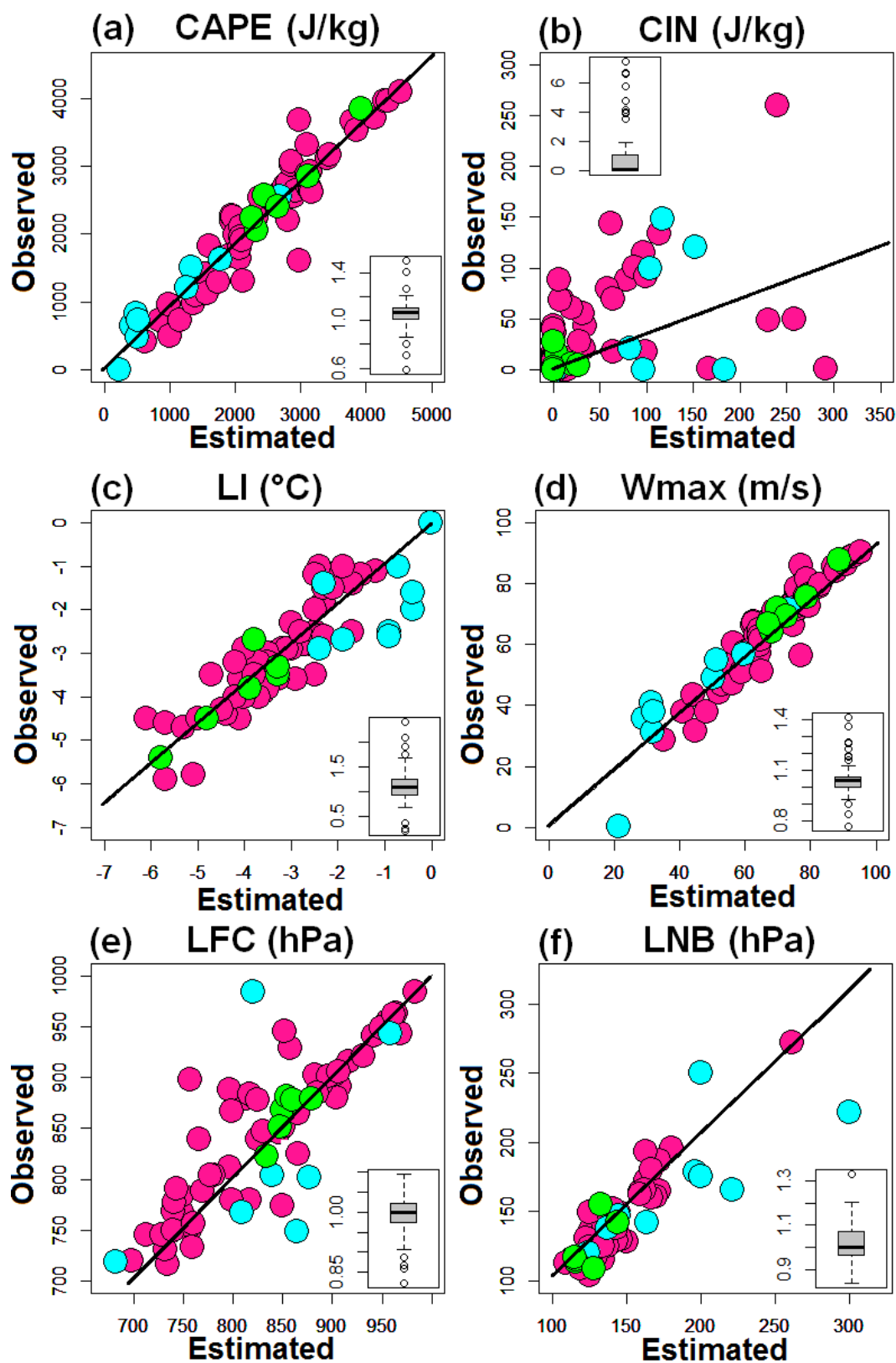


Figura 8.6 – Correlação e quociente entre as variáveis termodinâmicas estimadas (método da temperatura máxima) e observadas. As cores rosa, azul e verde referem-se aos dias com TC, FS e ZCAS respectivamente.

Com o intuito de encontrar relações entre os resultados termodinâmicos obtidos pelas sondagens vespertinas e as sondagens matinais utilizando o método da temperatura máxima (Doswell III, 2001) e com o objetivo de corroborar o uso desse procedimento por sistemas de monitoramento, os resultados obtidos entre os parâmetros observados e estimados foram submetidos a uma regressão linear (Tabela 8.2). Assim, para a estimativa de CAPE, por exemplo, verifica-se que os valores estimados podem aproximar os valores reais usando um relacionamento linear simples $CAPE_{real} = 0,93 * CAPE_{estim}$ com coeficiente de determinação da regressão (R^2) de aproximadamente 0,91. Assim, meteorologistas usando o método proposto poderiam facilmente corrigir valores estimados para a CAPE a fim de obter uma medida mais próxima do que seria realmente observado. Por exemplo, para um CAPE estimado em 4000 J.kg^{-1} , usando a equação de regressão proposta, esse valor mudaria para aproximadamente 3708 J.kg^{-1} . O mesmo procedimento também pode ser feito para os resultados obtidos para as outras variáveis termodinâmicas (Tabela 8.2).

Tabela 8.2 – Equações obtidas através da regressão linear entre os parâmetros termodinâmicos estimados e observados

Parâmetro	Equação	R^2
CAPE	$CAPE_{real}=0,927*CAPE_{est}$	0,91
CIN	$CIN_{real}=0,462*CIN_{est}$	0,14
LI	$LI_{real}=0,927*LI_{est}$	0,72
Wmax	$Wmax_{real}=0,961*Wmax_{est}$	0,89
LFC	$LFC_{real}=1,001*LFC_{est}$	0,58
LNB	$LNB_{real}=0,975*LNB_{est}$	0,64

8.2 Análises sub-diárias comparativas

A seguir, serão apresentadas análises comparativas dos resultados dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos obtidos através das sondagens e modelagem numérica para quatro cenários distintos de formação de nuvens e chuva. Além da análise quantitativa previamente realizada, espera-se, através dessas avaliações, fomentar uma base de informações que possam ser utilizadas rotineiramente nos ambientes operacionais.

8.2.1 Intercomparação entre o perfil vertical da atmosfera observado para um dia de chuva intensa e um dia com formação de nuvens sem ocorrência de chuva

Devido à previsão de chuvas (Figura C9) para o estado do Rio de Janeiro, foram lançadas duas radiossondas às 16 UTC e 18 UTC em 29 de novembro de 2016 e 12 de dezembro de 2016. Em 29 de novembro de 2016, apesar da previsão de chuva para esse dia, nenhuma formação de nuvens convectivas ou chuvas foram observadas sobre a região metropolitana do estado do Rio de Janeiro (MARJ). Em 12 de dezembro de 2016, porém, a formação de uma tempestade (Figura C10) causou a ocorrência de altos acumulados de chuva sobre a MARJ, com precipitação superior a 50 mm no Grande Méier (100,8 mm), Anchieta (74,6 mm), Madureira (64,6 mm) e Piedade (56,8 mm) em apenas duas horas, conforme monitorado e publicado pelo sistema de monitoramento Alerta Rio (<http://alertario.rio.rj.gov.br/>).

Através dos diagramas SkewT/ LogP gerados, é possível avaliar o perfil vertical atmosférico através da linha de temperatura do ar (verde) e a linha de temperatura do ponto de orvalho (vermelho) para os dias 29-30 de novembro de 2016 (Figura 8.7) e 12-13 de dezembro de 2016 (Figura 8.8), obtidos a partir dos dados gerados pelas radiossondas.

No início de 29 de novembro, as sondagens (Figura 8.7) mostraram uma profunda camada de ar quase saturado entre 900 hPa e 600 hPa e um perfil instável de temperatura próximo à superfície. Também é possível observar a energia potencial necessária para ascender verticalmente uma parcela do LFC até o LNB, representada na figura pela área sombreada em cinza (CAPE) com valores em torno de $227,7 \text{ J.kg}^{-1}$ às 12 UTC (Figura 8.7a) e $1314,3 \text{ J.kg}^{-1}$ às 16 UTC (Figura 8.7b). Os ventos apresentaram intensidade fraca, assim como um fraco cisalhamento vertical entre os níveis baixos e médios da atmosfera, caracterizando um ambiente favorável à formação de nuvens e à ocorrência de chuvas intensas (Bornstein e Lin, 2000; Kim *et al.*, 2012). No início da tarde, a atmosfera ainda apresentava uma camada profunda de ar quase saturado entre 900 hPa e 300 hPa, embora seja possível observar uma perda de energia potencial (CAPE de zero J.kg^{-1} às 18 UTC - Figura 8.7c), principalmente devido à mudança de direção do vento (do oeste para o sudeste) e um resfriamento da superfície. Um padrão semelhante à sondagem das 18 UTC também é observado às 00 UTC (Figura 8.7d).

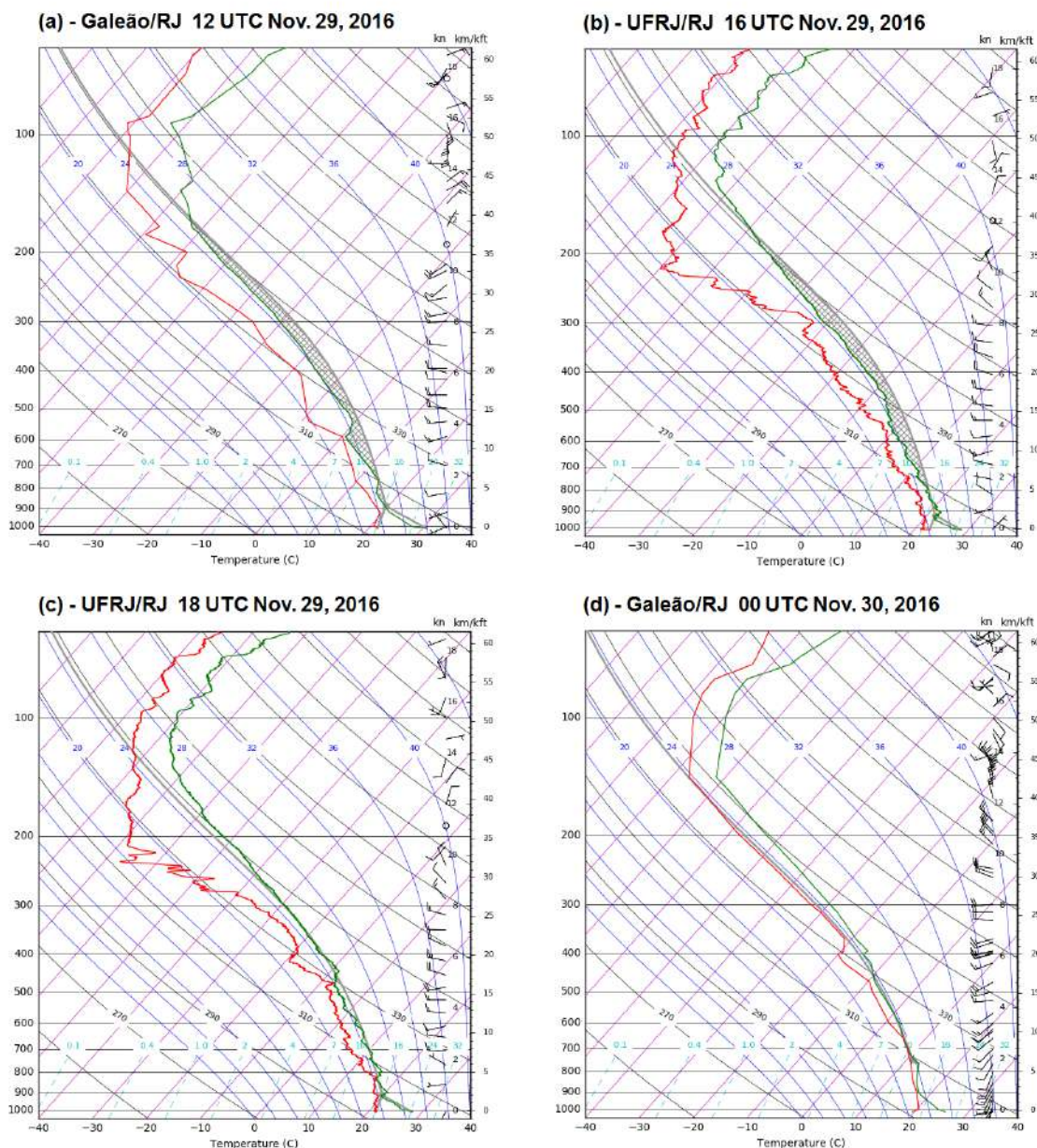


Figura 8.7 - Diagrama SkewT / LogP: (a) Galeão / RJ às 12 UTC, (b) UFRJ às 16 UTC, (c) UFRJ às 18 UTC em 29 de novembro de 2016 e (d) Galeão / RJ às 00 UTC em 30 de novembro de 2016.

Semelhante ao dia 29 de novembro, a sondagem do dia de 12 de dezembro (Figura 8.8a) às 12 UTC mostra uma camada de ar quase saturado entre 900 hPa e 400 hPa e um perfil instável de temperatura. Em contraste com o dia 29 de novembro, observa-se a presença de uma expressiva energia potencial na atmosfera, principalmente às 16 UTC (Figura 8.8b), com valores CAPE em torno de $3726,1 \text{ J.kg}^{-1}$ (Houze 1993; Emanuel 1994; Schultz *et al.*, 2000), originados, principalmente, pela transferência calor, tanto latente quanto sensível, produzido nos níveis mais baixos da troposfera,

como consequência do aquecimento solar e da evapotranspiração durante o verão (Doswell 2001). Em contraste ao observado em 29 de novembro, a atmosfera na tarde do dia 12 de dezembro ainda apresentava um alta disponibilidade energia potencial às 18 UTC (Figura 8.8c), onde tal comportamento ocorreu devido aos ventos de noroeste, que trouxeram ar mais quente em direção à MARJ, conforme observado às 12 UTC e 16 UTC. Um perfil neutro da atmosfera é observado às 00 UTC (Figura 8.8d).

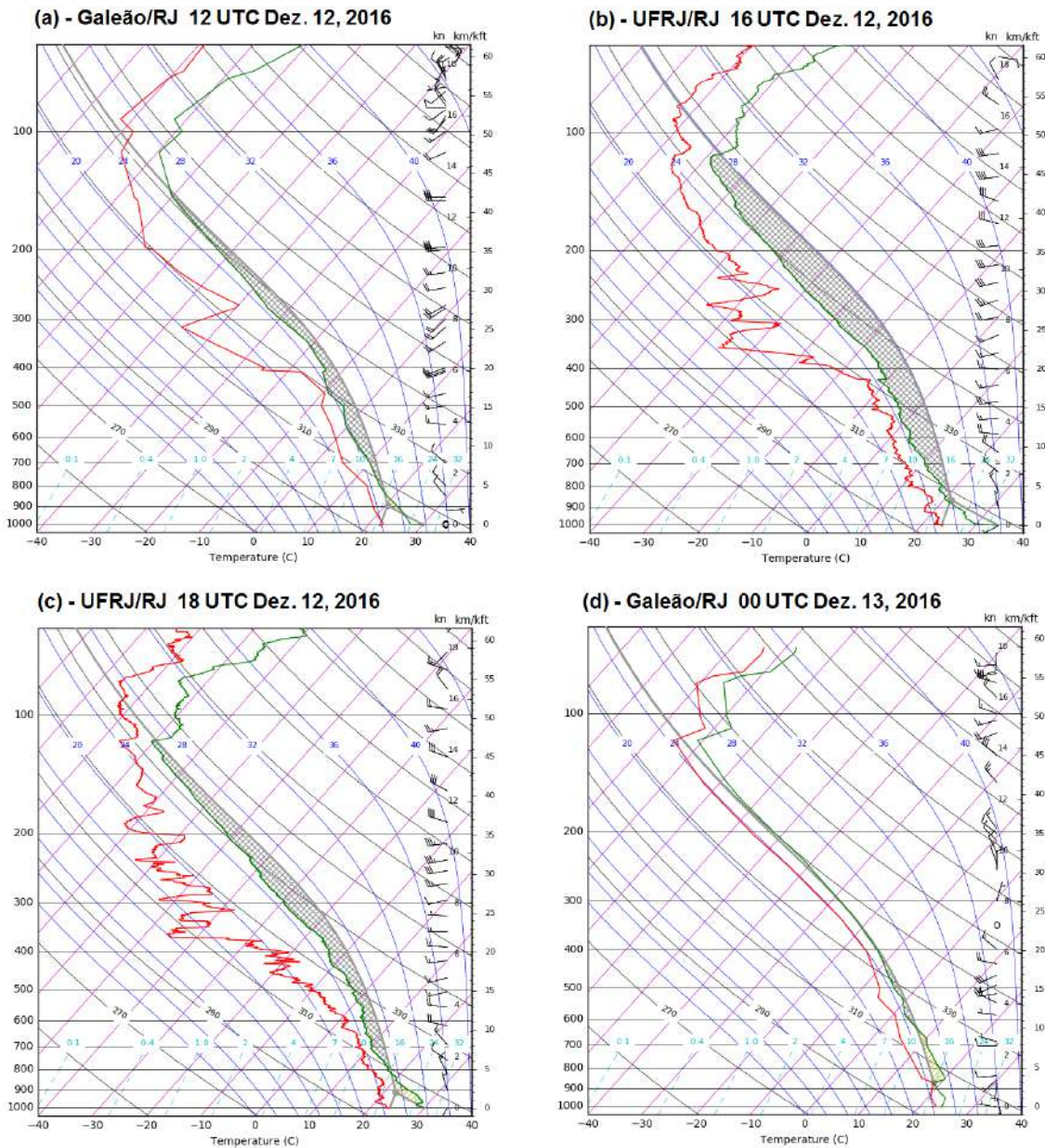


Figura 8.8 - Diagrama SkewT / LogP: (a) Galeão / RJ às 12 UTC, (b) UFRJ às 16 UTC, (c) UFRJ às 18 UTC em 12/12/2016 e (d) Galeão/RJ às 00 UTC em 13 de dezembro / 2016.

Os índices K, TT, CAPE e LI foram calculados a partir dos dados de radiossondagem para realizar uma análise termodinâmica comparativa com variações sub-diárias entre os dois dias (12 UTC, 16 UTC, 18 UTC e 00 UTC). Os resultados são mostrados na Figura 8.9.

A Figura 8.9a revela a presença da instabilidade atmosférica com altos valores de K (acima de 30 °C) para 29 de novembro e 12 de dezembro. No entanto, um pico mais alto desse índice é observado somente em 12 de dezembro às 18 UTC, horas antes da formação de trovoadas e chuvas fortes (resultados similares encontrados por Silva 2014). O índice TT apresentou comportamento similar (Figura 8.9b), com valores elevados (acima de 40 °C) no período da tarde. Esse comportamento deve-se ao fato da massa de ar predominante sobre a MARJ ser quente e úmida, com os índices K e TT sugerindo interpretações semelhantes (Nascimento, 2005).

A Figura 8.9c caracteriza a evolução temporal da CAPE para 29 de novembro de 2016 e 12 de dezembro de 2016. Conforme observado nos diagramas Skew T Log P, o valor máximo da CAPE ocorreu às 16 UTC em 29 de novembro (aproximadamente 1314,3 J.kg⁻¹) e 12 de dezembro (aproximadamente 3726,1 J.kg⁻¹) devido a sua dependência do aquecimento da superfície e à distribuição da umidade nos baixos níveis da troposfera (Doswell, 1987). A Figura 8.9d, por sua vez, retrata a evolução temporal do LI (*lifted index*). O menor nível de LI foi registrado às 16 UTC em ambos os dias. No entanto, a CAPE apresentou valores significativos nesse mesmo horário somente para o dia 12 de dezembro. Os valores LI não ultrapassaram -5 °C, enquanto a CAPE teve um perfil mais longo e estreito (Doswell, 1987), como pôde ser visto no diagrama SkewT/Log P. Esse padrão de comportamento do LI e CAPE promove movimentos verticais mais lentos e tempestades mais altas, mantendo relativamente mais gotas dentro das nuvens e favorecendo, consequentemente, a eficiência da formação da precipitação (Baba, 2016; Bunkers e Doswell, 2016).

Uma comparação dos índices de instabilidade para 29 de novembro e 12 de dezembro revela que os índices K e TT apresentaram valores semelhantes para os dois dias. Essa situação ocorre porque esses índices não são capazes de representar a instabilidade atmosférica se esta ocorrer abaixo do limiar de 850 hPa (DeRubertis, 2006). Por outro lado, tanto a CAPE quanto o LI mostraram uma maior discrepância em

seus valores para os dois dias, devido a sua alta dependência de aquecimento do ar e umidade próximos à superfície (Tajbakhsh *et al.*, 2012).

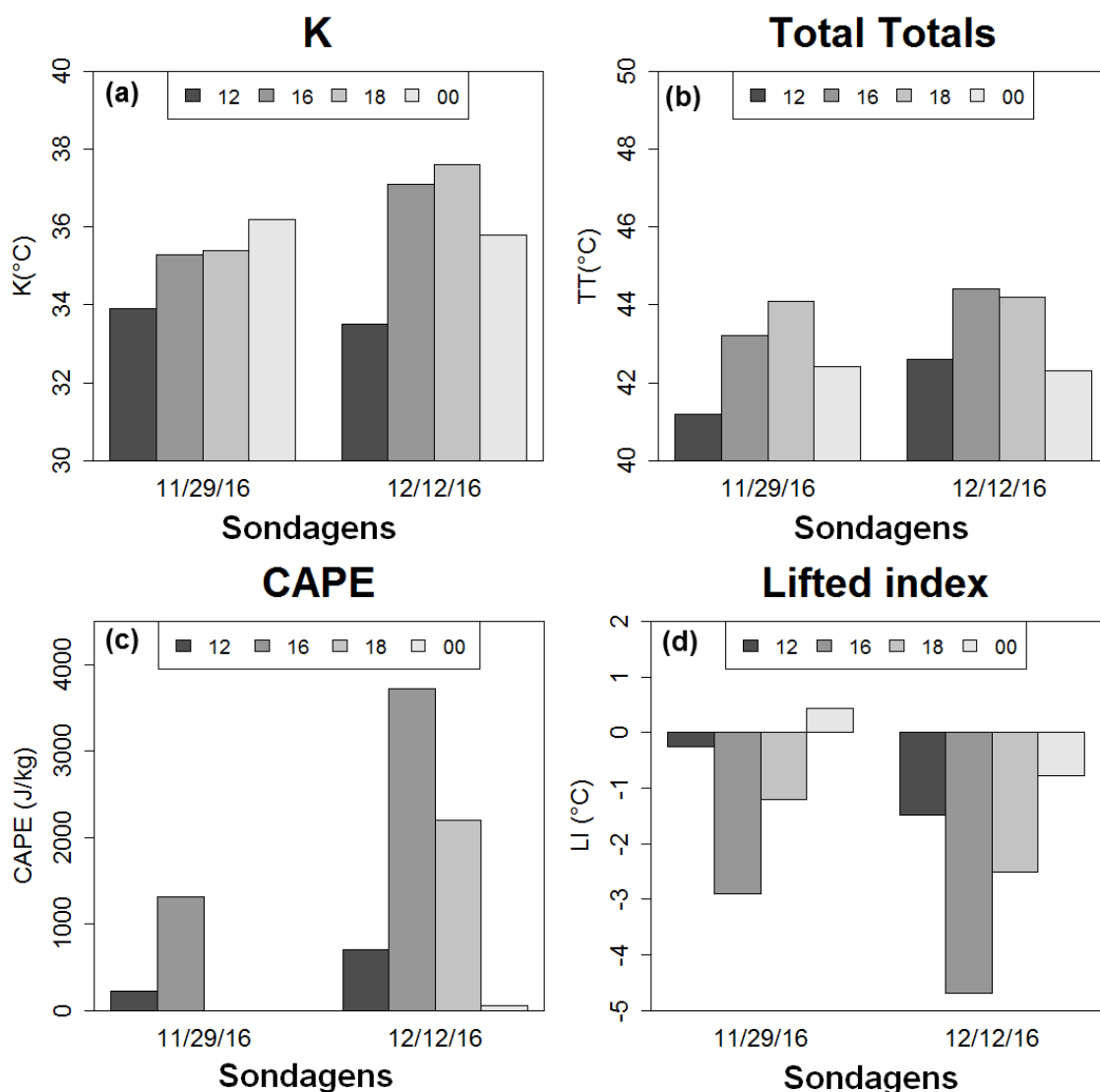


Figura 8.9 - Variações sub-diárias (12 UTC, 16 UTC, 18 UTC e 00 UTC) dos índices de instabilidade: (a) - K; (b) - TT (Total de Totais); c) - CAPE; (d) - LI.

A Figuras 8.10 e 8.11 mostram as simulações do WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação do vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro superior - , razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR + CVM) – quadro central - e o cisalhamento do vento entre 500 hPa e 10 metros e a divergência em 250 hPa (WSH + DVM) - quadro inferior – às 12 UTC (esquerda), 16 UTC (centro) e 18 UTC (direita) nos dias 29 de novembro de 2016 e 12 de dezembro de 2016, respectivamente.

Os campos T2M + WD mostram a aproximação de uma frente fria pela mudança na direção meridional do vento (do noroeste para sudoeste) em 850 hPa (Figura 8.10, painel superior), conforme relatado no trabalho de Andrade (2005). Na região metropolitana do estado do Rio de Janeiro, os ventos do sudoeste são caracterizados por uma advecção fria na região, favorecendo uma diminuição da temperatura da superfície entre 12 UTC e 18 UTC. Essa incursão de ar mais frio favoreceu o aumento da estabilidade nas camadas inferiores da atmosfera e inibiu a oferta termodinâmica de energia potencial para o desenvolvimento convectivo (Doswell, 1987; Lombardo e Colle, 2011), conforme observado nas sondagens (Figura 8.7).

Com base nos campos MR + CVM (Figura 8.10, painel central), observa-se a presença da convergência do vento próxima à MARJ e a disponibilidade de umidade na região. Os campos WSH + DVM mostram um fraco cisalhamento vertical do vento, que pode ajudar no desenvolvimento de convecção profunda e a distribuição de chuva, bem como pequenos centros de divergência nos níveis superiores da atmosfera (Figura 8.10, painel inferior). Tal configuração sugere que, apesar da existência de um suporte dinâmico nos níveis médios e altos da atmosfera (Figuras A11 e A12), a ausência de suporte termodinâmico foi decisiva para o não desenvolvimento de convecção profunda e chuvas significativas ao longo do dia 29 de novembro de 2016.

No dia 12 de dezembro de 2016 (Figura 8.11), o ar mais quente nos baixos níveis e um cavado de onda curta nos níveis médios e altos da atmosfera (Figuras A13 e A14) favoreceu a formação de um pequeno sistema de baixa pressão em 850 hPa (Lewis, 1971; Schultz, 2005) sobre a MARJ. Esse pequeno sistema de baixa pressão inibiu temporariamente a advecção de ar frio sobre a MARJ (campos T2M + WD), garantindo a energia potencial para a elevação do ar em superfície (Doswell 1987; Drace et al 2014). Os campos MR + CVM mostram a disponibilidade de umidade e a convergência dos ventos na baixa troposfera sobre a MARJ às 12 UTC e 16 UTC.

Uma diminuição na intensidade da convergência sobre a MARJ é observada às 18 UTC. Tal configuração mostra que, em tempestades intensas, as células convectivas estão sendo supridas com umidade em superfície horas antes da chuva (Ulanski e Garstang, 1978). Nos altos níveis (campos WSH + DVM), é possível observar centros de divergência de fluxo de massa sobre a MARJ caracterizando o desenvolvimento de circulações pré-convectivas verticais favoráveis ao desenvolvimento de tempestades

(Ulanski e Garstang, 1978; Lackmann e Yablonsky, 2004). Também é possível observar um fraco cisalhamento do vento entre os níveis baixos e médios da atmosfera, favorecendo a formação de convecção profunda e grande precipitação (Fleagle e Nuss, 1985). A presença simultânea dessas condições termodinâmicas e dinâmicas favoreceu consequentemente a formação da tempestade e fortes chuvas sobre a região metropolitana do estado do Rio de Janeiro no fim da tarde do dia 12 de dezembro de 2016, o que não aconteceu em 29 de novembro de 2016 (Silva *et al.*, 2017).

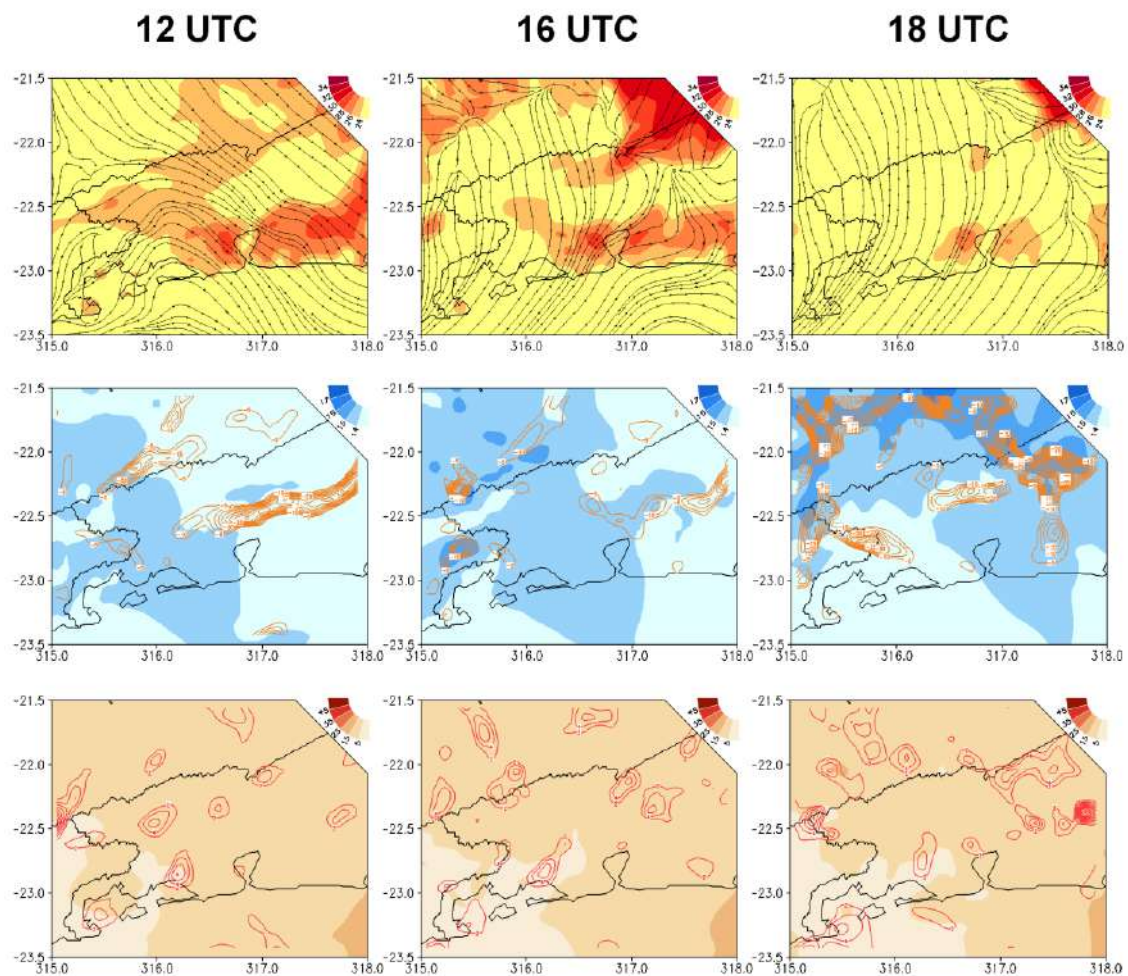


Figura 8.10 - Simulações do WRF para temperatura do ar em 2 m e circulação do vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro superior - , razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR + CVM) – quadro central - e cisalhamento entre ventos em 500 hPa e 10 metros e divergência em 250 hPa (WSH + DVM) - quadro inferior – às 12 UTC (esquerda), 16 UTC (centro) e 18 UTC (direita) no dia 29 de novembro de 2016.

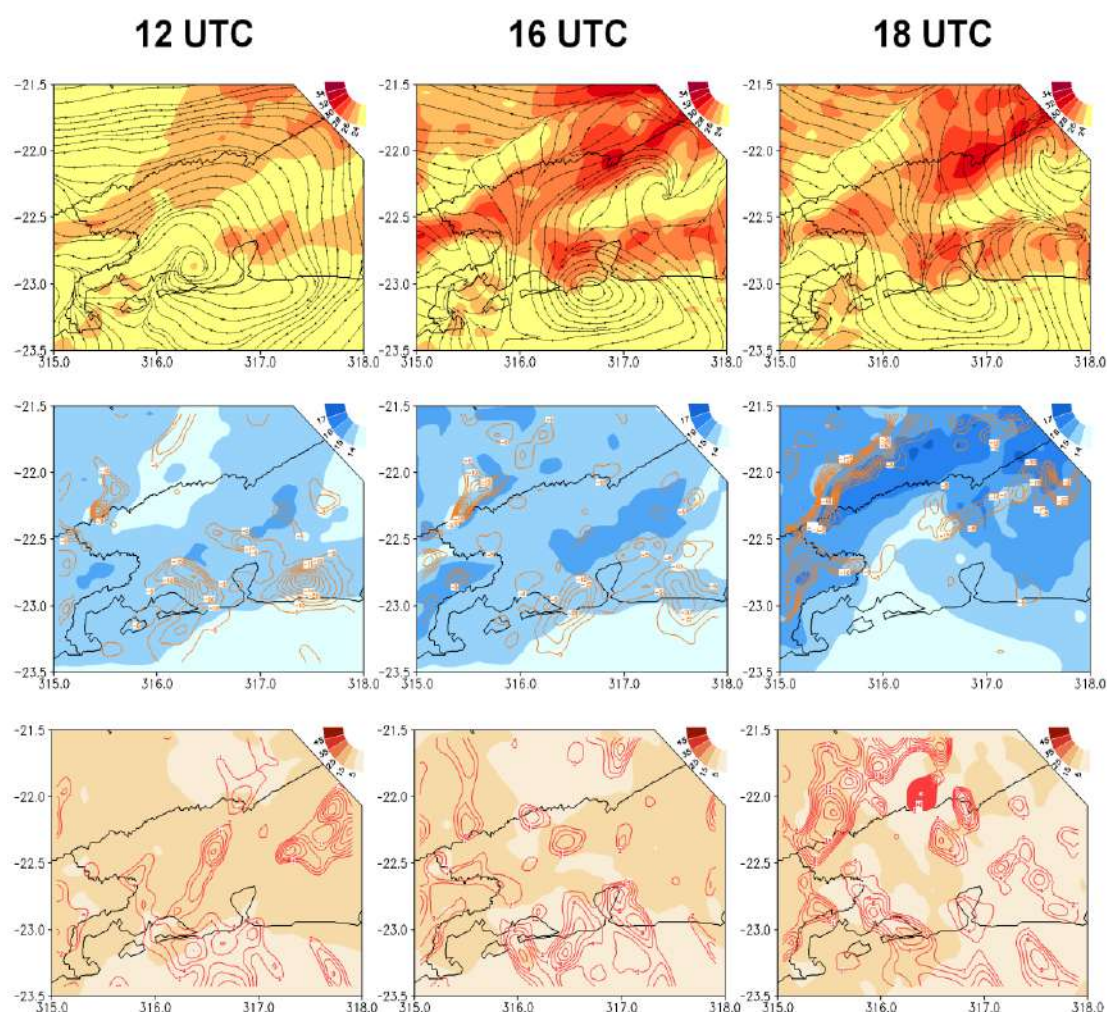


Figura 8.11 - Simulações do WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação do vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro superior - , razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR + CVM) – quadro central - e cisalhamento entre ventos em 500 hPa e 10 metros e divergência em 250 hPa (WSH + DVM) - quadro inferior – às 12 UTC (esquerda), 16 UTC (centro) e 18 UTC (direita) no dia 12 de dezembro de 2016.

8.2.2 Intercomparação entre o perfil vertical da atmosfera observado para um evento de chuva na cidade do Rio de Janeiro e outro ocorrido na região serrana

Seguindo a metodologia proposta, quatro radiossondas foram lançadas às 14 UTC, 16 UTC, 18 UTC e 20 UTC nos dias 02 de março de 2018 e 03 de março de 2016 devido à previsão de chuvas sobre as regiões metropolitana e serrana do estado do Rio de Janeiro. Através das imagens do radar meteorológico de Sumaré (<http://alertario.rio.rj.gov.br/>), é possível observar a presença de tempestades convectivas isoladas com configuração espacial semelhante sobre o Rio de Janeiro. No

entanto, é possível também observar que tais tempestades tiveram a sua formação e posicionamento sobre diferentes lugares.

No primeiro evento (02 de março de 2018), várias cidades localizadas sobre a região serrana do estado do Rio de Janeiro (cinza escuro na Figura 8.12) entraram em estágio de alerta pelo INEA. Devido à ocorrência das chuvas intensas, houve também a ocorrência de transbordamento do rio Quitandinha. No segundo evento (03 de março de 2018), as novas tempestades convectivas (Figura 8.13) favoreceram a ocorrência de chuvas intensas e localizadas sobre a região metropolitana do estado do Rio de Janeiro (cinza claro na Figura 8.13), com ênfase na região da Baixada Fluminense. Em função dos acumulados de chuva registrados, os rios Capivari, Saracuruna e Inhomirim (que cruzam a cidade de Duque de Caxias) atingiram a iminência de transbordamento devido às fortes chuvas segundo o INEA.

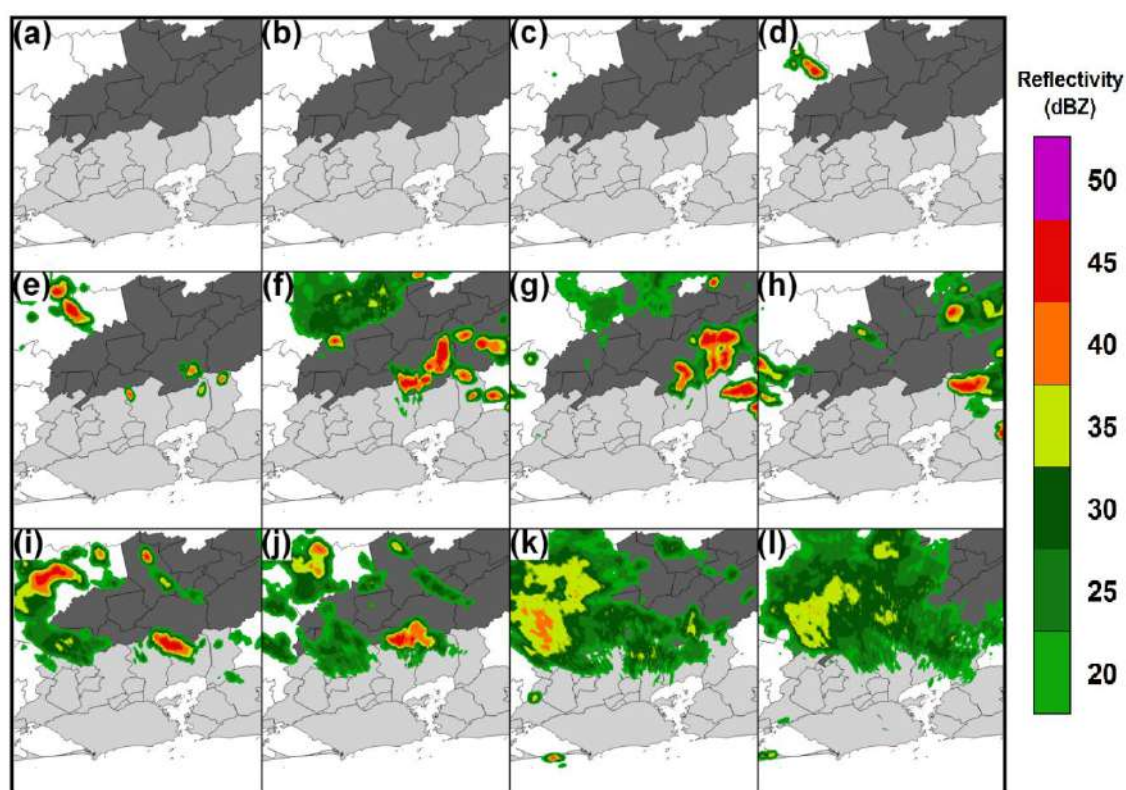


Figura 8.12 – Imagem do radar meteorológico do Sumaré às (a) 13:30 UTC, (b) 14:30 UTC, (c) 15:30 UTC, (d) 16:30 UTC, (e) 17:30 UTC, (f) 18:30 UTC, (g) 19:30 UTC, (h) 20:30 UTC, (i) 21: 30 UTC, (j) 22:30 UTC, (k) 23:30 UTC em 02 de março e (l) 00:30 UTC em 03 de março, 2018.

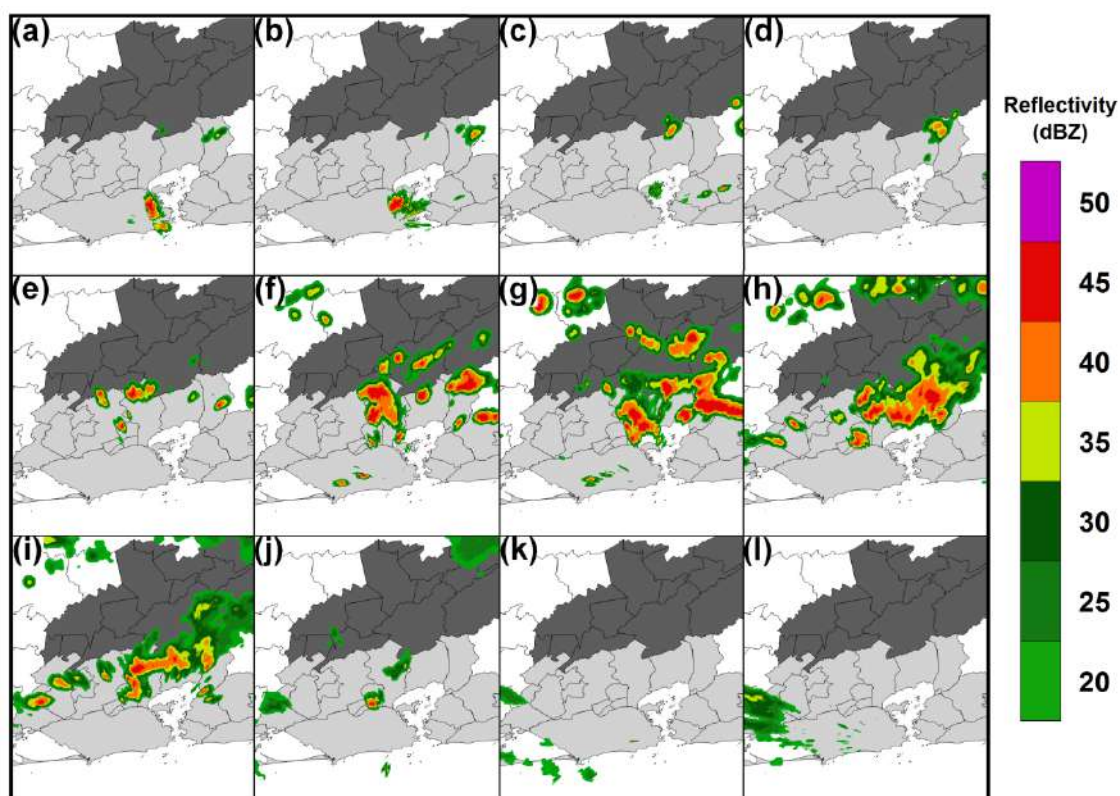


Figura 8.13 – Imagem do radar meteorológico do Sumaré às (a) 13:30 UTC, (b) 14:30 UTC, (c) 15:30 UTC, (d) 16:30 UTC, (e) 17:30 UTC, (f) 18:30 UTC, (g) 19:30 UTC, (h) 20:30 UTC, (i) 21: 30 UTC, (j) 22:30 UTC, (k) 23:30 UTC em 03 de março e (l) 00:30 UTC em 04 de março, 2018.

No dia 02 de março, observam-se pequenas variações verticais de temperatura devido à ausência de sistemas sinóticos que podem perturbar o ambiente atmosférico local e, consequentemente, produzir mudanças termodinâmicas expressivas no perfil troposférico, como discutido em Doswell III (2001) e Azevedo (2009). Nesse dia, os diagramas Skew T/log P (Figura 8.14) mostram uma distribuição de umidade em todo o perfil vertical da atmosfera, com uma camada profunda mais pronunciada de ar quase saturado entre os níveis atmosféricos mais baixos (até 850 hPa), e um perfil instável mais expressivo (variações de temperatura e umidade) observado nas camadas mais próximas da superfície (Seidel *et al.*, (2005) e Balling e Cervený (2003)).

Ainda nesse dia, condições atmosféricas instáveis e uma expressiva energia potencial (área cinzenta) necessária para elevar uma parcela de ar verticalmente do LFC até o LNB podem ser observadas durante o dia (Houze, 1993; Emanuel, 1994; Schultz *et al.*, 2000). No final da tarde, verifica-se uma diminuição da energia potencial (área

cinza no diagrama Skew T/log P), que pode ser consequência da ausência de aquecimento solar e, conseqüentemente, de um resfriamento em superfície.

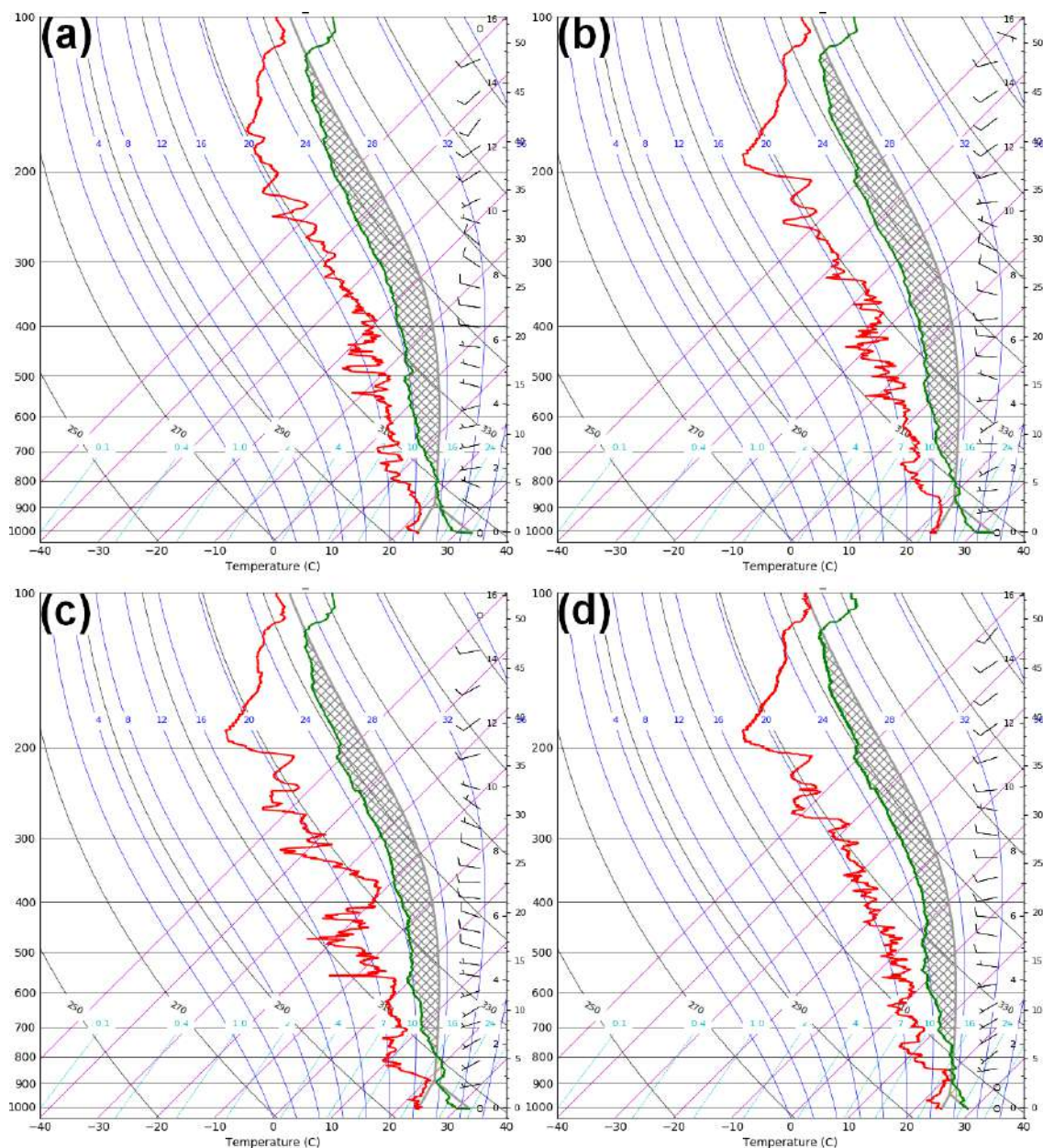


Figura 8.14- Diagrama SkewT/LogP às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) at 18 UTC e (d) 20 UTC em 02 de março de 2018.

Em 03 de março, semelhante ao dia anterior, verifica-se um padrão similar de variações do perfil vertical de temperatura. Nesse dia, os diagramas SkewT/logP (Figura 8.15) mostram expressivas variações verticais de temperatura, e conseqüentemente instabilidade, nas camadas mais próximas à superfície, caracterizando a importância do ciclo diário de aquecimento solar na transferência de energia por condução (Arya, 2001; Seidel *et al.*, 2005; Balling e Cerveny, 2003). No início da tarde, observa-se uma

distribuição de umidade da superfície até os níveis médios (500 hPa) e uma camada profunda mais pronunciada de ar quase saturado entre os níveis atmosféricos mais baixos. Nesse dia, um padrão de perfil termodinâmico muito semelhante é observado para todas as sondagens sub-diárias (Figura 8.15), todavia valores mais significativos são observados nesse dia em relação ao dia anterior (Figura 8.14).

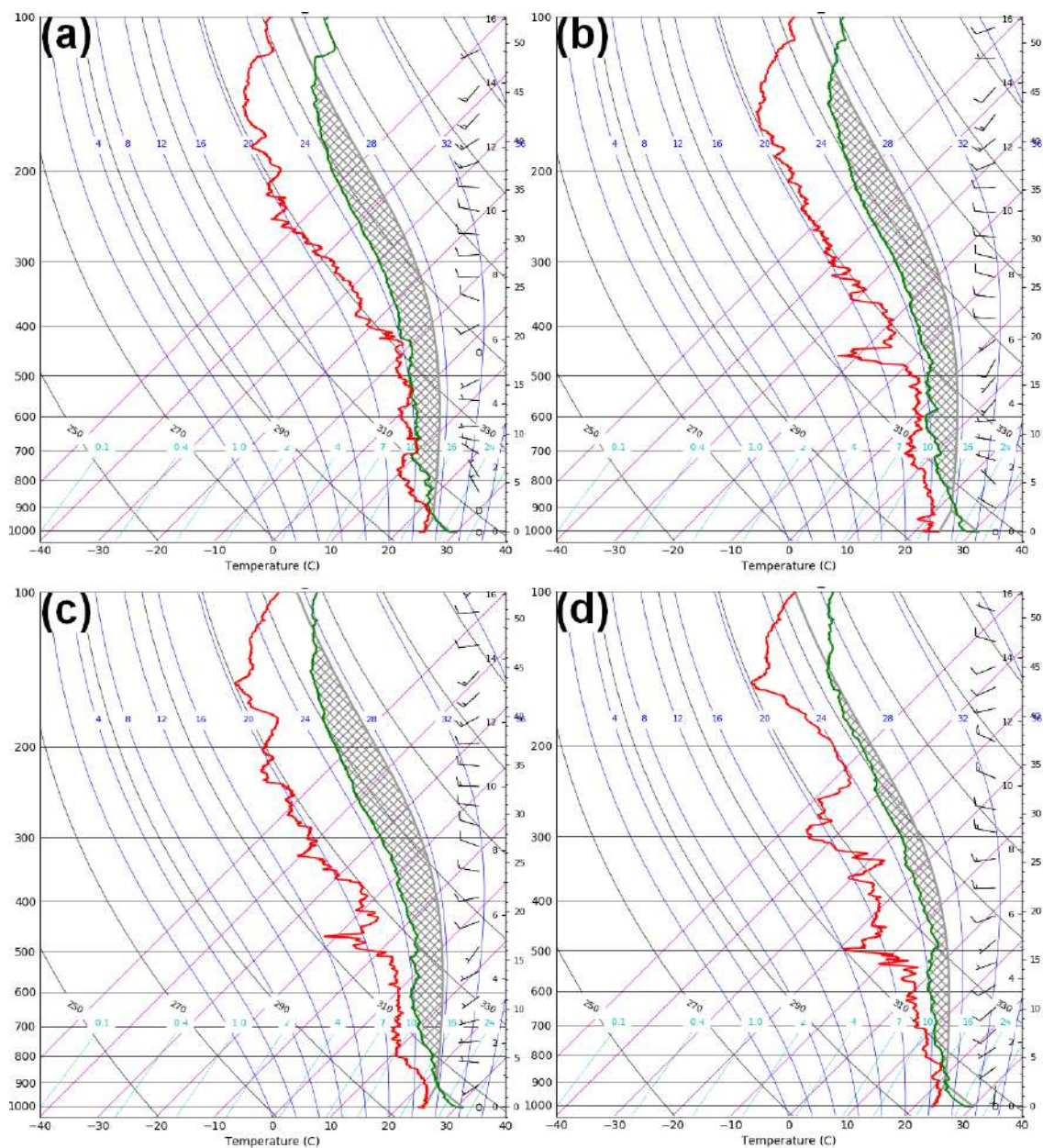


Figura 8.15 - Diagrama SkewT/LogP às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) 18 UTC e (d) 20 UTC em 03 de março de 2018.

Para analisar as variações termodinâmicas sub-diárias (14 UTC, 16 UTC, 18 UTC e 20 UTC), os índices CAPE, CIN, LI, K, TT e LR foram calculados a partir de

dados de sondagens para intercomparar a variabilidade atmosférica relacionada às tempestades convectivas isoladas (Figuras 8.12 e 8.13, mostradas anteriormente) que se desenvolveram em 02 de março de 2018 e 03 de março de 2018, respectivamente (Figura 8.16).

A Figura 8.16a revela os resultados obtidos para a evolução temporal da CAPE em 02 de março (esquerda) e 03 de março (direita) de 2018. Conforme observado nos diagramas Skew-T/Log-P (Figuras 8.14 e 8.15), uma expressiva energia potencial, representada pela CAPE, é observada em ambos os dias. Em 02 de março, a CAPE máxima registrada (aproximadamente 3200 J.kg^{-1}) ocorreu às 16 UTC. Em 03 de março, o pico (aproximadamente 3400 J.kg^{-1}) ocorreu às 18 UTC. Observa-se um padrão oposto para o CIN (área magenta nos diagramas Skew-T/Log-P), que apresenta um decréscimo progressivo durante a tarde de 02 de março (Figura 8.16b) e valores próximos de zero (não existência) em 03 de março (Figura 8.16b à direita).

A Figura 8.16c, por sua vez, denota a evolução sub-diária do LI. Para ambos os dias, é possível verificar os valores mais significativos (aproximadamente $-5 \text{ }^{\circ}\text{C}$) de LI para os mesmos instantes de tempo dos picos da CAPE (Figura 8.16a). Esse padrão de comportamento concomitante verificado entre LI e CAPE caracteriza um ambiente atmosférico instável e aumenta o potencial de desenvolvimento de tempestades convectivas (DeRubertis 2006). No entanto, um padrão mais longo e estreito da CAPE é observado nos diagramas Skew-T/Log-P (Figuras 8.14 e 8.15) que indicam um ambiente favorável a chuvas intensas, como previamente discutido (Baba, 2016; Bunkers e Doswell, 2016).

Os índices K (Figura 8.16d) e TT apresentaram (Figura 8.16e) valores significativos (acima de 30°C e 40°C , respectivamente) em ambos os dias. A presença de uma pequena camada seca no início da tarde de 02 de março (Figura 8.14a) promoveu diminuição nos valores de K (Figura 8.16d à esquerda), o que não afetou o comportamento do índice TT (Figura 8.16e à esquerda). Tal padrão não ocorreu no dia 03 de março (Figura 8.16e à direita), consequentemente, comportamentos semelhantes dos índices K e TT são observados (Silva Dias (2000)). Apesar da variação LR (Figura 8.16f) sub-diária observada em ambos os dias, o índice LR não expressou valores significativos (nunca alcançou $6,0 \text{ }^{\circ}\text{C/km}$). Esse padrão também corrobora o perfil

CAPE mais longo e menos amplo observado nos diagramas SkewT/log P (Figuras 8.14 e 8.15).

Uma comparação dos índices termodinâmicos para 02 de março e 03 de março indica um comportamento similar de variação sub-diária para ambos os dias. Esse padrão foi observado, principalmente, porque os dois dias foram caracterizados pela presença de uma massa de ar quente (Silva Dias, 1987; Nascimento, 2005). Os índices CAPE, K e TT apresentaram valores significativos para o desenvolvimento das tempestades observadas nas imagens de radar (Figura 8.12 e 8.13, já mostradas). Valores baixos do CIN (mais próximo de zero) também foram observados em ambos os dias, caracterizando a presença da instabilidade atmosférica e um ambiente favorável ao desenvolvimento de tempestades na presença de um gatilho dinâmico (Silva *et al.*, 2017). Os índices LI e LR não apresentaram valores significativos para ambos os dias. No entanto, tal comportamento esteve associado ao perfil mais longo e estreito observado nos diagramas Skew T log P (Figuras 8.14 e 8.15, mostradas anteriormente).

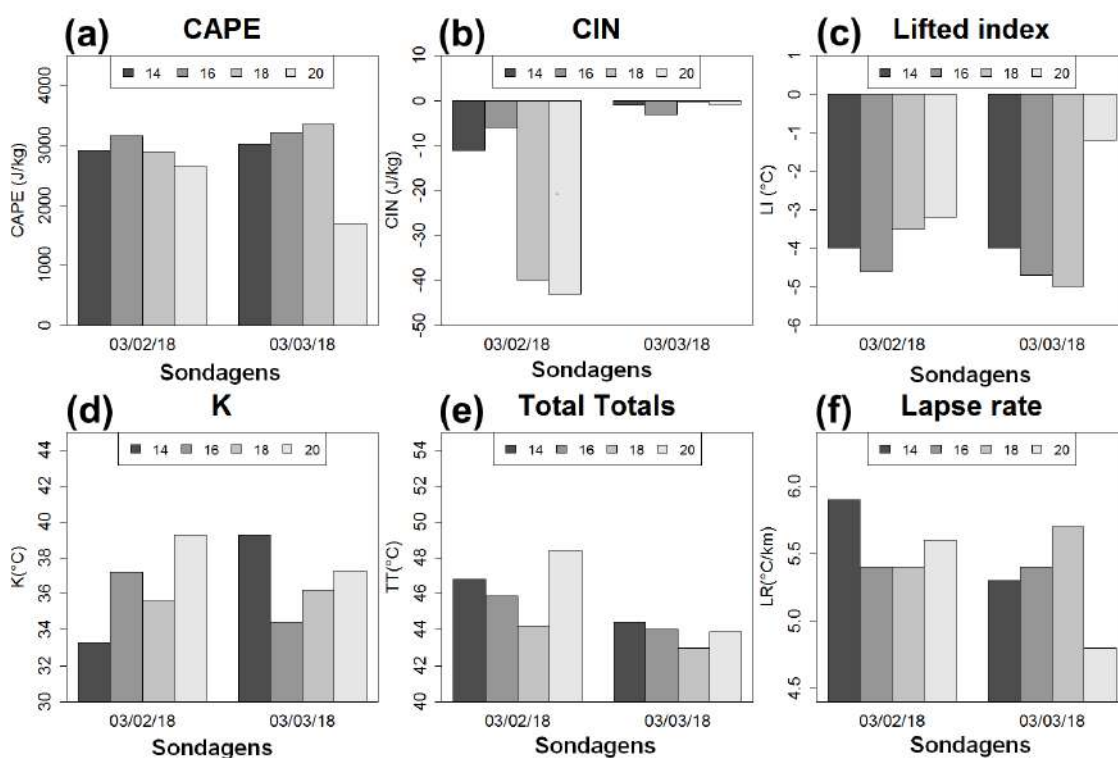


Figura 8.16 – Variações sub-diárias (14 UTC, 16 UTC, 18 UTC e 20 UTC) dos índices: (a) CAPE; (b) CIN; (c) LI; (d) K; (e) TT e (f) LR em 02 de março (esquerda) e 03 de março (direita) de 2018.

A Figura 8.17 mostra a rosa dos ventos em 02 de março (acima) e 03 de março (abaixo) entre a superfície e 850 hPa (esquerda), entre 850 hPa e 500 hPa (média) e entre 500 hPa e 250 hPa (direita) coletados pelas radiossondas (14 UTC, 16 UTC, 18 UTC e 20 UTC). Nos baixos níveis da atmosfera, verifica-se uma maior frequência de ventos de oeste em 02 de março e uma frequência mais elevada de ventos de noroeste em 03 de março. Observa-se uma pequena frequência das componentes de sudeste e sudoeste nos dias 02 e 03 de março de 2018, respectivamente. Ambas as componentes do vento são caracterizados por promover advecção quente e fria em direção à MARJ (Teixeira e Satyamurti, 2007). Para ambos os dias, a frequência de ventos nos níveis médios da atmosfera (Figura 8.17b) foi caracterizada pela presença de altas frequências das componentes de sudoeste, que podem também trazer umidade do Oceano Atlântico para a MARJ e aumentar a instabilidade nos baixos níveis da atmosfera (Figura 8.17b). Nos altos níveis, observa-se uma frequência de componentes zonais para ambos os dias.

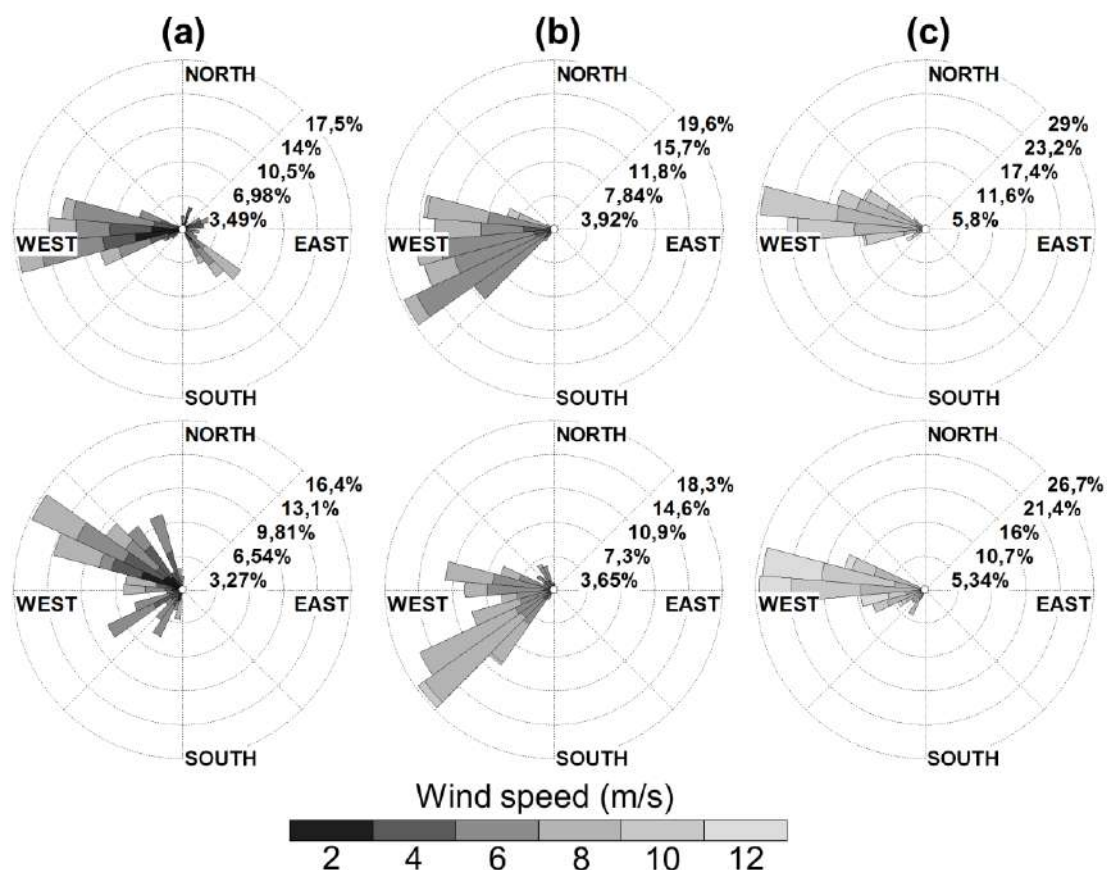


Figura 8.17 – Rosa dos ventos em 02 de março (acima) e 03 de março (abaixo) entre (a) superfície e 850 hPa, (b) 850hPa e 500 hPa) and (c) 500hPa e 250 hPa obtidos através dos dados coletados pelas radiossondas.

As Figuras 8.18 e 8.19 mostram simulações do WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação dos ventos em 850 hPa (T2M + WD) - quadro esquerdo, razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR + CVM) – quadro central - e cisalhamento dos ventos entre 500 hPa e 10 metros e divergência dos vento em 250 hPa (WSH + DVM) – quadro direito - às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) 18 UTC e (d) 20 UTC em 02 de março e 03 de março de 2018, respectivamente.

No dia 02 de março, a circulação dos ventos em 850 hPa mostra um fluxo de oeste promovendo a advecção quente em direção a MARJ (Figura 8.18), como observado na Figura 8.17a. Durante a tarde, também é possível verificar valores mais altos de temperatura (e energia potencial) sobre a MARJ, o que poderia ser uma resposta concomitante do aquecimento solar e advecção de temperatura (Doswell, 1987; Dacre *et al.*, 2015). Os campos MR+CVM apresentam maior disponibilidade de umidade e significativa convergência em 850 hPa sobre a região serrana que, associada à advecção, garantiu mecanismos termodinâmicos e dinâmicos para a formação das tempestades. Nos níveis atmosféricos superiores (campos WSH + DVM), a divergência dos ventos em 250 hPa apresentou uma distribuição espacial semelhante à observada na convergência em 850 hPa (campos MR+CVM). Também é possível verificar um acoplamento vertical dos centros CONV e DIV sobre a região serrana, que, associado a um fraco cisalhamento do vento, caracteriza um padrão de circulação dinâmica favorável à tempestade convectiva isolada e chuvas fortes sobre a região (Ulanski e Garstang, 1978; Lackmann e Yablonsky, 2004, Silva *et al.*, 2017).

Um comportamento similar dos resultados da simulação numérica é observado em 03 de março. Nesse dia, uma circulação dos ventos de norte e noroeste é observada em 850 hPa. Semelhante ao dia anterior, esse padrão também traz uma advecção quente em direção à MARJ (Figura 8.19). Diferentemente do dia anterior (02 de março), os campos MR + CVM denotam maior disponibilidade de umidade e significativa convergência dos ventos em 850 hPa sobre a região serrana que se estendem até a MARJ. Nos níveis atmosféricos superiores (WSH + DVM campos), os centros de divergência dos ventos em 250 hPa também se estenderam em direção à MARJ, acoplados à convergência dos ventos em 850 hPa (MR + CVM), comportamento concomitante que denota a importância do acoplamento vertical dos mecanismos

dinâmicos, associado à instabilidade termodinâmica, para desenvolver tempestades convectivas e chuvas fortes sobre o estado do Rio de Janeiro (Ulanski e Garstang, 1978; Lackmann e Yablonsky, 2004; Silva *et al.*, 2017).

Através de uma comparação entre as simulações numéricas realizadas para os dois dias, verifica-se que, em 02 de março, os gatilhos dinâmicos concentraram-se sobre a região serrana (Figura 8.18). No dia 03, entretanto, verifica-se uma extensão destes gatilhos dinâmicos em direção à MARJ (Figura 8.19). Os campos de circulação dos ventos em 850 hPa sugerem que esta diferença no posicionamento espacial esteve associada à direção do vento, que foi caracterizada por um forte componente oeste no primeiro dia (02 de março) e noroeste no segundo dia (03 de março), favorecendo o desencadeamento dinâmico (convergência e divergência) do desenvolvimento convectivo sobre diferentes regiões (Teixeira e Satyamurti, 2007; Silva *et al.*, 2017).

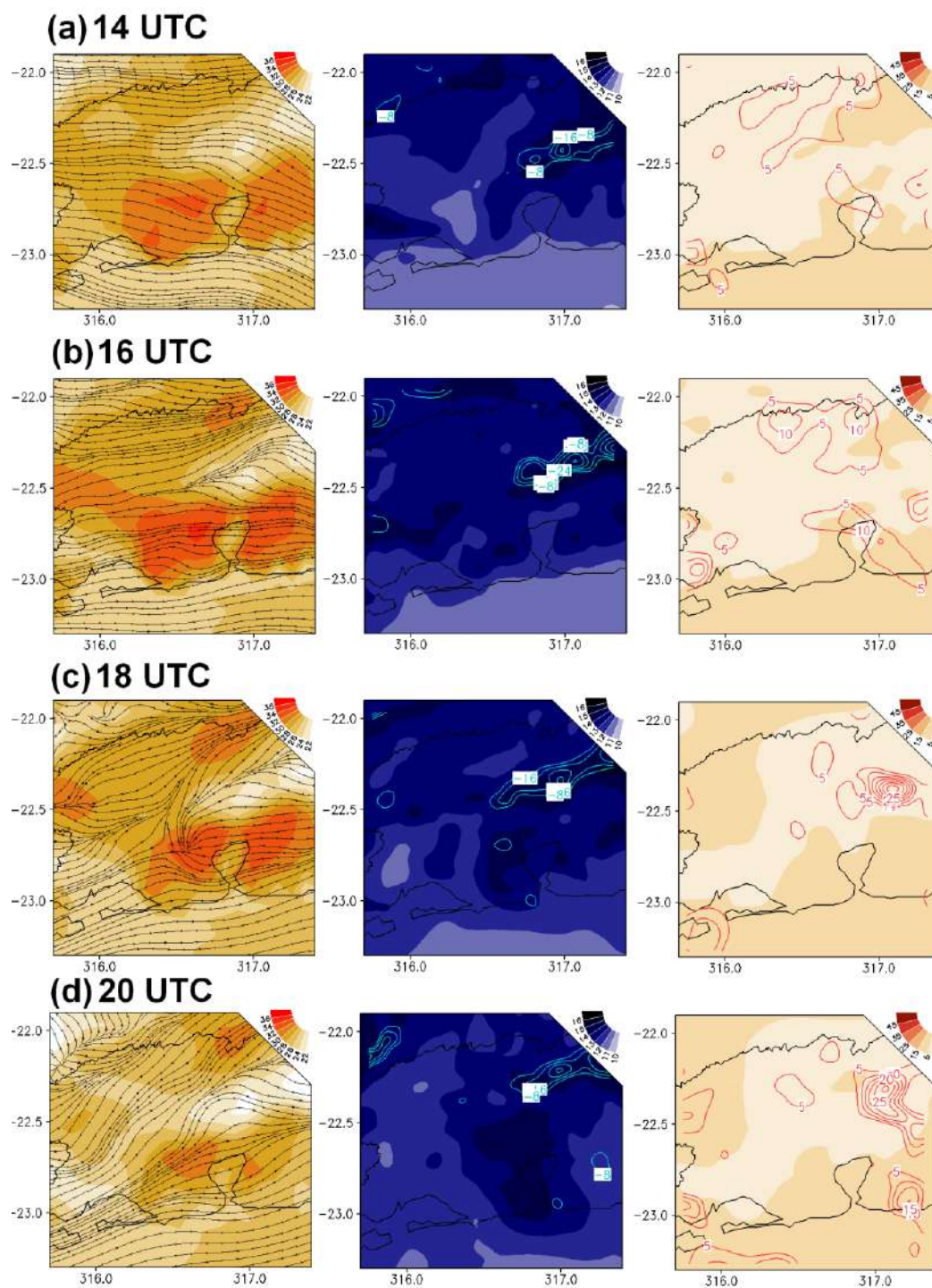


Figura 8.18 - Simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro esquerdo, razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR + CVM) – quadro central - e cisalhamento dos ventos entre 500 hPa e 10 metros e divergência de vento em 250 hPa (WSH + DVM) – quadro direito - às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) 18 UTC e (d) 20 UTC em 02 de março de 2018.

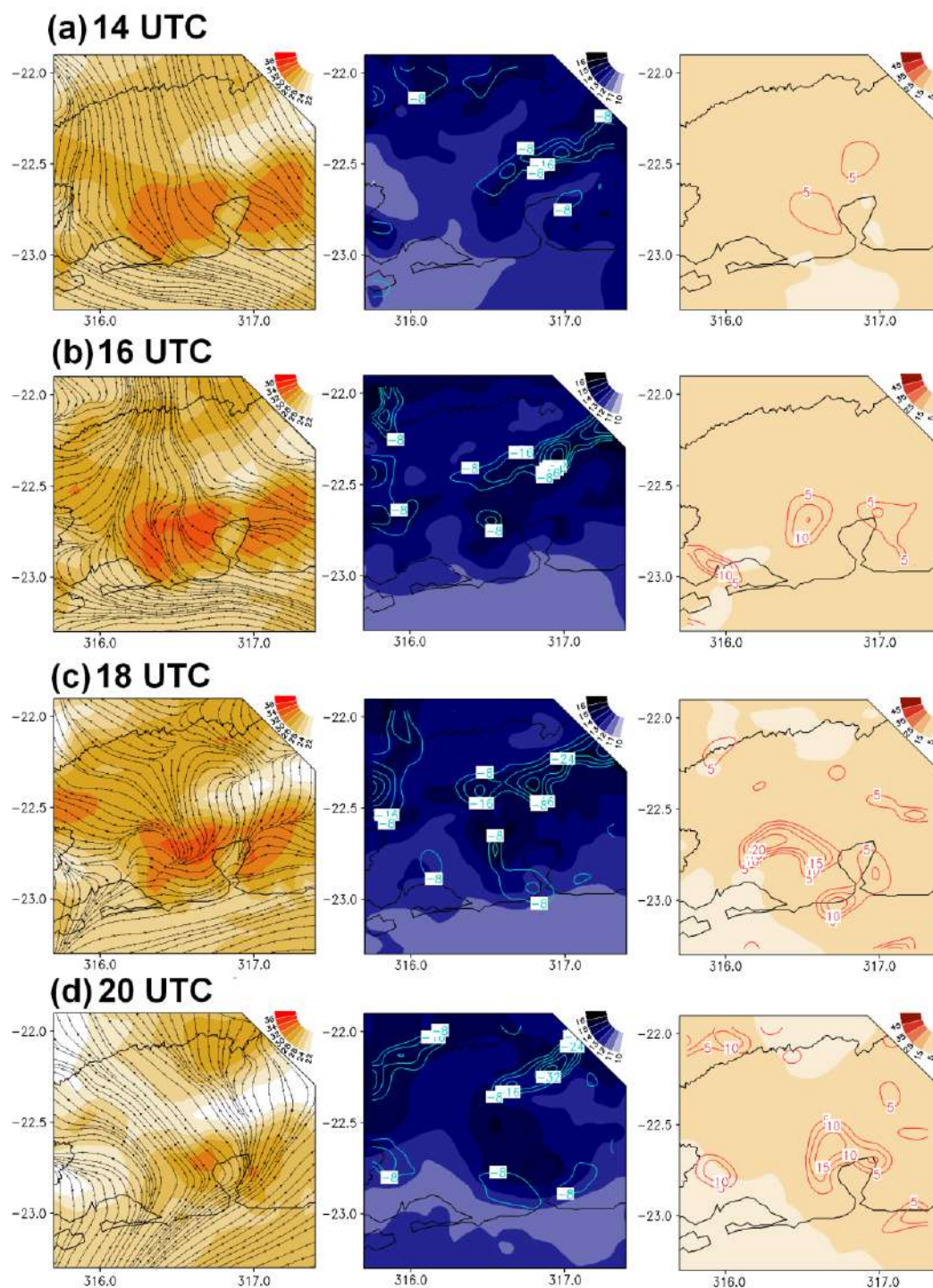


Figura 8.19 - Simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) - quadro esquerdo, razão de mistura e convergência em 850 hPa (MR + CVM) – quadro central - e cisalhamento dos ventos entre 500 hPa e 10 metros e divergência de vento em 250 hPa (WSH + DVM) – quadro direito - às (a) 14 UTC, (b) 16 UTC, (c) 18 UTC e (d) 20 UTC em 03 de março de 2018.

8.2.3 Intercomparação entre o perfil vertical da atmosfera para os dias com nuvens com precipitação convectiva, estratiforme e não precipitantes

A classificação de tipos de nuvens usando dados de satélite e radar tem sido estudada por muitos autores (Rossow e Schiffer, 1991; Liu *et al.*, 1995; Steiner e Houze, 1997; Rigo e Llasat 2004; Bennartz 2007; Deng *et al.*, 2014; Poweel *et al.*, 2016, Silva *et al.*, 2017). Através das varreduras realizadas por radares meteorológicos, é possível avaliar diferentes características para nuvens convectivas e estratiformes e não precipitantes devido aos diferentes atributos dinâmicos e microfísicos existentes (Deng *et al.*, 2014). Nuvens convectivas são originadas por correntes ascendentes intensas que são capazes de promover o movimento vertical das gotas nas nuvens e favorecer o seu crescimento, enquanto que nuvens estratiformes são caracterizados por áreas em que os movimentos do ar são, geralmente, mais fracos (Powell *et al.*, 2016). Fracos gradientes de refletividade são observados em regiões estratiformes, enquanto que variações expressivas são observadas em nuvens convectivas (Steiner *et al.*, 1995; Ulbrich e Atlas, 2002; Bringi *et al.*, 2009; Deng *et al.*, 2014).

A refletividade medida por radares meteorológicos também tem sido usada para diagnosticar e classificar os tipos de nuvens (Parker e Johnson, 2000; Punkka e Bister, 2005; Lazri *et al.*, 2012). Segundo critério estabelecido e utilizado como referência, nuvens convectivas são caracterizadas quando há a existência de valores de refletividade maiores do que 40 dBZ, nuvens estratiformes para valores entre 20 dBZ e 40 dBZ e nuvens não precipitantes para valores abaixo de 20 dBZ (Hagen *et al.*, 2000; Sui *et al.*, 2007; Goudenhoofd e Delobbe 2012, Yang *et al.*, 2013).

Adotando a metodologia proposta, o presente trabalho procurou também caracterizar, utilizando as imagens do radar do Sumaré, os dias em que houve a formação de nuvens convectivas, estratiformes e não precipitantes durante os experimentos de radiossondagens realizados pelo grupo de pesquisa do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente (LABH2O) da COPPE/UFRJ. Os dias classificados segundo esse critério encontram-se na Tabela 8.3. Após a categorização dos dias, procurou-se analisar o comportamento dos indicadores termodinâmicos e dinâmicos com a finalidade de intercomparar as características presentes nessas variáveis para os três grupos de nuvens identificados.

Tabela 8.3 – Experimentos de radiossondagem e tipos de nuvens classificadas

Experimentos de radiossondagem	Nuvens classificadas
17/11/2016, 12/12/2016, 02/01/2017, 03/01/2017, 06/01/2017, 12/01/2017, 19/01/2017, 06/03/2017, 13/03/2017, 24/03/2017, 03/01/2018, 11/01/2018, 12/01/2018, 22/01/2018, 25/01/2018, 22/02/2018, 01/03/2018, 02/03/2018, 03/03/2018	Convectivas
18/11/2016, 13/01/2018, 15/01/2018, 08/03/2018	Estratiformes
29/11/2016, 13/02/2017, 16/01/2018, 17/01/2018, 23/01/2018, 15/03/2018, 16/03/2018	Não precipitantes

Para a discussão inicial, foram escolhidos três dias em que esses tipos de nuvens foram observadas no estado do Rio de Janeiro. Os dias escolhidos foram 22/02/2018 caracterizado por nuvens convectivas, 08/03/2018 por nuvens stratiformes e 15/03/2018 por nuvens não precipitantes. Nesses dias, a mesma quantidade de radiossondas foram lançadas ao longo das mesmas horas, isto é, 15 UTC (12 h hora local), 17 UTC (14 h), 19 UTC (16 h) e 21 UTC (18 h). Após essas escolhas, foram avaliados os indicadores termodinâmicos através dos diagramas Skew-T/log-P e os indicadores dinâmicos através das saídas do modelo WRF.

No final da manhã do dia 22 de fevereiro (Figura 8.20a), uma camada de temperatura atmosférica instável quase saturada da superfície até 600 hPa é observada. Acima desse nível, verifica-se uma camada seca que se estende até os altos níveis da atmosfera. No início (Figura 8.20b) e em meados da tarde (Figura 8.20c), observa-se um aumento progressivo de umidade. Entretanto, a presença remanescente de uma camada seca é observada em todas essas sondagens (Figuras 8.2a-c) na camada atmosférica entre 600 e 400 hPa. Segundo Silva Dias (2000), um ingrediente importante é a existência de uma camada de ar seco em níveis acima de 700 hPa sobrepostos a uma camada úmida e quente em níveis mais baixos. Tal comportamento pôde ser observado nesse dia, corroborando a fundamentação teórica para a formação das nuvens convectivas proposta por Silva Dias (2000). Uma energia potencial expressiva é observada em todas as sondagens nesse dia (Figura 8.20), com valores CAPE acima de 3000 J.kg⁻¹ (Houze, 1993; Emanuel, 1994; Schultz *et al.*, 2000). A permanência da

energia potencial está relacionada, principalmente, à presença da ZCAS, que configura o fluxo noroeste e traz ar mais quente e úmido da Amazônia para o estado do Rio de Janeiro (Satyamurti e Rao, 1988; Ferreira *et al.*, 2004; Quadro *et al.*, 2012) e instabilidade local produzida nos baixos níveis da atmosfera, resultantes do aquecimento solar e da evapotranspiração em superfície (Doswell, 2001).

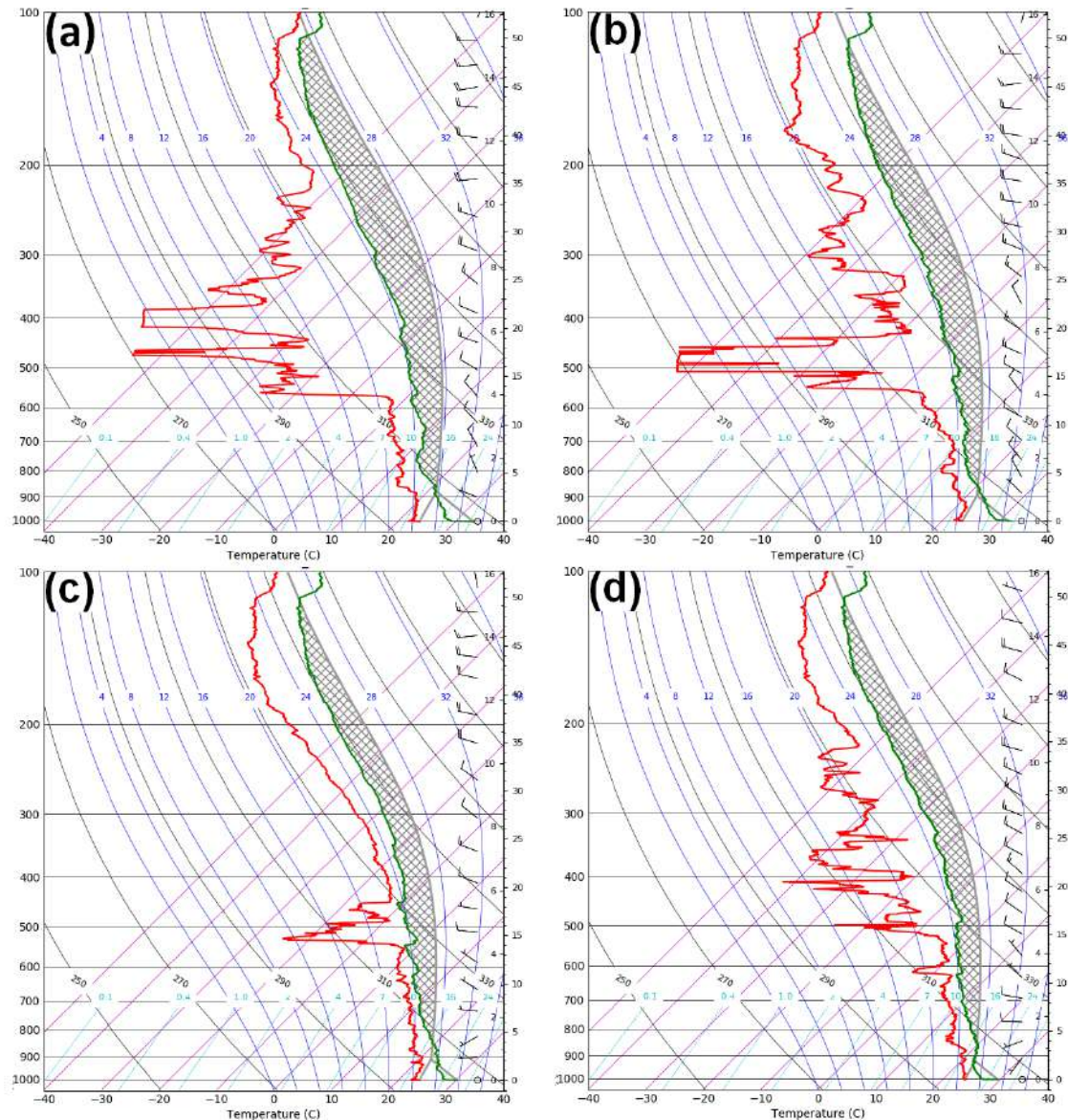


Figura 8.20 - Diagrama SkewT/LogP às (a) 15 UTC, (b) 17 UTC, (c) 19 UTC e (d) 21 UTC em 22 de fevereiro de 2018.

Um perfil vertical similar de umidade comparado a 22 de fevereiro é observado em 03 de março de 2018. Para todas as sondagens sub-diárias lançadas nesse dia, uma camada amfósferica saturada é observada da superfície até 500 hPa, e uma camada seca é observada nos níveis atmosféricos acima (Figura 8.21). No entanto, nenhuma energia

potencial significativa é verificada durante esse dia, o que caracteriza a importância de mecanismos dinâmicos para o desenvolvimento de nuvens de estratiformes em comparação com nuvens convectivas (Figura 8.20) no que concerne à disponibilidade de umidade atmosférica (Klein e Hartmann, 1993; Doswell, 2001).

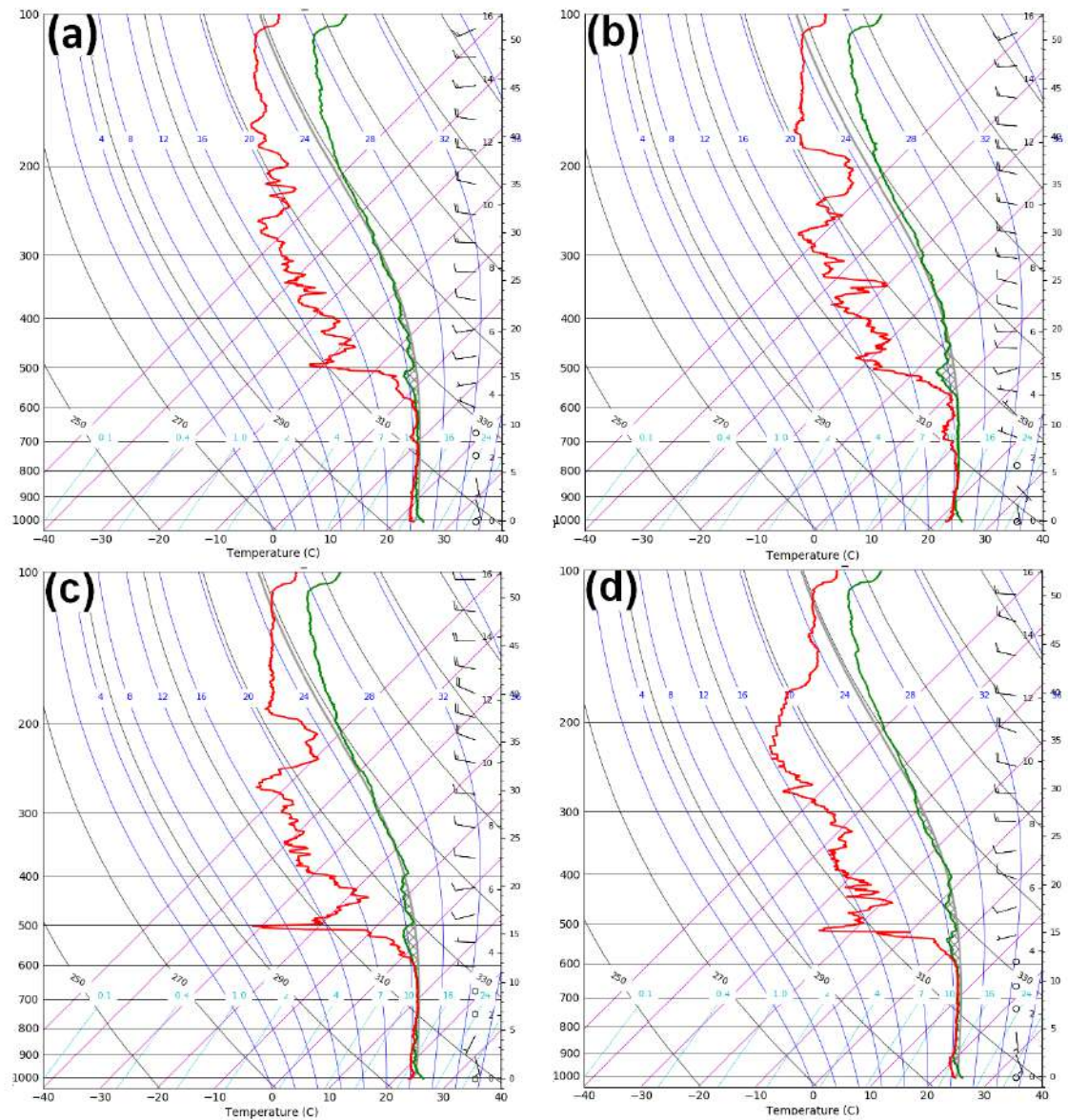


Figura 8.21 - Diagrama SkewT/LogP às (a) 15 UTC, (b) 17 UTC, (c) 19 UTC e (d) 21 UTC em 08 de março de 2018.

Em 15 de março, os diagramas Skew-T/log-P (Figura 8.22) também caracterizaram a presença de energia potencial e variações expressivas de temperatura nos baixos níveis da atmosfera. No entanto, ao contrário de 22 de fevereiro e 03 de março, uma camada mais seca é observada ao longo da atmosfera, principalmente na

baixa troposfera. Apesar da presença da energia potencial presente neste dia (valor máximo 2000 J.kg^{-1} às 19 UTC), verifica-se a necessidade de um trabalho a ser realizado (área de magenta nos diagramas Skew T Log P) para promover o movimento ascendente das parcelas de ar neste dia, isto é, a necessidade de um gatilho dinâmico para o desenvolvimento de nuvens mais intensas (Doswell, 2001).

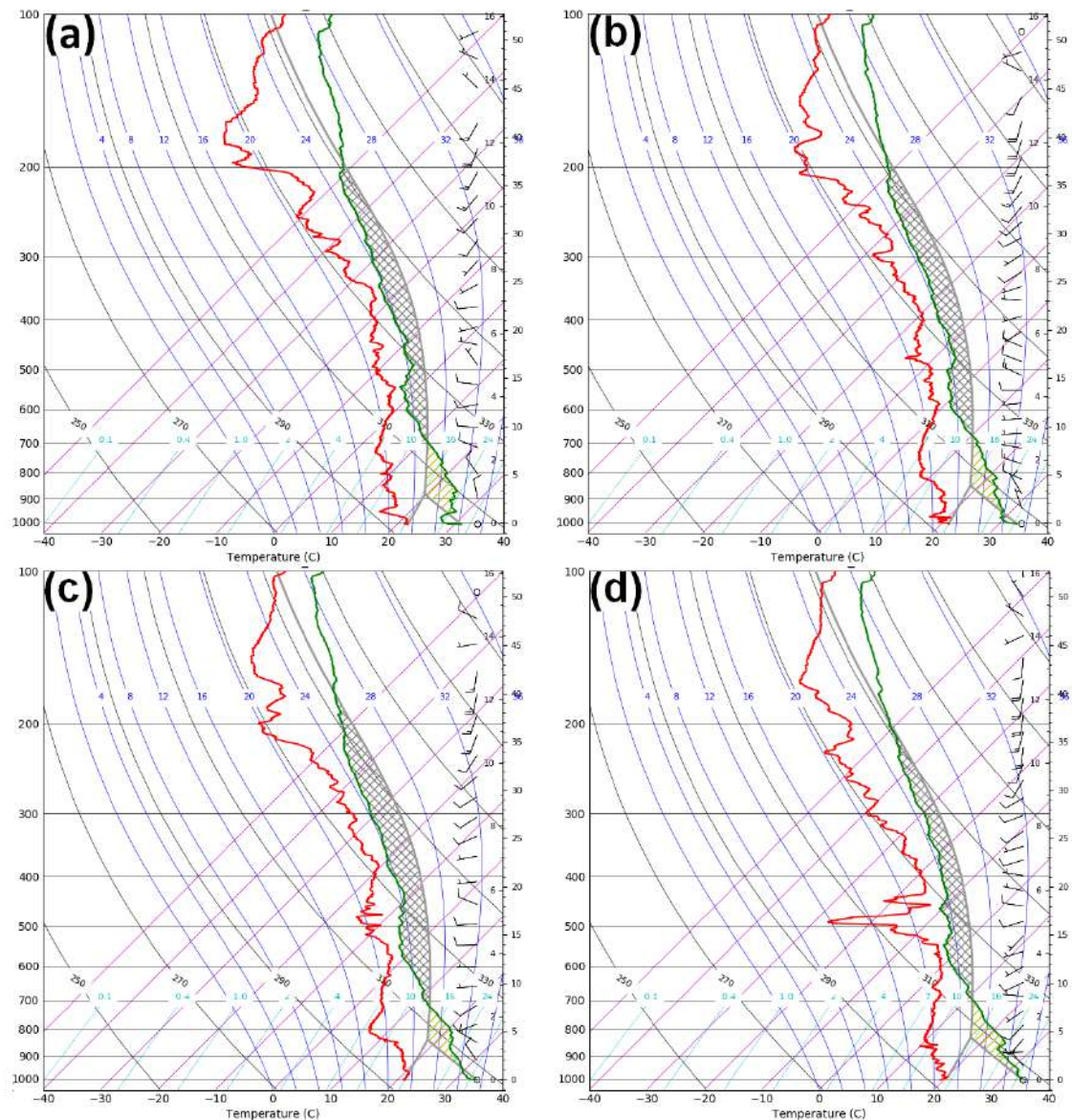


Figura 8.22 - Figura 8.21 - Diagrama SkewT/LogP às (a) 15 UTC, (b) 17 UTC, (c) 19 UTC and (d) 21 UTC em 15 de março de 2018.

Os índices CAPE, CIN, LI, LR, K e TT foram calculados a partir dos dados das sondagens para avaliar a termodinâmica da atmosfera na escala sub-diária (15 UTC, 17 UTC, 19 UTC e 21 UTC) relacionadas às nuvens convectivas em 22 de fevereiro

nuvens estratiformes em 08 de março e não precipitantes em 15 de março de 2018. Os resultados são mostrados na Figura 8.23.

A Figura 8.23a revela os resultados obtidos para a evolução temporal da CAPE em 22 de fevereiro (vermelho), 08 de março (laranja) e 15 de março (amarelo) de 2018. Segundo Nascimento (2005) e Hallak e Filho (2012), CAPE acima de 2500 J.kg^{-1} é um indicativo do potencial atmosférico para o desenvolvimento convectivo. Essa característica só foi observada para o dia “convectivo” com valores variando entre 2600 J.kg^{-1} e 3200 J.kg^{-1} (Figura 8.23a à esquerda), conforme verificado nos diagramas Skew-T/Log-P (Figura 8.20) em 22 de fevereiro. Valores não significativos foram observados para o dia estratiforme (Figura 8.23b central). Apesar dos consideráveis valores da CAPE, variando entre 1200 J.kg^{-1} e 1500 J.kg^{-1} em 15 de março, é possível observar a presença do CIN (Figura 8.23b à esquerda) com valores entre -100 J.kg^{-1} e -300 J.kg^{-1} , caracterizando a necessidade de uma expressiva forçante dinâmica. O índice LI (Figura 8.23c) também caracterizou valores mais expressivos (abaixo de -5°C) apenas no dia convectivo, caracterizando a maior “área ampla” observada nos diagramas Skew-T/log-P para esse dia (Figura 8.20) em comparação com os outros dias (Figuras 8.21 e 8.22). Esse comportamento concomitante de valores significativos da CAPE e LI verificados em 22 de fevereiro (Figuras 8.23a e 8.23c à direita) caracteriza a importância do ingrediente termodinâmico para desenvolver nuvens convectivas em comparação aos outros tipos de nuvens (Nascimento, 2005; DeRubertis, 2006).

Ao contrário do observado para a CAPE, CIN e LI, a variação sub-diária do LR (Figura 8.23d) apresentou valores significativos (acima de $6,5^{\circ}\text{C/km}$) apenas para o dia não precipitante (Figura 8.23d à esquerda). O comportamento sugere que os baixos valores de umidade nos níveis atmosféricos inferiores promovem o aquecimento do ar seguindo a taxa de decréscimo da adiabática seca ($9,8^{\circ}\text{C/km}$) nos diagramas Skew-T/log-P (Figura 8.22) e níveis mais altos de saturação de ar, o que não ocorreu nos outros dias (Figuras 8.20 e 8.21). Os índices K (Figura 8.23e) e TT (Figura 8.23f) apresentaram valores significativos (acima de 30°C e 40°C , respectivamente) para todos os dias (Nascimento, 2005). Esse padrão pode ser uma consequência de diferentes taxas de umidade e aquecimento característico da estação quente na região do estudo (Silva *et al.*, 2018). No entanto, devido ao alto aquecimento presente no não precipitante (Figura 5), valores mais expressivos de TT são observados nesse dia (Figura 8.23f à

esquerda) em comparação com o dia convectivo (Figura 8.23f à direita) e estratiforme (Figura 8.23f região central).

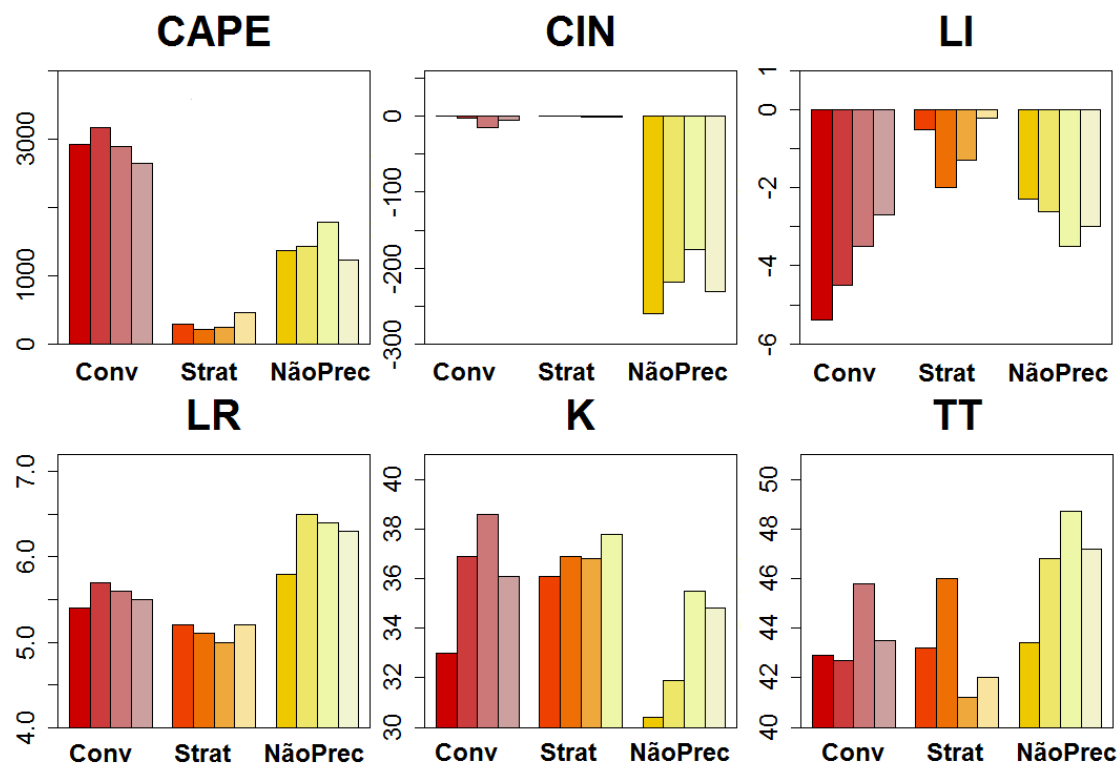


Figura 8.23 – Variação sub-diária (15 UTC, 17 UTC, 19 UTC and 21 UTC) dos índices (a) CAPE; (b) CIN; (c) LI; (d) K; (e) TT e (f) *Lapse-Rate* em 22 de fevereiro (vermelho), 08 de março (laranja) e 15 de março (amarelo) de 2018.

As Figuras 8.24 e 8.25 mostram simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) – quadro esquerdo, convergência dos ventos (área sombreada negativa) e divergência (área sombreada positiva) em 1000 hPa e convergência do vento (linhas negativas) e divergência (linhas positivas) em 850 hPa (CV + DV) – quadro central, e cisalhamento dos ventos entre 500 hPa e 10 metros e convergência de vento (linhas negativas) e divergência (linhas positivas) em 250 hPa (WSH + DVM) – quadro à direita - para 15 UTC (Figura 8.24) e 17 UTC (Figura 8.25) em 22 de fevereiro (início), 08 de março (meio) e 15 de março (parte inferior) de 2018, respectivamente. Os outros horários com lançamentos de radiossondagens (19 UTC e 21 UTC) não serão apresentados devido à semelhança dos resultados dos indicadores obtidos nas simulações.

Em 22 de fevereiro, a circulação dos ventos em 850 hPa mostra um fluxo de noroeste de ar úmido e quente da Amazônia em direção ao estado do Rio de Janeiro

(Figura 8.25a) e ao Oceano Atlântico adjacente às 15 UTC e 17 UTC. Como discutido anteriormente, esse padrão atmosférico está relacionado à configuração da Zona de Convergência da América do Sul (ZCAS) presente nesse dia (Figuras A15a-A20a). A convergência e divergência nos baixos níveis de atmosfera caracterizam a presença de valores positivos e negativos concomitantes sobre o Rio de Janeiro (Figura 8.24b e 8.25b). Entretanto, um acoplamento entre a convergência de ventos é observado na camada atmosférica entre 1000 hPa e 850 hPa. Nos altos níveis da atmosfera, verifica-se a presença da divergência do vento (Figura 8.24c e 8.25c) próxima aos locais com convergência de ventos nos baixos níveis. O padrão mostra a importância de uma estrutura vertical da atmosfera para garantir um mecanismo dinâmico para a formação das nuvens convectivas (Doswell 1987; Tajbakhsh *et al.*, 2012). Um fraco cisalhamento do vento também é observado, favorecendo o desenvolvimento da precipitação.

Uma configuração não similar é observada em 08 de março às 15 UTC (Figura 8.24) e 17 UTC (Figura 8.25). Nesse dia, as circulações de vento em 850 hPa foram caracterizadas por um fluxo de sudeste advectando ar úmido do Oceano Atlântico adjacente (Figura 8.24d e Figuras A15b-A20b). No entanto, verifica-se uma camada convergência em 1000 hPa sobreposta a uma camada de divergência em 850 hPa (Figura 8.24e e 8.25e) promovendo um confinamento dos movimentos verticais, promovidos pelos gatilhos dinâmicos, favorecendo a formação de nuvens distribuídas horizontalmente. Nos níveis atmosféricos superiores, a convergência dos ventos (Figura 8.24f e 8.25f) também pode ser observada. O comportamento simultâneo da convergência e divergência dos ventos ao longo da atmosfera sugere uma estrutura física das nuvens estratiformes distinta da estrutura de nuvens convectivas (Collier 2003).

Em 15 de março de 2018, um comportamento semelhante da convergência e divergência dos ventos nos baixos níveis (Figuras 8.24h e 8.25h) e níveis superiores (Figuras 8.24i e 8.25i) é observado em relação ao dia de nuvens estratiformes (08 de março). A circulação dos ventos em 850 hPa mostra a presença de uma componente de nordeste sobre o estado do Rio de Janeiro, trazendo ar mais quente e com uma menor disponibilidade de umidade para o estado do Rio de Janeiro (Figuras A15c-A20c). Assim, o desenvolvimento das nuvens não teve um suporte de umidade suficiente para a formação da precipitação neste dia (Moraes 2005; Moura *et al.*, 2013). Esse comportamento concomitante denota a importância do acoplamento vertical de

mecanismos dinâmicos, associado à instabilidade termodinâmica, para o desenvolvimento de tempestades convectivas e chuvas intensas sobre o estado do Rio de Janeiro (Ulanski e Garstang, 1978; Lackmann e Yablonsky, 2004; Silva *et al.*, 2017).

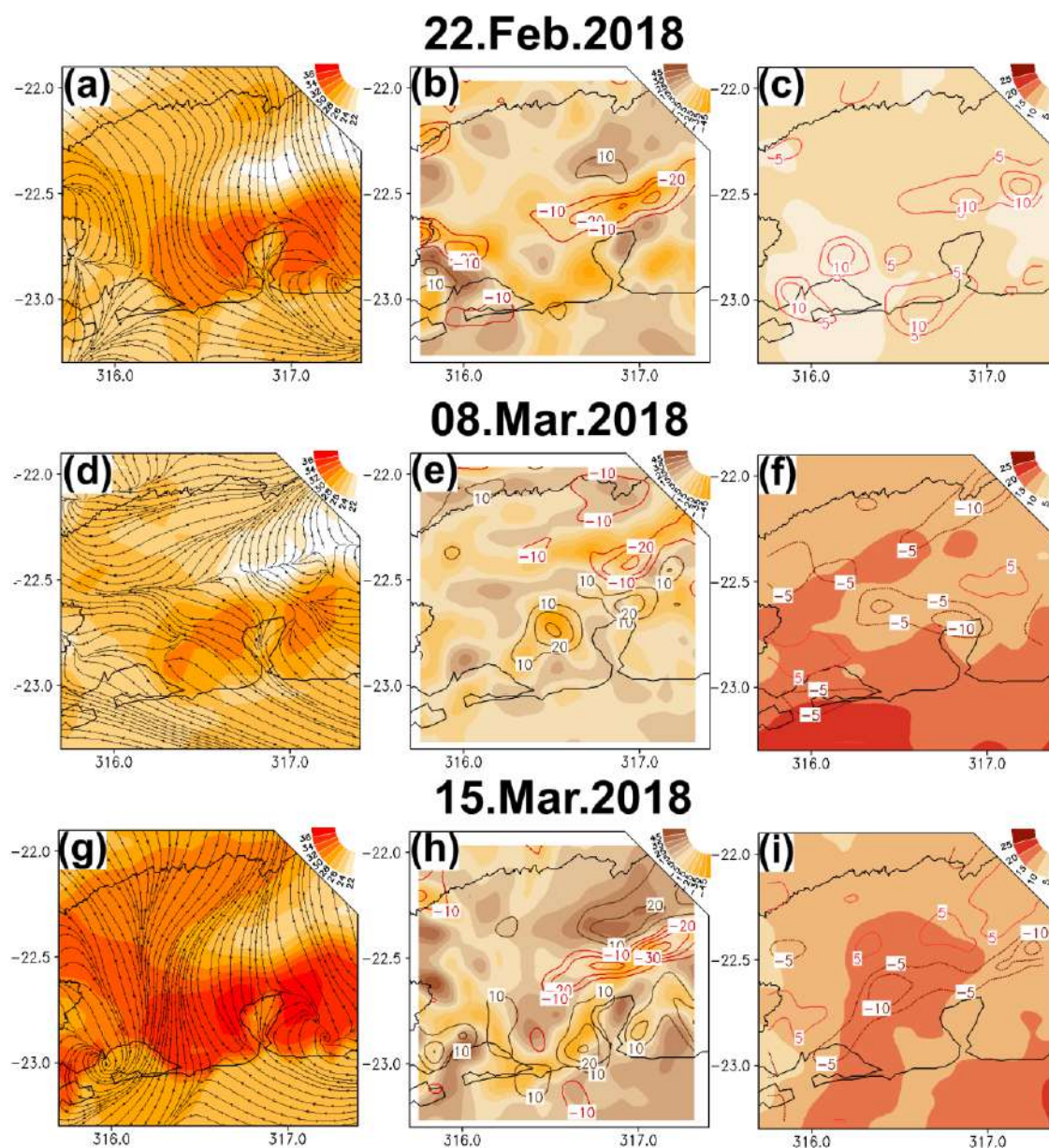


Figura 8.24 - Simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) – quadro esquerdo, convergência de vento (área sombreada negativa) e divergência (área sombreada positiva) em 1000 hPa e convergência de vento linhas) e divergência (linhas positivas) em 850 hPa (CV + DV) – quadro central, e cisalhamento dos ventos em 500 hPa e 10 metros e convergência de vento (linhas negativas) e divergência (linhas positivas) em 250 hPa (WSH + DVM) –

quadro à direita – às 15 UTC em 22 de fevereiro (parte superior), 08 de março (meio) e 15 de março (parte inferior) de 2018, respectivamente.

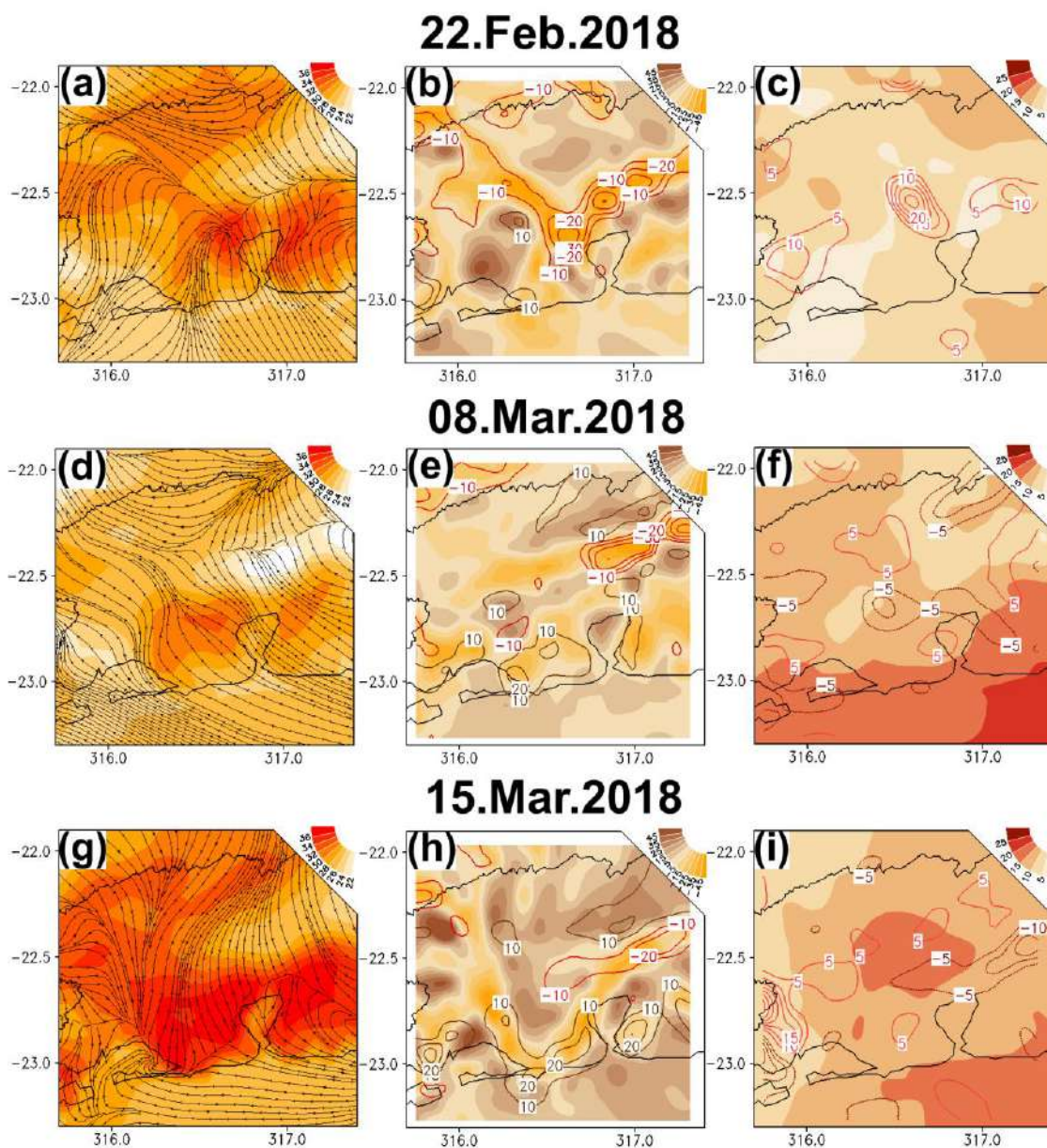


Figura 8.25 - Simulações com o WRF para temperatura do ar a 2 m e circulação de vento em 850 hPa (T2M + WD) – quadro esquerdo, convergência de vento (área sombreada negativa) e divergência (área sombreada positiva) em 1000 hPa e convergência de vento linhas) e divergência (linhas positivas) em 850 hPa (CV + DV) – quadro central, e cisalhamento dos ventos em 500 hPa e 10 metros e convergência de vento (linhas negativas) e divergência (linhas positivas) em 250 hPa (WSH + DVM) – quadro à direita – às 17 UTC em 22 de fevereiro (parte superior), 08 de março (meio) e 15 de março (parte inferior) de 2018, respectivamente.

Para avaliar um padrão atmosférico relacionado aos dias com nuvens convectivas, estratiformes e não precipitantes durante os experimentos realizados pelo LABH2O entre novembro de 2016 e março de 2018 (Silva *et al.*, 2017), análises estatísticas do perfil atmosférico vertical, ventos, parâmetros dinâmicos e termodinâmicos foram conduzidas com a finalidade de caracterizar as diferenças relacionadas a esses tipos de nuvem e fornecer ferramentas aos previsores locais e sistemas de alerta.

A Figura 8.26 mostra o comportamento médio da temperatura do ar (8.26a) e da razão de mistura (8.26b) para os dias de nuvens convectivas (linha vermelha), estratiformes (linha laranja) e nuvens não precipitantes (linha amarela) subtraídos do comportamento médio dessas variáveis observadas em todos os dias do experimento (Tabela 8.3). A partir da Figura 8.26a, é possível observar que, nos dias com nuvens não precipitantes, a atmosfera caracterizou uma tendência a apresentar as maiores variações positivas de temperatura (linha amarela) seguida pelos dias convectivos (linha vermelha). Um comportamento oposto é observado para os dias estratiformes que apresentam uma tendência de diferença negativa de temperatura (linha laranja), principalmente nos níveis atmosféricos mais baixos. Não se verifica um padrão semelhante para a razão de mistura (Figura 8.26b), que apresentou as diferenças mais positivas relacionadas aos dias convectivos. No entanto, esse comportamento é mais expressivo entre a superfície e 800 hPa. Os dias estratiformes apresentaram as maiores diferenças na camada atmosférica entre 800 e 600 hPa. Para as nuvens não precipitantes, verifica-se uma diferença média negativa da razão de mistura entre a superfície e a camada de 800 hPa. Acima dessa camada, o perfil médio tendeu a apresentar valores semelhantes aos observados nos dias convectivo e estratiforme.

Esses comportamentos médios observados concordam com os estudos de caso caracterizados nos diagramas Skew-T/log-P (Figuras 8.20-8.22). Um dos ingredientes necessários para o desenvolvimento convectivo é a presença concomitante de aquecimento e umidade (Doswell, 2001), sendo essa característica observada nos dias convectivos através dos valores mais significativos nas camadas mais próximas da superfície. O padrão sugere a influência do ciclo diurno de aquecimento solar no aquecimento da baixa troposfera por condução e maiores taxas de umidade por evapotranspiração (também devido ao aquecimento solar) durante a estação quente (Arya, 2001; Holton *et al.*, 2002). Sobre o Rio de Janeiro, os dias estratiformes são

observados, principalmente, após a passagem de frentes frias e a atuação de um sistema de alta pressão migratório (Martins, 2012). Esse padrão é responsável por trazer umidade do oceano e advecção fria (relacionado ao ar de latitudes mais elevadas) em direção ao Rio de Janeiro, como pôde ser observado nas Figuras 8.23 e 8.24. Um expressivo aquecimento foi observado nos níveis mais baixos da atmosfera para os dias com nuvens não precipitantes, o que também é uma consequência do aquecimento solar durante a estação quente. Entretanto, foi observado um padrão negativo de razão de mistura, o que caracteriza que a presença de altas temperaturas (aquecimento diurno) não é um gatilho para a formação de nuvens convectivas se não houver um suporte significativo de umidade (Silva *et al.*, 2018).

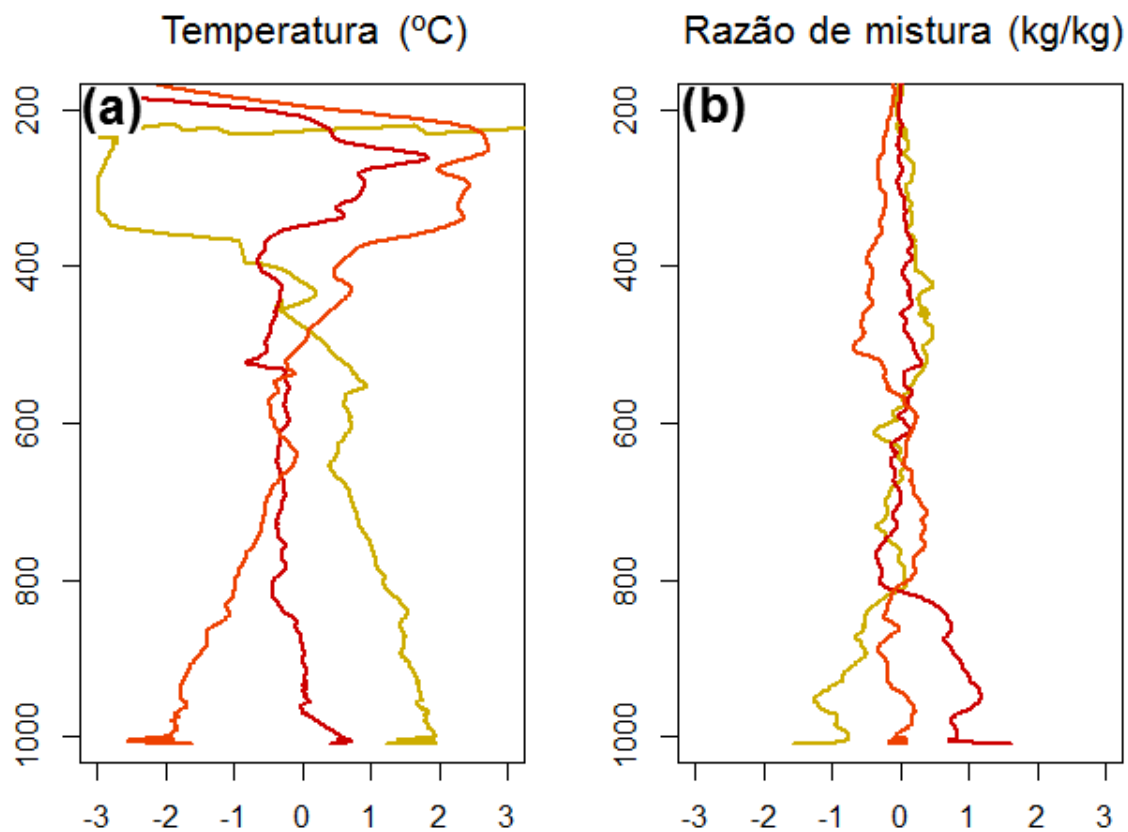


Figura 8.26 - Comportamento médio do perfil vertical da temperatura do ar (a) e razão de mistura (b) para os dias classificados como nuvens convectivas (linha vermelha), estratiformes (linha laranja) e nuvens não precipitantes (linha amarela). Os resultados mostram respectivamente a média da subtração entre o perfil vertical observado nas radiossondas lançadas a tarde e a média de todos os dias das sondagens realizadas à tarde.

A partir da Figura 8.27 (esquerda), é possível verificar que os dias de nuvens convectivas estiveram associados à advecção de noroeste e sudeste nos níveis atmosféricos mais baixos sobre o estado do Rio de Janeiro. Teixeira e Satyamurti (2007) verificaram que a componente dos ventos de nordeste pode ser responsável por trazer umidade e ar quente da região Amazônica para o sul do Brasil, principalmente relacionado à configuração da ZCAS ou à presença do jato de baixos níveis. A componente de sudeste poderia estar relacionada ao avanço de frentes frias sobre o Oceano Atlântico adjacente trazendo também umidade para o estado do Rio de Janeiro.

Os dias estratiformes (Figura 8.27 central) foram caracterizados por ventos de sul que sugere a circulação proveniente do sistema anticiclone localizado em latitudes mais altas, trazendo ar mais frio em direção ao estado do Rio de Janeiro (Martins, 2012). Os dias sem chuvas (Figura 8.27 direita) foram caracterizados por frequências mais baixas das componentes de noroeste e altas frequências das componentes de leste, ambos responsáveis por advectar ar quente em direção ao estado do Rio de Janeiro. No entanto, a componente de leste é responsável por trazer ar mais seco, favorecendo os valores mais baixos de razão de mistura observados em dias sem chuva (Figura 8.27 no meio). Os níveis médios e altos da atmosfera mostraram um padrão similar para os dias convectivos e estratiformes. Este comportamento caracteriza a importância da circulação de ventos nos baixos níveis da atmosfera na advecção quente ou fria, assim como na produção de diferentes suportes dinâmicos relacionados a esses dois tipos de nuvens. Para os eventos sem chuvas (Figura 8.27 à direita), um comportamento similar dos ventos nos níveis médios é observado em comparação aos níveis atmosféricos mais baixos. Os ventos superiores caracterizam um padrão oposto relacionado aos ventos nos baixos níveis.

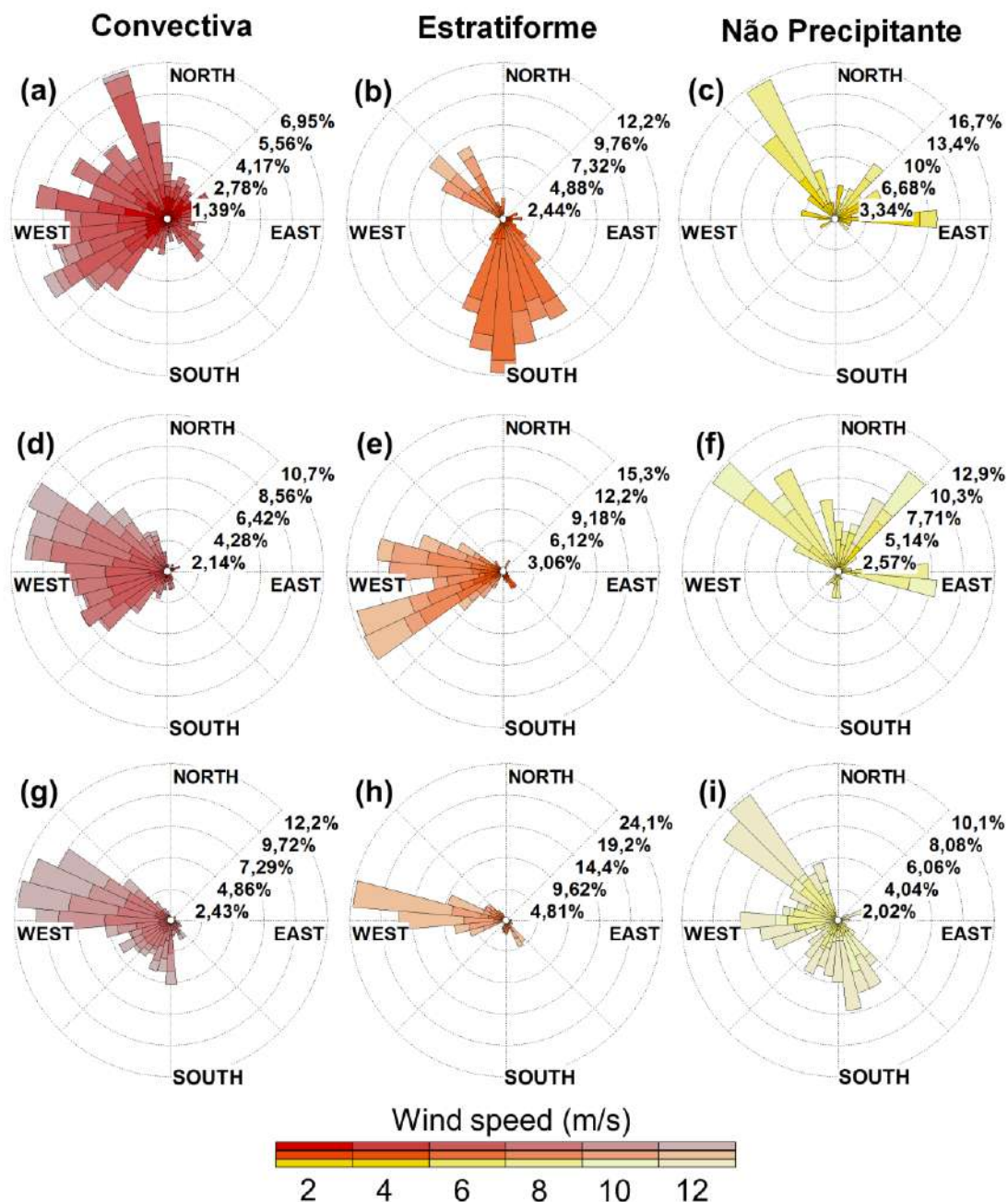


Figura 8.27 – Rosa dos ventos para os dias classificados com formação de nuvens convectivas, estratiformes e não precipitantes para as camadas entre a superfície e 850 hPa (a, b, c), entre 850 hPa - 500 hPa (d, e, f) e entre 500 hPa - 200 hPa (g, h, i) a partir dos dados medidos pelas radiossondas.

A Figura 8.28 mostra os gráficos de dispersão das variáveis termodinâmicas e variáveis dinâmicas para os dias com nuvens convectivas (vermelho), nuvens estratiformes (laranja) e nuvens não precipitantes (amarelo). Os parâmetros termodinâmicos (Figura 8.28a a 8.28i) foram calculados usando os dados de sondagem durante os experimentos. Os parâmetros dinâmicos foram calculados usando os

resultados de WRF simulados para todos os dias. Dada a diversidade espacial da convergência e divergência dos ventos, uma região ao redor da UFRJ (entre 22,2 °S-23,2 °S e 43,5 W-44,5 W) foi utilizada para avaliar os efeitos locais dos gatilhos dinâmicos durante os eventos analisados. Dados os distintos mecanismos dinâmicos relacionados às nuvens convectivas e estratiformes (Maps e Lin, 2004; Homeyer *et al.*, 2014), neste estudo, foram considerados os níveis atmosféricos entre 1000 hPa e 850 hPa para caracterizar a convergência (CLL) e divergência (DLL) na baixa troposfera, a camada entre 700 hPa e 500 hPa como CONV (CML) e DIV (DML) nos níveis médios, e a camada entre 300 hPa e 200 hPa como CONV (CUL) e DIV (DUL) nos níveis superiores.

Conforme observado na Figura 8.26a, os valores mais altos de temperatura são observados para os dias com nuvens não precipitantes e os valores mais baixos para os dias de nuvens estratiformes. Entretanto, como também observado na Figura 8.26b, os valores mais significativos de umidade são observados para os dias com nuvens convectivas, com valores mais pronunciados (Figura 8.28a). Os dias caracterizados com ambiente atmosféricos próximos à saturação foram encontrados nos dias estratiformes (Figura 8.28b), com os menores valores de depressão do ar em superfície registrados. Apesar dos valores mais baixos de depressão do ar observados para os dias estratiformes, vale a pena mencionar que esse comportamento não significa valores mais elevados de umidade, como observado para os dias convectivos (Figura 8.28c).

Como o parâmetro CAPE é altamente dependente do aquecimento e da umidade próxima à superfície, é possível verificar que os dias convectivos apresentam os valores mais altos (Figura 8.28d). Os dias com nuvens não precipitantes também foram caracterizados com a presença da CAPE. No entanto, valores mais baixos foram observados para esses dias em comparação aos dias convectivos. Os menores valores da CAPE foram verificados para os dias com nuvens estratiformes. Um cenário oposto é observado para o parâmetro CIN (Figura 8.28e), isto é, os menores valores foram verificados para os dias convectivos e os maiores valores para os dias com nuvens não precipitantes. Tal cenário mostra que, nos dias de nuvens convectivas, era necessário um pequeno trabalho para acionar a atividade convectiva em comparação aos dias com nuvens não precipitantes. Valores intermediários do CIN foram observados para os dias estratiformes, o que também caracteriza a necessidade de um gatilho dinâmico para desenvolver esse tipo de nuvens (Doswell, 1987).

O LFC mostrou os valores mais altos (alturas mais baixas) para os dias de nuvens estratiformes seguidos pelos dias com nuvens convectivas e não precipitantes (Figura 8.28f). Devido aos maiores valores de depressão do ar (Figura 10c) observados nos dias de nuvens estratiformes, a atmosfera apresentou uma tendência de ascender termodinamicamente em camadas mais próximas à superfície (Aria 2001). Pode-se observar que os dias estratiformes também apresentaram valores mais elevados de LNB, o que caracteriza uma menor altura de energia potencial disponível na coluna atmosférica em comparação com os dias convectivos e não precipitantes. Os dias de nuvens não precipitantes apresentaram os menores (maiores alturas) valores de LFC e os maiores valores de LNB caracterizando uma pequena camada atmosférica com energia termodinâmica (Nascimento 2005). Um comportamento concomitante de altos valores de CIN e LFC observados nos dias não precipitantes mostra um ambiente menos favorável à formação de nuvens sem a presença de um gatilho dinâmico. Os dias com nuvens convectivas foram caracterizados com valores elevados de LFC e baixos LNB mostrando uma grande extensão da coluna atmosférica com energia termodinâmica para o desenvolvimento de nuvens (Hallak e Filho, 2012; Silva *et al.*, 2017).

Os dias de nuvens convectivas também foram caracterizados com menores valores de LI em comparação aos outros dias de experimentos (Figura 8.28h). Esse resultado sugere que, além da maior extensão da energia termodinâmica, a atmosfera também tendeu a apresentar uma “maior área” dessa distribuição de energia na atmosfera (Nascimento, 2005). Os dias com nuvens estratiformes apresentaram os valores mais altos (menos negativos) de LI caracterizando uma “largura estreita” de energia termodinâmica disponível nesses dias, como observado nos diagramas Skew-T/log-P (Figura 8.20). O LR (Figura 8.28i), no entanto, apresentou os valores mais significativos para os dias sem chuvas. Como discutido anteriormente (Figura 8.22), esse fato pode ser resultado dos valores de temperaturas mais altas (Figura 8.26a e Figura 8.28a) e da menor disponibilidade de umidade (Figura 8.26b e Figura 8.28c) presentes nesses dias (Tajbakhsh *et al.*, 2012). Como resultado, a atmosfera mostrou uma tendência a um comportamento termodinâmico caracterizado pela adiabática seca, com valores chegando a 9,8 °C/km. Os dias convectivos e estratiformes, no entanto, apresentaram valores mais baixos de LR, os quais estão relacionados à liberação de calor latente na atmosfera (Nascimento 2005). Os valores mais baixos de LR também

caracterizam a grande extensão da coluna atmosférica observada nos diagramas Skew-T/log-P para a região de estudo.

Os índices K (Figura 8.28j) e TT (Figura 8.28k) apresentaram os maiores valores para os dias convectivos. No entanto, valores significativos, K acima de 30°C e TT acima de 40°C (Silva Dias 2000), desses parâmetros também foram observados nos dias com nuvens estratiformes e nuvens não precipitantes. Isso é observado, principalmente, porque esses índices não são capazes de representar a instabilidade atmosférica se os valores mais expressivos ocorrerem abaixo do nível atmosférico de 850 hPa (DeRubertis, 2006; Hallak e Filho, 2012; Silva *et al.*, 2017), conforme observado pela variação vertical da diferença da razão de mistura (Figura 8.26b). Nesse caso, esses índices devem ser avaliados com outros índices termodinâmicos mais dependentes do aquecimento e da disponibilidade de umidade em superfície, como a CAPE, por exemplo. A água precipitável apresentou valores expressivos para os dias convectivos (Figura 8.28l). No entanto, os maiores valores médios foram relacionados aos dias estratiformes, o que poderia ser uma consequência da disponibilidade de umidade proveniente do Oceano Atlântico relacionado a esse tipo de nuvem sobre a região (Martins 2012). Observou-se um comportamento inverso do conteúdo de água precipitável para os dias de nuvens não precipitantes, corroborando a diferença negativa da razão de mistura e os elevados valores de depressão do ar observados (Figura 8.26b).

A convergência dos ventos (Figura 8.28m) e a divergência (Figura 8.28n) são observadas nos níveis mais baixos da atmosfera para as três categorias de análise. Os valores de convergência mais expressivos são observados para os dias convectivos, seguidos pelos dias com nuvens estratiformes e nuvens não precipitantes. Entretanto, observa-se um comportamento oposto para a divergência, com os maiores valores para os dias sem chuvas, seguidos pelos dias estratiformes e convectivos. Esse resultado mostra que, nos dias de convecção, a presença concomitante de energia termodinâmica e os gatilhos dinâmicos garantiam a potencialidade atmosférica relacionada à convecção úmida profunda observada nesses dias (Banacos e Schultz 2005). Valores significativos de convergência nos dias estratiformes na camada CLL também caracterizam os efeitos da circulação de grande escala associada à alta pós-frontal (Martins 2012). Os dias sem chuvas, no entanto, apresentaram valores mais significativos de divergência em comparação à convergência ao longo da camada CLL. Como discutido nos parâmetros termodinâmicos (Figura 8.28c a 8.28e), devido à camada seca da atmosfera na CLL,

seria necessário uma forçante dinâmico para elevar o ar acima dessa camada, a fim de desenvolver uma nuvem convectiva (Nascimento, 2005). No entanto, um mecanismo dinâmico não foi configurado nessa camada para esses eventos, não favorecendo a formação de nuvens não precipitantes nesses dias (Tabela 8.3).

Um comportamento semelhante da convergência dos ventos (Figura 8.28o) e divergência (Figura 8.28p) é observado nos níveis atmosféricos médios para todos os tipos de dias de nuvens estratiformes em comparação aos níveis atmosféricos inferiores (Figura 8.28m). No entanto, valores expressivos de DML são verificados em relação à DLL. Essa característica sugere um mecanismo dinâmico oposto a um movimento ascendente ao longo dessa camada. Consequentemente, as nuvens que se desenvolvem sob este ambiente atmosférico tendem a apresentar um desenvolvimento horizontal, característico das nuvens estratiformes (Collier 2003), se houver uma disponibilidade significativa de umidade (Figura 8.28b e 8.28c). Se não houver presença concomitante de energia potencial e umidade (Figura 8.26), é, então, improvável a formação de nuvens de chuva (Doswell, 1987).

Nos níveis atmosféricos superiores, valores mais expressivos de convergência de ventos (Figura 8.28q) e menores valores de divergência de ventos (Figura 8.28r) são observados para os dias com nuvens estratiformes e não precipitantes. Para os dias convectivos, entretanto, são observados valores significativos de convergência de ventos nos níveis baixos e médios níveis da atmosfera (Figuras 8.28m e 8.28o) e expressivos da divergência dos ventos nos altos níveis da atmosfera (Figuras 8.28n e 8.28p), caracterizando a estrutura vertical dinâmica e aumentando o potencial de convecção. Os maiores valores de cisalhamento do vento são observados para os eventos estratiformes (Figura 8.28s), enquanto os valores expressivos do movimento vertical são observados para os eventos convectivos (Figura 8.28t). Os menores valores de cisalhamento do vento e movimento vertical são observados para os dias com nuvens não precipitantes, sugerindo, também, a ausência de mecanismos dinâmicos durante esses dias (Markowski e Richardson, 2010; Baba, 2016).

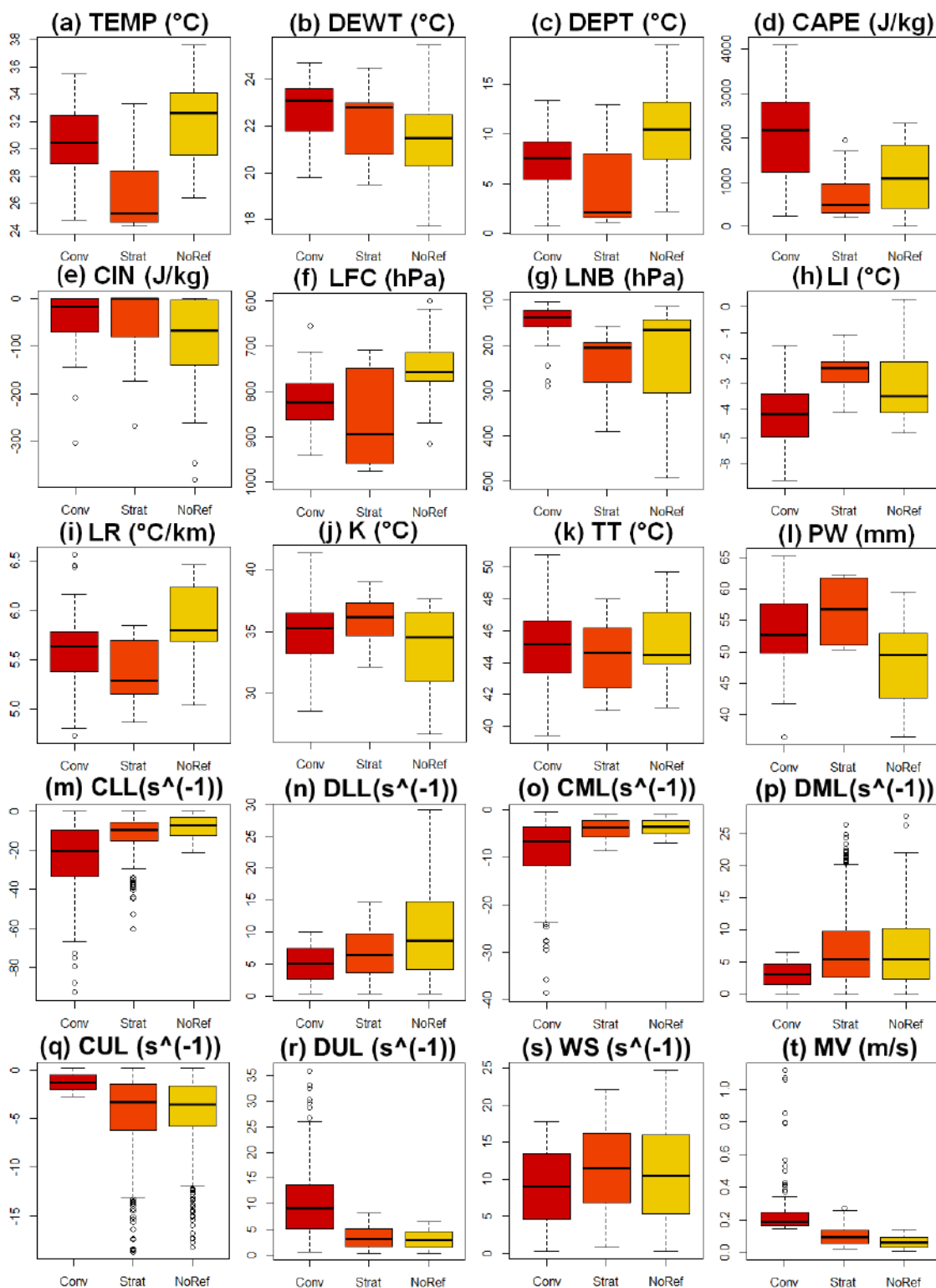


Figura 8.28 – Gráfico de dispersão das variáveis termodinâmicas e variáveis dinâmicas para os dias com formação de nuvens convectivas (vermelho), estratiformes (laranja) e não precipitantes (amarelo).

8.2.4 Análise dos eventos passados de tempestades convectivas associadas aos transbordamentos do rio Quitandinha

Após a avaliação da variabilidade espaço-temporal dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos associados à formação de tempestades na região metropolitana e serrana do estado do Rio de Janeiro, durante os experimentos do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente da COPPE/UFRJ, este trabalho procurou também avaliar o comportamento dos indicadores termodinâmicos CAPE, CINE, LFC e LNB e dinâmicos DIV e CONV para os dias em que houve chuvas e transbordamento do rio Quitandinha sem a atuação de sistemas frontais e ZCAS, classificados como tempestades convectivas (Tabelas 6.4 e 7.2) ocorridas entre 2013 e 2016.

Para a análise dos indicadores termodinâmicos, utilizou-se o procedimento da temperatura máxima, método proposto por Doswell (2001), e a correção do viés (superestimativa ou subestimativa) proposta por Silva *et al.*, (2018). Os dados da estação do aeródromo do Galeão foram utilizados para a aplicação do método nas sondagens realizadas às 12 UTC para todos os dias de análise. Com a finalidade de avaliar o comportamento diurno dos indicadores termodinâmicos propostos, foram utilizados os dados de superfície do Galeão coletados entre às 13 UTC e 21 UTC. O resultado do perfil médio horário desses indicadores é mostrado na Figura 8.29.

As saídas do modelo WRF, com resolução espacial de 9 km e simulação temporal de 72 horas, foram utilizadas para avaliar a evolução temporal da dinâmica da atmosfera para o ponto de grade localizado sobre a estação Coronel Veiga durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos entre 2013 e 2016. Para avaliar o comportamento desses indicadores, utilizou-se o procedimento do cálculo da média estrutural proposto em Silva *et al.* (2018). Seguindo essa proposição, os resultados obtidos para CONV e DIV foram agrupados, começando 12 horas antes do início da chuva e tendo, como término, o instante de tempo do evento de chuva mais prolongado. O resultado do padrão médio desses indicadores é mostrado na Figura 8.30.

Com a finalidade de também avaliar o comportamento qualitativo e quantitativo desses indicadores, um estudo de caso associado ao transbordamento do rio Quitandinha será também apresentado. Para a avaliação proposta, escolheu-se o evento de chuva e transbordamento do rio Quitandinha ocorrido em 16 de fevereiro de 2016. Dentre os

eventos analisados, esse evento de chuva apresentou a maior taxa em 15 minutos de chuva (aproximadamente 27,75 mm) em relação aos demais eventos. Os resultados dos diagramas Skew-T/ log-P são mostrados na Figura 8.31. A evolução temporal dos indicadores termodinâmicos pode ser observada através da Figura 8.32. As configurações espaciais da convergência, divergência e cisalhamento do vento são observadas na Figura 8.33. As imagens de radar são mostradas na Figura 8.34.

A evolução temporal da CAPE (Figura 8.29a), CINE (Figura 8.29b), LFC (Figura 8.29c) e LNB (Figura 8.29d), utilizando o método da temperatura máxima proposto por Doswell (2001) e, após, com a correção do viés obtida no decorrer desta tese, pode ser observada através da Figura 8.29. Durante os dias em que houve o transbordamento do rio Quitandinha, verifica-se, em média, uma significativa disponibilidade de energia potencial para ascensão das parcelas de ar na atmosfera (Figura 8.29a), com maiores valores entre 14 UTC e 16 UTC. Um comportamento oposto é observado através do CIN (Figura 8.29b), cujos valores menos expressivos são observados concomitantemente no mesmo intervalo dos valores mais expressivos da CAPE. Uma análise conjunta desses dois indicadores mostra a potencialidade termodinâmica da atmosfera para a formação de tempestades, com valores mais (menos) expressivos da CAPE (CIN) ocorrendo em horários simultâneos (Nascimento, 2005; Hallak e Filho, 2012; Silva *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2018).

Semelhante ao observado nos indicadores CAPE e CIN, os parâmetros LFC (Figura 8.29c) e LNB (Figura 8.29d) caracterizaram os valores mais significativos (maiores (menores) valores de pressão para LFC (LNB)) entre as 14 UTC e 16 UTC. Tal característica mostra que, além da disponibilidade de energia potencial, a atmosfera também apresentava uma maior extensão vertical na qual as parcelas de ar poderiam ascender desde a superfície atingindo camadas atmosféricas mais elevadas e criando condições termodinâmicas favoráveis para o desenvolvimento da convecção profunda na presença da disponibilidade de umidade e um gatilho dinâmico.

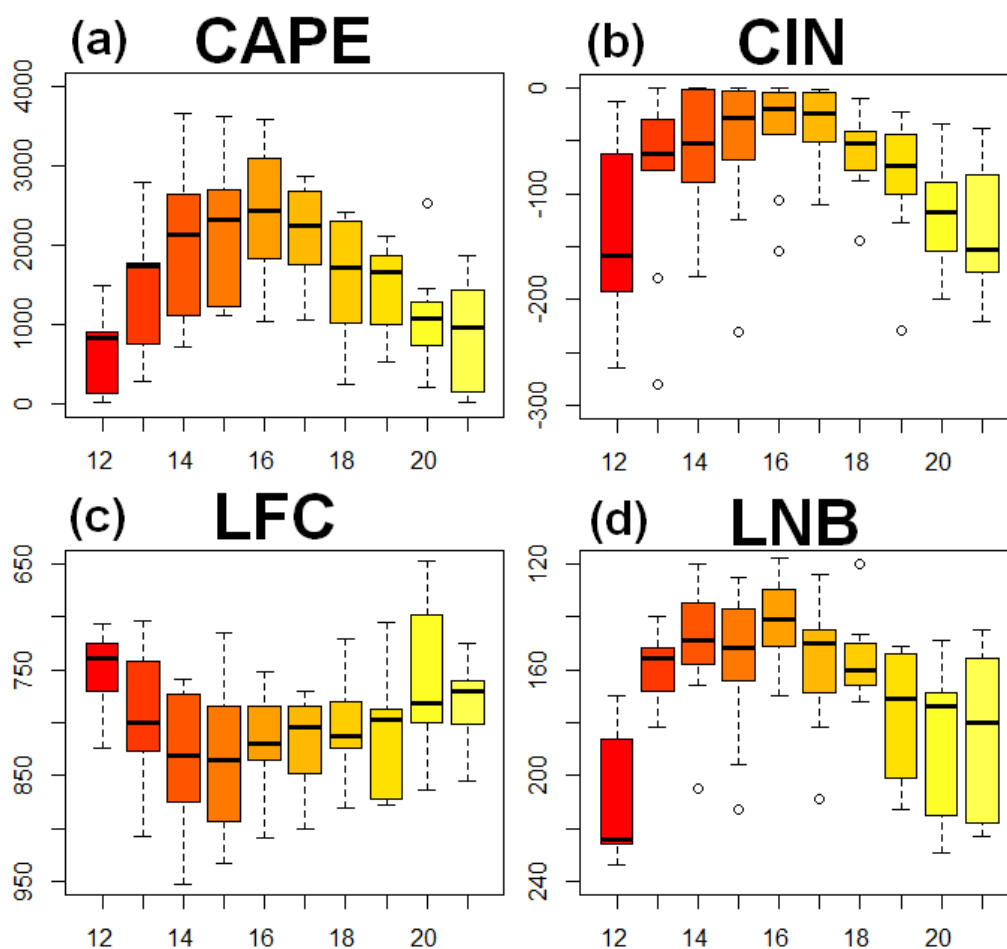


Figura 8.29 – Evolução temporal dos parâmetros CAPE (a), CIN (b), LFC (c) e LNB (d) para os eventos passados (entre 2013 e 2016) do rio Quitandinha utilizando o método proposto por Doswell (2001) e os ajustes de calibração.

O comportamento médio da evolução temporal da convergência em 850 hPa (Figura 8.30a) e divergência do vento em 250 hPa (Figura 8.30b) é mostrado a seguir. Para um ponto de grade localizado sobre a cidade de Petrópolis (estação Coronel Veiga), verifica-se a presença de valores significativos (negativos) de convergência antes da ocorrência da precipitação, com valores mais expressivos às 04 UTC e 10 UTC. Após o início da precipitação, verifica-se um comportamento oposto desse indicador, com valores positivos sobre a região analisada. A divergência dos ventos nos altos níveis da atmosfera (Figura 8.30b) também caracterizou, em média, valores favoráveis (positivos) à formação de nuvens e chuva para os eventos analisados. Entretanto, em comparação à convergência (Figura 8.30a), observa-se que a divergência apresentou valores mais significativos próximos à ocorrência da chuva e durante o seu decorrer. Tal comportamento sugere que a convergência dos ventos nos baixos níveis da

atmosfera garante um suporte dinâmico para o desenvolvimento convectivo em instantes de tempo antecessores à formação convectiva, enquanto que a divergência dos ventos atua mais próximo à formação da chuva, assim como a sua ocorrência.

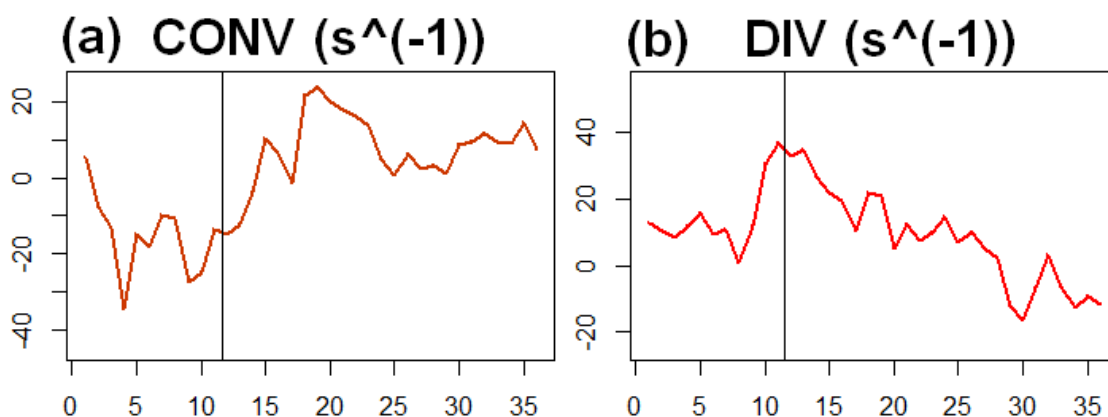


Figura 8.30 – Evolução temporal média dos parâmetros CONV (a) e DIV (b) para um ponto de grade localizado sobre a estação Coronel Veiga utilizando as saídas das simulações com o modelo WRF.

Uma análise conjunta dos indicadores termodinâmicos (Figura 8.29) e dinâmicos (Figura 8.30) corroborou a importância dos “ingredientes de tempo severo” para a formação de tempestades convectivas e chuvas que favoreceram, conseqüentemente, os eventos de transbordamento do rio Quitandinha sem a atuação de sistemas sinóticos de grande escala, entre 2013 e 2016, como proposto e discutido por vários autores no decorrer dos últimos anos (Doswell, 1987; DeRubertis, 2006; Baba, 2016; Bunkers e Doswell, 2016; Tajbakhsh *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2017; Silva *et al.*, 2018).

Com a finalidade de apresentar uma melhor ilustração dos indicadores termodinâmicos e dinâmicos analisados, uma breve discussão destes será realizada para o evento de chuva do dia 16 de fevereiro de 2016, no qual foi observada a maior taxa da precipitação em quinze minutos (27,75 mm) dentre todos os eventos analisados. As imagens de radar do Sumaré (Figura 8.31) mostram a evolução temporal da tempestade convectiva atuante sobre o estado do Rio de Janeiro durante a tarde do dia 16 de fevereiro de 2016. Valores significativos de refletividade, acima de 40 dBZ, são observados no decorrer de todas as imagens caracterizando a presença de nuvens do tipo convectivas sobre a região (Silva *et al.*, 2018). A partir das 15h00 local, verifica-se a presença (Figura 8.31a) de tempestades convectivas isoladas que se deslocaram (Figura

8.31b-Figura 8.31d) em direção ao sul do município do Petrópolis. Nos horários subsequentes (Figura 8.31e - 8.31m), estas células convectivas permaneceram estacionárias sobre o sul de Petrópolis e porção leste da Baixada Fluminense.

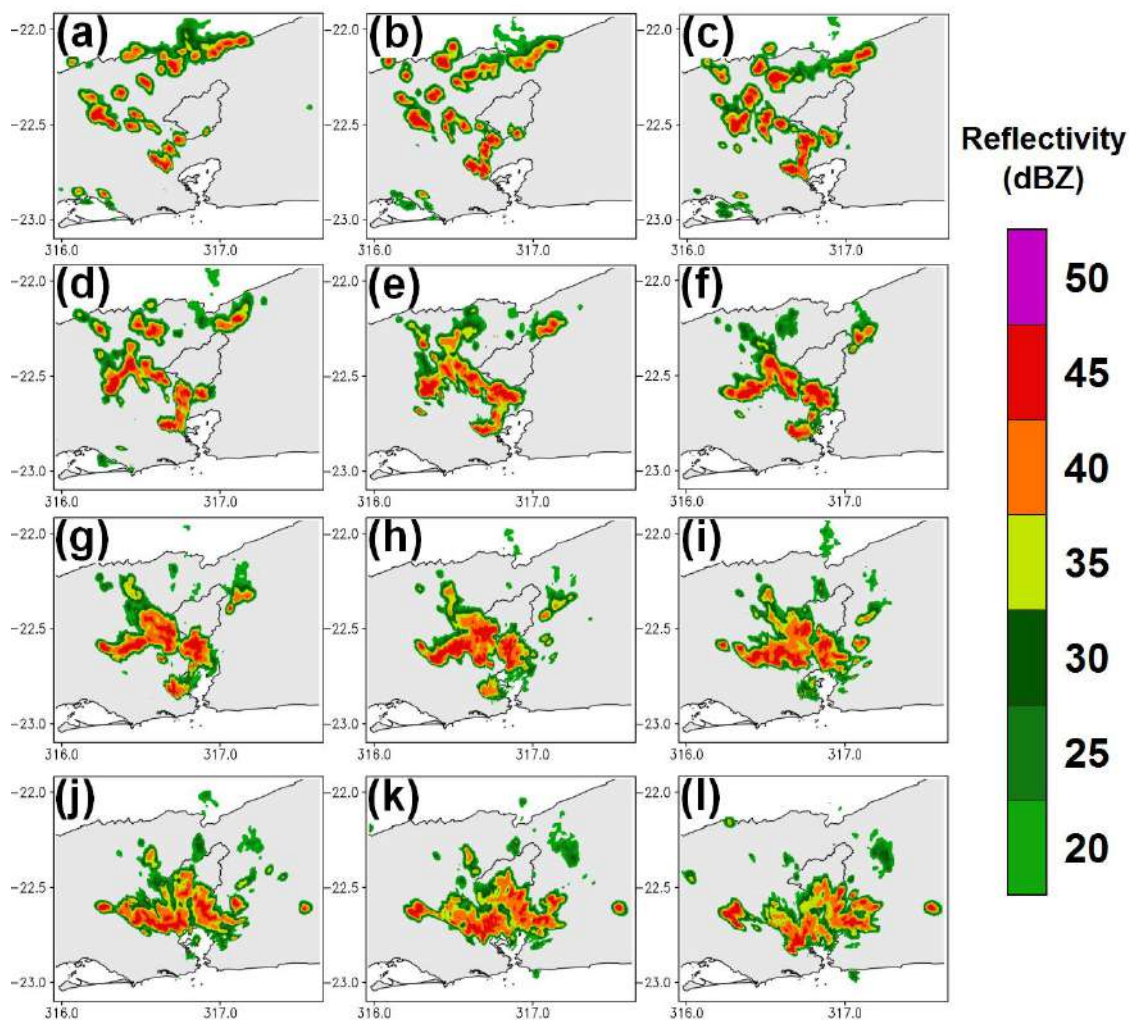


Figura 8.31 – Imagens do radar do Sumaré às 16h00 (a), 16h15 (b), 16h30 (c), 16h45 (d), 17h00 (e), 17h15 (f), 17h30 (g), 17h45 (h), 18h00 (i), 18h15 (j), 18h30 (k), 18h45 (l) do dia 16 de fevereiro de 2016.

A Figura 8.32 mostra os diagramas Skew-T/log-P para as 12 UTC (Figura 8.32a), 14 UTC (Figura 8.32b), 16 UTC (Figura 8.32c) e 18 UTC (Figura 8.32d). Os demais horários não serão mostrados devido a grande semelhança entre os perfis termodinâmicos. A evolução temporal diurna da CAPE (Figura 8.33a), CIN (Figura 8.33b), LFC (Figura 8.33c) e LNB (Figura 8.33d) para esse evento de chuva também é mostrada. A configuração espacial dos indicadores dinâmicos para os horários das sondagens é mostrada na Figura 8.34.

Como observado durante os experimentos do Laboratório de Recursos Hídricos e Meio Ambiente da COPPE/UFRJ, verifica-se a presença de um perfil mais prolongado da energia potencial da atmosfera no decorrer da tarde do dia 16 de fevereiro de 2016 (Figura 8.32). Um aumento desta disponibilidade de energia (área em cinza) é observado, com um máximo às 16 UTC. De forma oposta, uma diminuição da quantidade de energia (área em amarelo) para ascender as parcelas de ar na atmosfera é observado, com um mínimo também observado às 16 UTC.

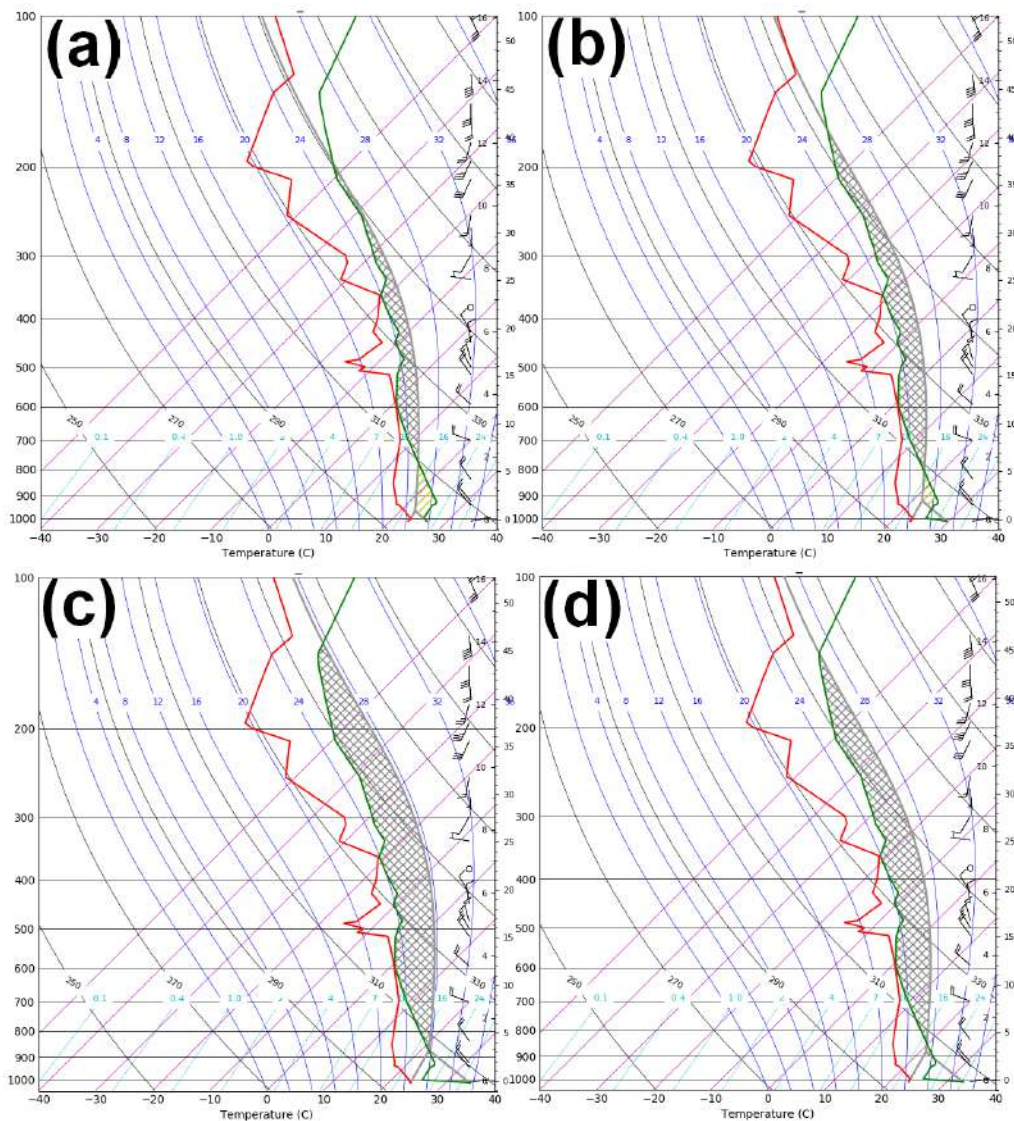


Figura 8.32 – Diagrama Skew-T/log-P às 12 UTC (a), 14 UTC (b), 16 UTC (c) e 18 UTC (d) do dia 16 de fevereiro de 2016.

A evolução horária dos indicadores termodinâmicos é observada através da Figura 8.33. Como observado na Figura 8.32, verificam-se os valores mais expressivos da CAPE (Figura 8.33a) e menos expressivos do CIN (Figura 8.33b) em meados da

tarde. Um comportamento similar é observado para o LFC (Figura 8.33c) e LNB (Figura 8.33d). Às 16 UTC, verificam-se os valores mais expressivos desses indicadores termodinâmicos para a formação da tempestade observada na imagem de radar (Figura 8.31). Uma hora posterior a esses valores máximos, verifica-se a ocorrência das células convectivas sobre o sul da região de Petrópolis (Figura 8.31f) e a ocorrência da taxa mais intensa da precipitação observada.

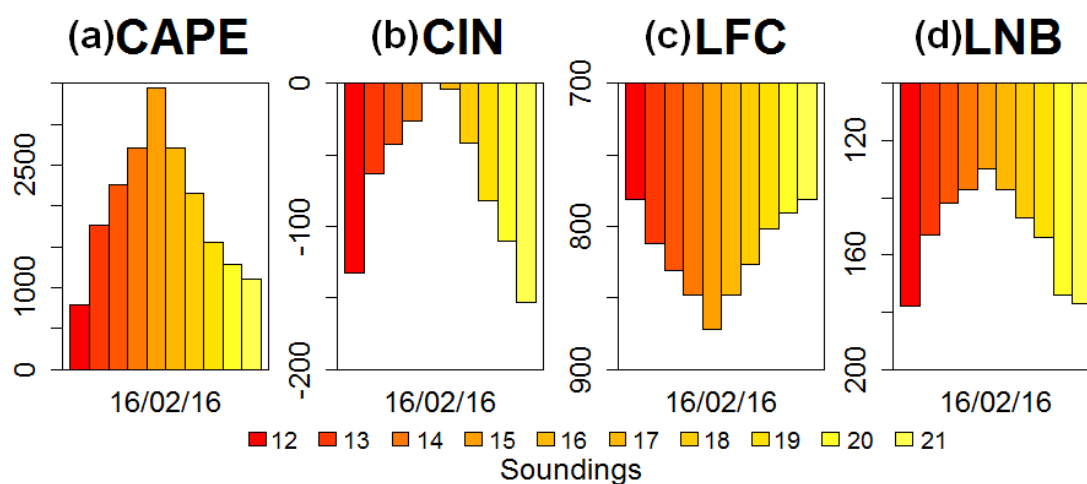


Figura 8.33 – Evolução temporal horária (entre 12 UTC e 21 UTC) da CAPE (a), CINE (b), LFC (c) e LNB (d) durante o dia 16 de fevereiro de 2016.

Através da Figura 8.34, é possível observar a configuração espacial dos indicadores dinâmicos obtidos através das simulações com o modelo WRF para o dia 16 de fevereiro de 2016. Além da convergência do vento em 850 hPa (linhas negativas nas campos superiores) e divergência em 250 hPa (linhas positivas nos campos inferiores), optou-se também por analisar a convergência e divergência do vento em 1000 hPa (áreas sombreadas em negativo e positivo respectivamente nas figuras superiores) e cisalhamento do vento entre 10 m e 500 hPa (áreas sombreadas em positivo) com a finalidade de caracterizar a configuração desses indicadores em diferentes camadas atmosféricas.

Observa-se a presença de uma camada de convergência nos baixos níveis da atmosfera com centros de convergência do ar em 1000 hPa e 850 hPa localizados sobre a região sul de Petrópolis antes do início da precipitação (Figura 8.34a – 8.34b). Após o início da precipitação (Figura 8.34c), verifica-se o posicionamento desta região de convergência dos ventos sobre a região central de Petrópolis. É possível também verificar a ausência de valores de divergência dos ventos em 250 hPa antes da

precipitação (Figuras 8.34d e 8.34e), sobre Petrópolis. Entretanto, próximo ao início da chuva (Figura 8.34f), verificam-se regiões de divergência no entorno de Petrópolis, com valores significativos localizados ao sul da cidade durante o decorrer da chuva, assim como os maiores valores de refletividade observados nas imagens do radar do Sumaré (Figura 8.31). Corroborando o comportamento médio desses indicadores observados na Figura 8.30, para esse evento de chuva, novamente os campos dinâmicos caracterizaram a atuação da convergência dos ventos antecedendo à formação das nuvens e chuva, enquanto que a divergência dos ventos caracterizou valores mais expressivos durante a iminência e decorrer da chuva. Um fraco cisalhamento vertical do vento foi observado durante todos os horários analisados, sendo essa configuração favorável para a formação de nuvens de curta duração e altas taxas de precipitação associadas (Silva *et al.*, 2018).

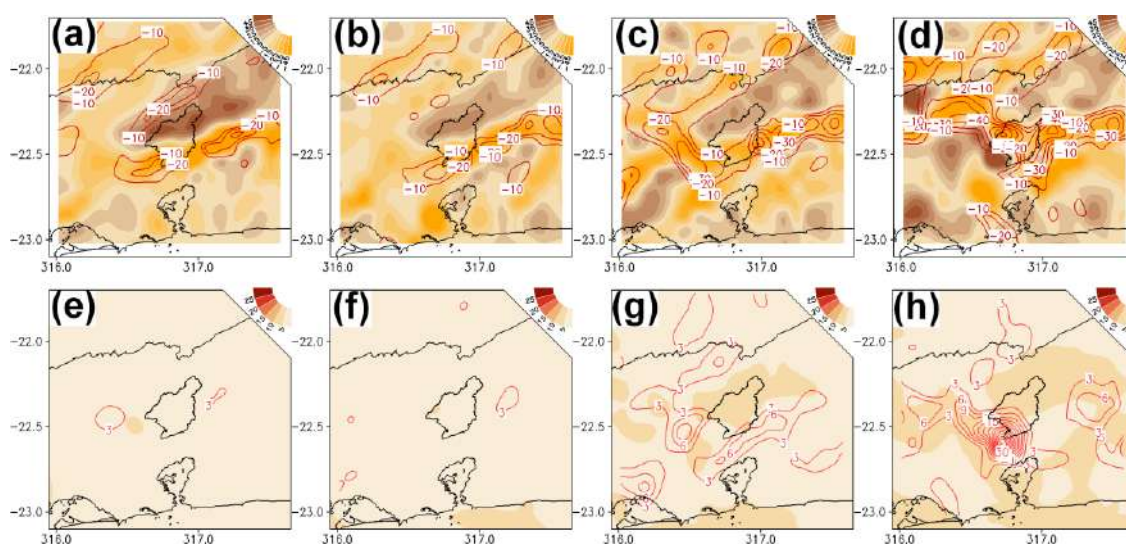


Figura 8.34 – Simulações com o modelo WRF para o dia 16 de fevereiro de 2016. Convergência do vento em 850 hPa (linhas negativas nas campos superiores) e divergência em 250 hPa (linhas positivas nos campos inferiores), convergência e divergência do vento em 1000 hPa (áreas sombreadas em negativo e positivo respectivamente nas figuras superiores) e cisalhamento do vento entre 10 m e 500 hPa (áreas sombreadas em positivo nas figuras inferiores).

CAPÍTULO 9 – RELAÇÕES Z-R E Z-N

Este capítulo apresenta os resultados referentes às estimativas por radar (Figura 5.1 - Fase 3), conforme abordagem metodológica proposta no Capítulo 5. Especificamente, serão apresentados os resultados referentes aos ajustes (para os transbordamentos ocorridos entre 2013 e 2014) e validação (eventos ocorridos em 2016) das relações entre os dados de chuva e refletividade, relações Z-R, e entre os dados de chuva e os dados de nível de água do rio Quitandinha, relação Z-N.

Na primeira seção deste capítulo, os resultados estatísticos para cada uma das seis relações Z-R (Tabela 5.3) utilizadas são apresentados. Dois estudos de caso referentes à aplicação da chuva estimada por radar em comparação à chuva registrada na estação Cel Veiga (que monitora o rio Quitandinha) também são apresentados. A segunda seção deste capítulo tem como ênfase a discussão da metodologia proposta para a proposição da relação Z-N, assim como os resultados de sua calibração. Posteriormente, os resultados das estatísticas de verificação referentes às estimativas encontradas pela relação Z-N são apresentadas.

9.1 Ajuste e validação de relações Z-R

A Figura 9.1 mostra os novos parâmetros a e b que foram obtidos usando a análise de regressão aplicada aos dados utilizando os filtros passa-faixa em 5%, 10% e 20% para o ajuste (Figura 5.12, previamente mostrada no Capítulo 5) nos dados de taxa de chuva e de refletividade de radar coletados em 2013 e 2014. Dos resultados obtidos para 5% (Figura 9.1), 10% (Figura 9.2) e 20% (Figura 9.3), é possível verificar que, quanto menor o filtro utilizado, maior o coeficiente de determinação associado à estimativa dos coeficientes a e b . Este comportamento ocorre porque, quanto menor o filtro utilizado, mais rigoroso é o critério de aceitação relacionado, isto é, quão estreita é a faixa de valores avaliados como válidos nas relações Z-R (Tabela 5.3) definidas por Marshall-Palmer (MP), Nexrad (NR), Battan (BT), Rosenfield Tropical (RT), Tempestades (TD) e WSR-88 (WD). Consequentemente, os coeficientes a e b estão mais próximos da relação Z-R original para o filtro de 5%. O contrário ocorre progressivamente em relação aos outros dois filtros utilizados 10% (Figura 9.2) e 20% (Figura 9.3), onde as maiores amostras de pares de chuva e de radar obtidos favorecem

um distanciamento das novas relações Z-R obtidas a partir dos coeficientes correspondentes definidos pelas curvas Z-R sem o ajuste.

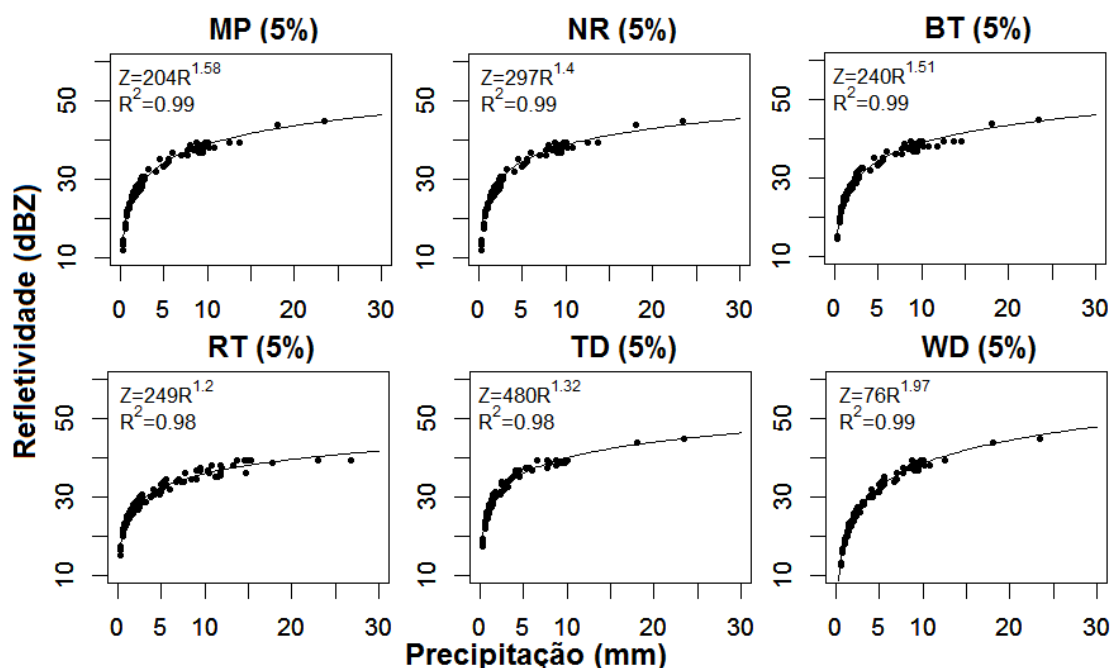


Figura 9.1 - Resultado do ajuste das relações Z-R considerando o filtro passa-faixa de 5% de variação de refletividade.

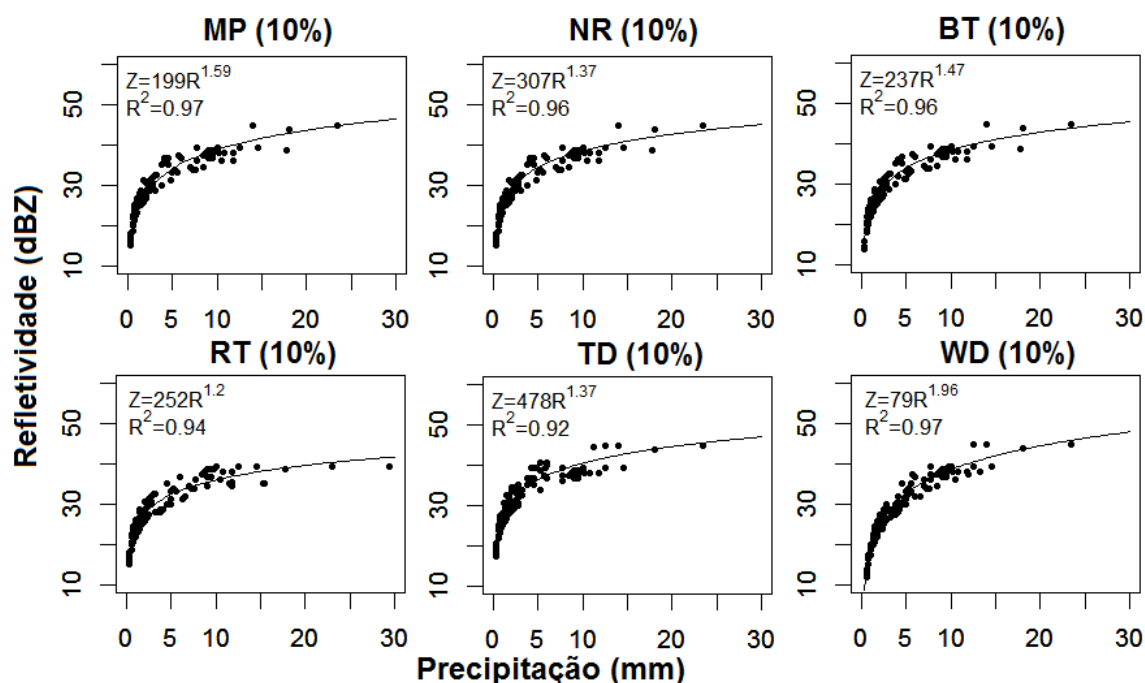


Figura 9.2 – Resultado do ajuste das relações Z-R considerando o filtro passa-faixa de 10% de variação de refletividade.

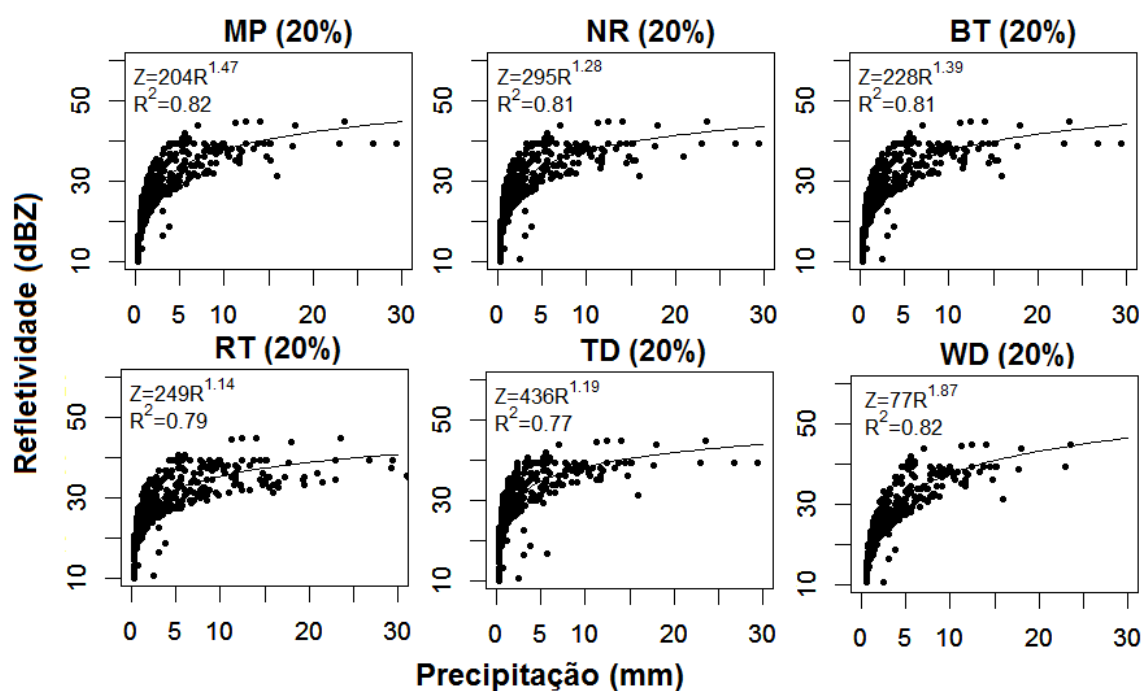


Figura 9.3 – Resultado do ajuste das relações Z-R considerando o filtro passa-faixa de 20% de variação de refletividade.

Para avaliar se o ajuste das relações apresentaram melhores resultados que as relações Z-R padrão (sem ajuste), realizou-se a estimativa da precipitação para essas seis relações Z-R com e sem ajustes e o cálculo dos índices estatísticos de BIAS, MAD e RMSE. Os dados de chuva coletados pela estação Coronel Veiga durante os eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos em 2016 foram utilizados nesta avaliação. Um resumo para todos os resultados estatísticos é mostrado na Tabela 9.1. As colunas mostram os resultados das estimativas da precipitação para cada relação Z-R. As linhas correspondem aos índices estatísticos BIAS, MAD e RMSE, respectivamente, para todos os eventos analisados. Apesar do menor coeficiente de regressão (R^2) para calibração utilizando filtro passa-faixa em 20%, (Figura 9.3), os coeficientes a e b obtidos para essa calibração apresentaram os menores erros estatísticos quando comparados às outras relações Z-R. Essa constatação deve-se ao fato de que as curvas Z-R em 20% apresentam uma amostra maior de dados usados para o ajuste. Consequentemente, representaram mais adequadamente os parâmetros locais intrínsecos da refletividade (Z) associados às tempestades e taxas de precipitação (R) que causaram a inundação do rio Quitandinha em 2016.

Tabela 9.1 – Sumário dos resultados estatísticos para a calibração das relações Z-R
(relações entre os dados de refletividade - Z e taxa de chuva -R).

Relações Z-R – Sem calibração						
	MP	NR	BT	RT	TD	WD
BIAS	-2,64	-10,9	-4,56	12,68	-25,51	19,98
MAD	14,01	14,91	14,09	21,35	26,36	26,23
RMSE	17,67	18,92	18,33	25,73	34,38	37,18
Relações Z-R – Calibração (5%)						
TD	MP	NR	BT	RT	TD	WD
BIAS	-3,44	-10,69	-7,02	12,88	-25,87	19,66
MAD	13,78	14,47	13,82	21,79	26,99	25,34
RMSE	17,23	18,68	17,87	26,08	33,52	37,51
Relações Z-R – Calibração (10%)						
	MP	NR	BT	RT	TD	WD
BIAS	-2,53	-7,85	-4,42	11,53	-26,94	19,25
MAD	13,66	12,45	13,31	20,57	27,88	25,2
RMSE	17,06	17,21	17,41	25,71	34,87	36,79
Relações Z-R – Calibração (20%)						
	MP	NR	BT	RT	TD	WD
BIAS	2,56	-4,19	2,65	12,16	-17,17	25,58
MAD	13,58	11,81	13,44	21,16	20,06	29,28
RMSE	16,41	16,23	16,61	26,54	26,08	43,76

Uma análise comparativa do coeficiente de variabilidade (C) calculado entre a precipitação medida pelo pluviômetro e a estimada pela relação Z-R padrão, isto é, sem calibração (gráfico de dispersão branco), e, também, entre a estimada pelas relações Z-R calibradas em 20% (gráfico de dispersão cinza), é mostrada na Figura 9.4. Valores próximos de 1 na Figura 9.4 indicam que a estimativa da precipitação por radar está relativamente próxima da quantidade de precipitação observada em superfície. Entretanto, valores acima (abaixo) indicam uma subestimativa (superestimativa) da precipitação estimada por radar em relação ao pluviômetro. Também é possível verificar que a maior parte das relações Z-R em alguns eventos de chuva analisados tenderam a superestimar a precipitação, enquanto que, em outros casos, tenderam a subestimá-la. Com exceção dos relações Z-R propostas por Rosenfield Tropical (RT) e WSR 88-D (WD), verifica-se uma maior tendência a superestimativa da precipitação utilizando os dados de refletividade.

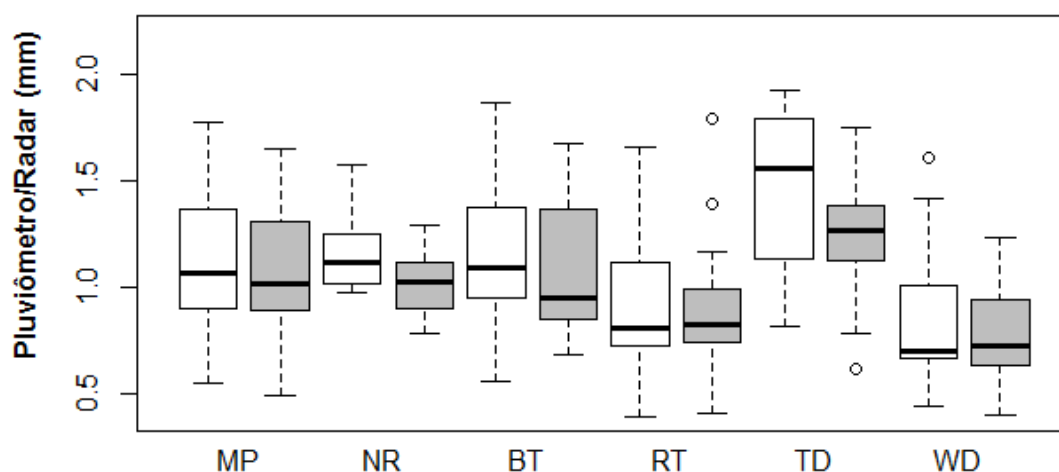


Figura 9.4 - Coeficiente de variabilidade adimensional entre precipitação observada e a precipitação estimada para as relações Z-R sem calibração (*boxplot* branco) e relações Z-R calibradas em 20% (*boxplot* cinza) representando as curvas para Marshall-Palmer (MP), Nexrad (RD), Battam (BT), Rosenfield Tropical (RT), Thundestorms (TD) e WSR-88D (WD).

Com base nos resultados obtidos pela Tabela 9.1 e Figura 9.4 (mostrada logo acima), verifica-se que as curvas calibradas propostas por Marshall-Palmer e Nexrad foram as que apresentaram menores dispersões em relação ao pluviômetro (Cel Veiga). A partir da Tabela 5.3, pode-se reconhecer que as relações de Marshall-Palmer e NexRad estão associadas às chuvas estratiformes e convectivas, respectivamente. Através dessa classificação e dos resultados apresentados na Tabela 9.1 e na Figura 9.4, sugere-se a existência de uma transição das chuvas entre convectivas e estratiformes durante os eventos de inundação do rio Quitandinha (Tokay e Short, 1996; Qi *et al.*, 2013, Yang *et al.*, 2013).

Sugere-se que o cenário de transição ocorra, principalmente, devido aos diferentes mecanismos microfísicos das nuvens que podem estar presentes nos sistemas meteorológicos que favoreceram a formação de tempestades e chuvas na cidade de Petrópolis. Mais especificamente, 33% dos eventos originaram-se devido à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), 66% ocasionados pelos sistemas frontais (SF) e 1% produzidos pela chuva convectiva isolada (Tabela 6.3). Os eventos de ZCAS e SF caracterizaram-se notadamente pela formação de chuvas convectivas formadas, predominantemente, pelo alto aquecimento diurno e disponibilidade de umidade oriundas da região Amazônica e posterior formação de chuvas estratiformes e

intermitentes originadas pelo suporte de umidade marítima em direção ao continente (Liebmann *et al.*, 1999; Ferreira *et al.*, 2004).

Sob tal configuração, a possibilidade de combinar duas relações Z-R para melhorar a precisão na estimativa da precipitação foi explorada. A opção adotada foi a utilização dos resultados pluviométricos estimados pelas relações Z-R de MP e NR calibradas em 20% e submetidas à regressão linear múltipla (MLR). Essa escolha foi feita devido ao melhor desempenho (menor MAD e RMSE) observado em relação às demais relações e também por apresentarem um comportamento oposto apresentado pelo índice BIAS. A partir da Tabela 9.1, é possível verificar que MP em 20% apresentou BIAS positivo (superestimativa), enquanto NR em 20% apresentou BIAS negativo (subestimativa) na estimativa de precipitação. Assim, essas duas relações foram escolhidas com o objetivo de encontrar uma precipitação estimada que pudesse ser corrigida simultaneamente pelo BIAS obtida nas relações MP e NR calibradas em 20%. A equação resultante é mostrada abaixo:

$$RML = 0.534 * Rainfall_{MP(20\%)} + 0.382 * Rainfall_{NR(20\%)} \quad (9.1)$$

Utilizando a relação proposta na Equação 9.1, fez-se uma nova validação da estimativa da precipitação por radar utilizando concomitantemente as relações propostas por Marshall-Palmer e NexRad calibradas em 20%. Assim, os dados de refletividade foram novamente utilizados para a estimativa da precipitação nesta nova relação e posteriormente avaliados através das estatísticas de verificação (BIAS, MAD e RMSE) para todos os eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos em 2016. Os resultados dos índices estatísticos foram, então, obtidos: BIAS = -0,69, MAD = 10,22 e RMSE = 13,88. Comparando esses novos resultados com os previamente obtidos para as relações de Marshall-Palmer e NexRad calibradas em 20% (Tabela 5.1), verifica-se um menor erro na estimativa da precipitação em relação a essas relações Z-R quando analisadas de forma individual. Esses resultados sugerem que a combinação da precipitação estimada por uma relação Z-R que combine propriedades estratiformes e convectivas tende a apresentar melhores resultados devido à simultânea presença desses dois tipos de precipitação em um mesmo evento de chuva (Tokay e Short, 1996; Henderson *et al.*, 2017).

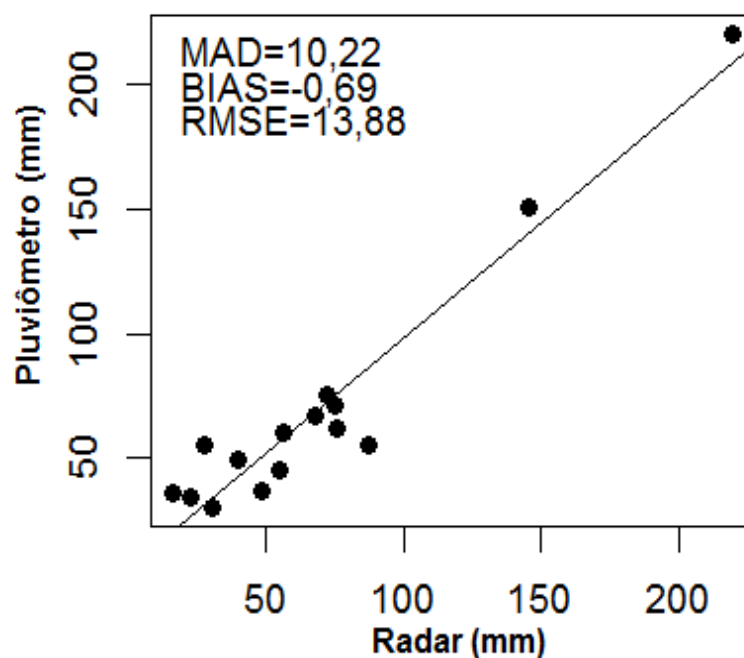


Figura 9.5 – Diagrama de dispersão entre os acumulados pluviométricos observados nos eventos de transbordamento ocorridos em 2016 e a chuva estimada utilizando a relação Z-R obtida pela regressão linear múltipla para o mesmo período.

9.2 Estudos de caso

Dentre todos os eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos em 2016, foram escolhidos os eventos ocorridos entre 15 de janeiro e 16 de janeiro de 2016 e entre 12 de novembro e 15 de novembro de 2016, ambos pela expressiva magnitude do volume de chuvas observado. Nos dias 15 e 16 de janeiro de 2016, a Zona de Convergência do Atlântico Sul favoreceu a ocorrência de chuvas intermitentes na cidade de Petrópolis. Mais precisamente, uma precipitação acumulada total de 145,75 mm foi medida na estação Coronel Veiga entre as 14h45 (horário local) de 15 de janeiro de 2016 e as 16h15 de 16 de janeiro de 2016 (INEA, 2016). Às 00h35 (16 de janeiro), o rio Quitandinha transbordou. Nesse evento, várias casas localizadas na porção noroeste da cidade de Petrópolis foram invadidas pela água da chuva. De acordo com o relatório mensal do Departamento de Recursos Minerais (DRM) do estado do Rio de Janeiro, a Defesa Civil identificou 40 incidentes relacionados a deslizamentos de terra no final do dia 15 e 170 ocorrências no dia 16 (DRM, 2016).

9.2.1 Evento de chuva ocorrido em 15-16 de janeiro de 2016

A partir das imagens do radar meteorológico de Sumaré (Figura 9.6), pode-se observar diferentes valores de refletividade na cidade de Petrópolis entre as 15h00 em 15 de janeiro e 13h00 do dia seguinte. Através da classificação de nuvens (principalmente entre estratiforme e convectiva), mediante o emprego de dados de refletividade, verifica-se uma maior presença de nuvens convectivas durante a primeira metade do evento e uma maior predominância de nuvens estratiformes durante a segunda metade do evento na cidade de Petrópolis.

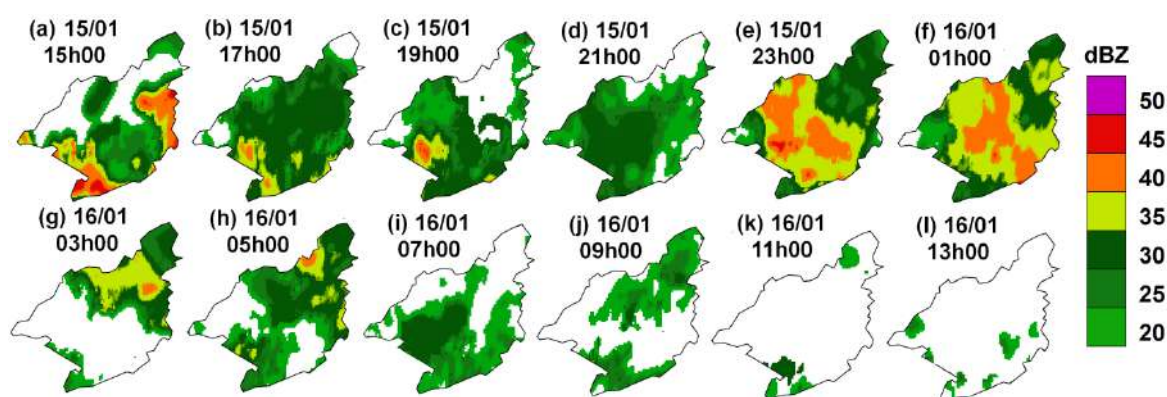


Figura 9.6 – Recorte das imagens do radar do Sumaré entre 15 e 16 de janeiro de 2016 sobre a cidade de Petrópolis.

A Figura 9.7 mostra a evolução temporal da precipitação acumulada registrada pela estação Coronel Veiga (linha azul no gráfico do gráfico) em relação à precipitação estimada pelas relações Z-R (linha cinza), NR (linha preta) e a combinação das duas relações (Equação 9.1) – RLM - (linha vermelha), calibradas em 20%, para um píxel localizado sobre a estação Cel Veiga (círculo preto) e um ponto localizado sobre região centro-norte (círculo laranja) da cidade de Petrópolis para o evento de chuva ocorrido entre os dias 15 e 16 de janeiro de 2016.

É possível verificar, através dessa evolução temporal, que as relações Z-R mostraram uma tendência a superestimar a chuva em relação à estação Cel Veiga (Figura 9.7a). No entanto, o BIAS é reduzido pela combinação da estimativa da precipitação originadas pelas relações MP e NR utilizando a regressão linear múltipla. Também é possível verificar que, nas primeiras horas do evento, a precipitação estimada pela relação de NR mostrou uma tendência de maior superestimativa em relação curva de MP. No entanto, nas horas seguintes, um comportamento oposto é observado. Tal

característica ocorre devido à presença de nuvens convectivas no início da precipitação e, posteriormente, à presença de nuvens estratiformes (Figura 9.6). Na Figura 9.7b, procurou-se comparar a precipitação estimada em um ponto localizado sobre a região centro-norte de Petrópolis e a precipitação registrada em Cel Veiga. A partir dessa figura, pode-se verificar um valor maior de precipitação estimado em relação à região sul de Petrópolis. Esses resultados concordam com os relatos feitos por DRM (2016) e INMET (2016) e caracterizam a aplicabilidade do radar de chuva estimada em fornecer informações sobre a variabilidade da distribuição espacial da precipitação (Figura 9.7c) sobre uma determinada região, que, em muitos casos, pode não estar bem representada em áreas com poucos pluviômetros, principalmente em regiões montanhosas (Wilson e Brandes, 1979; Delrieu *et al.*, 1999, Fabry *et al.*, 2017).

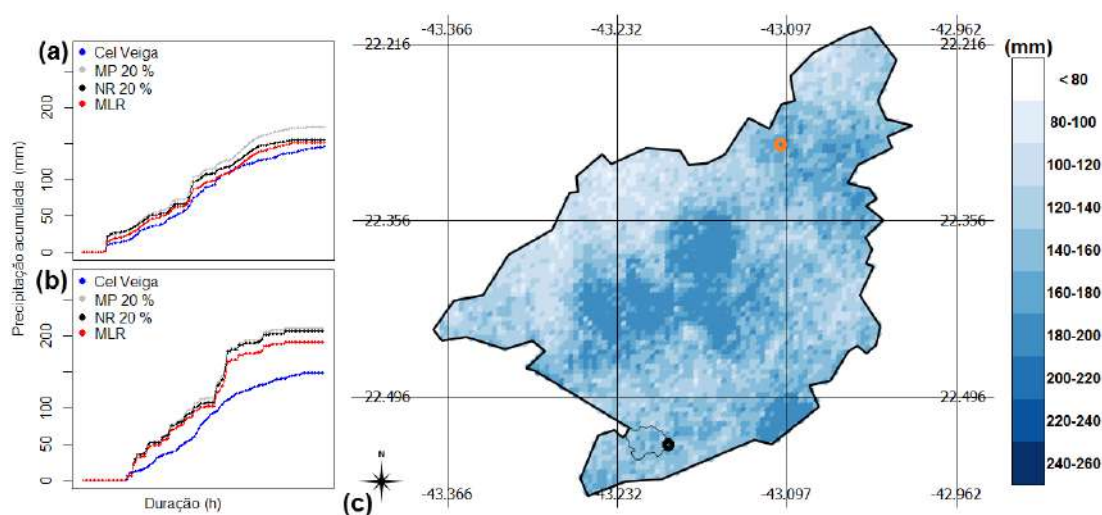


Figura 9.7 – Análise espaço-temporal da chuva observada e estimada por radar entre 15 e 16 de janeiro de 2016 sobre (a) um ponto localizado (em preto) na bacia do rio Quitandinha, (b) um ponto localizado (em laranja) na região norte de Petrópolis e (c) distribuição da chuva estimada sobre o município.

9.2.2 Evento de chuva ocorrido em 12-15 de novembro de 2016

Entre os dias 12 de novembro e 15 de novembro de 2016, a passagem do sistema frontal e a formação de uma depressão subtropical próxima à costa do estado do Rio de Janeiro favoreceram a formação de chuvas intermitentes entre 6:45 h do dia 12 de novembro de 2016 e 09:45 h do dia 15 de novembro de 2016, gerando um total de chuvas acumuladas de 209 mm na estação Coronel Veiga. Nesse evento de chuva, ocorreram três (3) transbordamentos do rio Quitandinha e a ocorrência de um (1)

deslizamento de terra, culminando com a morte de duas pessoas e a destruição total de três residências, além de danos a casas e automóveis localizados próximo ao acidente, bem como danos em um dos compartimentos do tanque de água responsável pelo abastecimento do bairro Quitandinha (INEA, 2016; DRM, 2016). A partir da Figura 9.8, é possível ver a presença de valores convectivos significativos, ou seja, acima de 40 dBZ, nas primeiras poucas horas do evento de precipitação. De forma similar ao evento anterior, verifica-se uma maior presença de nuvens estratiformes.

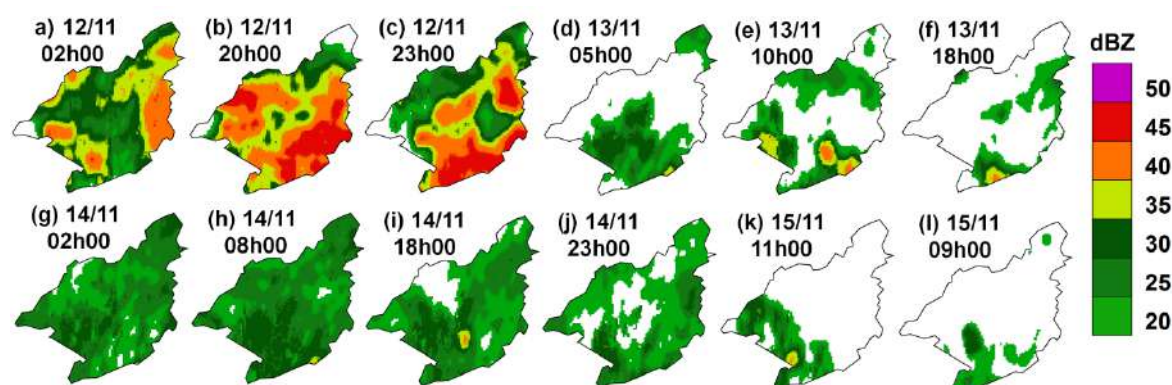


Figura 9.8 – Recorte das imagens do radar do Sumaré entre 12 e 15 de novembro de 2016 sobre a cidade de Petrópolis.

Da Figura 9.9a, semelhante ao evento anterior (janeiro de 2016), pode-se verificar que a relação de NR (linha preta) apresentou uma tendência de superestimar a chuva durante o início da precipitação e para as horas posteriores uma tendência de subestimativa em relação ao pluviômetro. No entanto, a relação de MP (linha cinza) apresentou uma tendência de superestimar a precipitação durante todo o evento. A partir da relação MLR (linha vermelha), pode-se observar um melhor desempenho da precipitação estimada em comparação com as relações de MP e NR. A Figura 9.9b mostra a evolução temporal da precipitação em um ponto deslocado um pouco mais para cima à esquerda (círculo laranja) em relação à localização da estação Coronel Veiga (círculo preto). Para esse ponto, ao longo do período analisado, observou-se um maior acumulado de precipitação em relação ao observado e estimado para a medição em Coronel Veiga, caracterizando a alta variabilidade espacial pluviométrica mesmo em regiões muito próximas (Moreau *et al.*, 2009; Espinosa, 2011) e sua alta variabilidade espacial do risco à ocorrências de escorregamentos. A Figura 9.9c ilustra a distribuição espacial das chuvas estimadas por radar entre 12 e 15 de novembro de 2016.

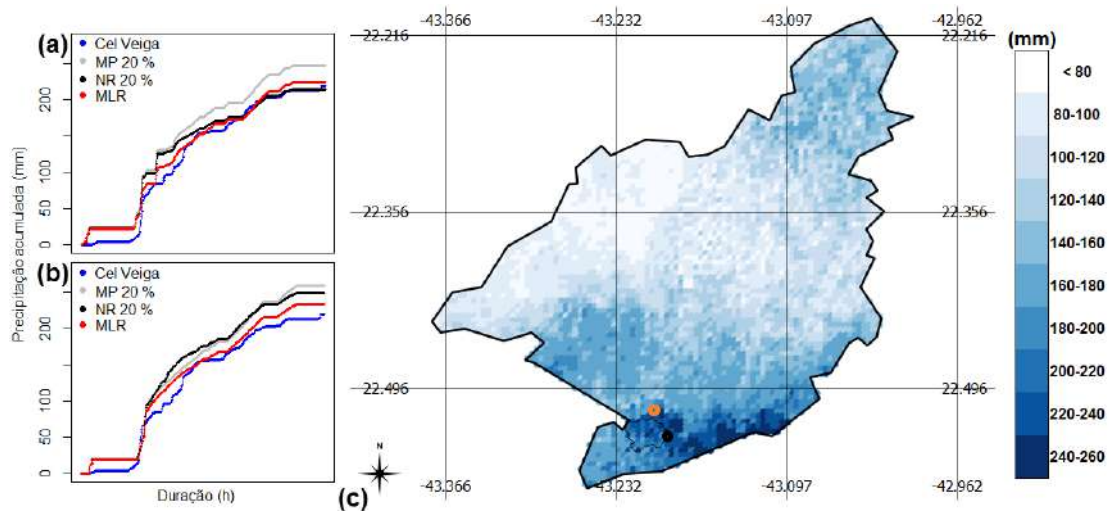


Figura 9.9 - Análise espaço-temporal da chuva observada e estimada por radar entre 12 e 15 de novembro de 2016 sobre (a) um ponto localizado (em preto) na bacia do rio Quitandinha, (b) um ponto localizado (em laranja) na região norte de Petrópolis e (c) distribuição da chuva estimada sobre o município.

9.3 Proposta e validação de uma relação (curva) Z-N

Similar a calibração e validação das curvas Z-R para a estação Coronel Veiga, esta tese procurou avaliar a proposta de uma curva Z-N para esta mesma estação hidrometeorológica. Assim, os dados de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos e os dados de refletividade observados em 2013 e 2014 foram utilizados para a proposição da curva Z-N e os dados de 2016 para a sua validação.

Através de uma avaliação da evolução temporal dos dados de refletividade para o pixel localizado na estação Coronel Veiga e os dados observados do nível da água do rio Quitandinha, verifica-se a presença de valores de refletividade (dBZ) sobre a estação Coronel Veiga antes da ocorrência de elevação do nível (RL) do rio Quitandinha. Em média, verificou-se que esse padrão ocorreu com uma (1) hora de defasagem (*lag*). Assim, buscou-se identificar a correlação entre essas duas variáveis usando ρ para refletividade em t_0 e o nível de água do rio em $t_0 + 1 \text{ time lag}$. Assim, o coeficiente de correlação de Pearson foi determinado como:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (dBZ_{t_{0i}} - \overline{dBZ})(RL_{t_{(0+1h)_i}} - \overline{RL})}{\sqrt{(\sum_{i=1}^n (dBZ_{t_{0i}} - \overline{dBZ})^2) \sum_{i=1}^n (RL_{t_{(0+1h)_i}} - \overline{RL})^2}} \quad (9.2)$$

A evolução temporal dos dados de refletividade e nível de água do rio para a estação Coronel Veiga para cada evento de transbordamento encontrado pode ser avaliada na Figura 9.10. Essa figura mostra que a variação do nível de água do rio Quitandinha apresentou um comportamento semelhante ao observado para a presença da refletividade para o pixel localizado sobre a estação Coronel Veiga com um atraso de uma (1) hora. Esse comportamento corrobora os resultados encontrados na análise morfométrica (Tabela 5.1), caracterizando a resposta rápida da bacia às chuvas (refletividade) e, conseqüentemente, os eventos de transbordamento. O coeficiente de Pearson entre os dados de refletividade e os dados de nível observados para cada um dos eventos de transbordamentos do rio Quitandinha podem também ser observados na Figura 9.10.

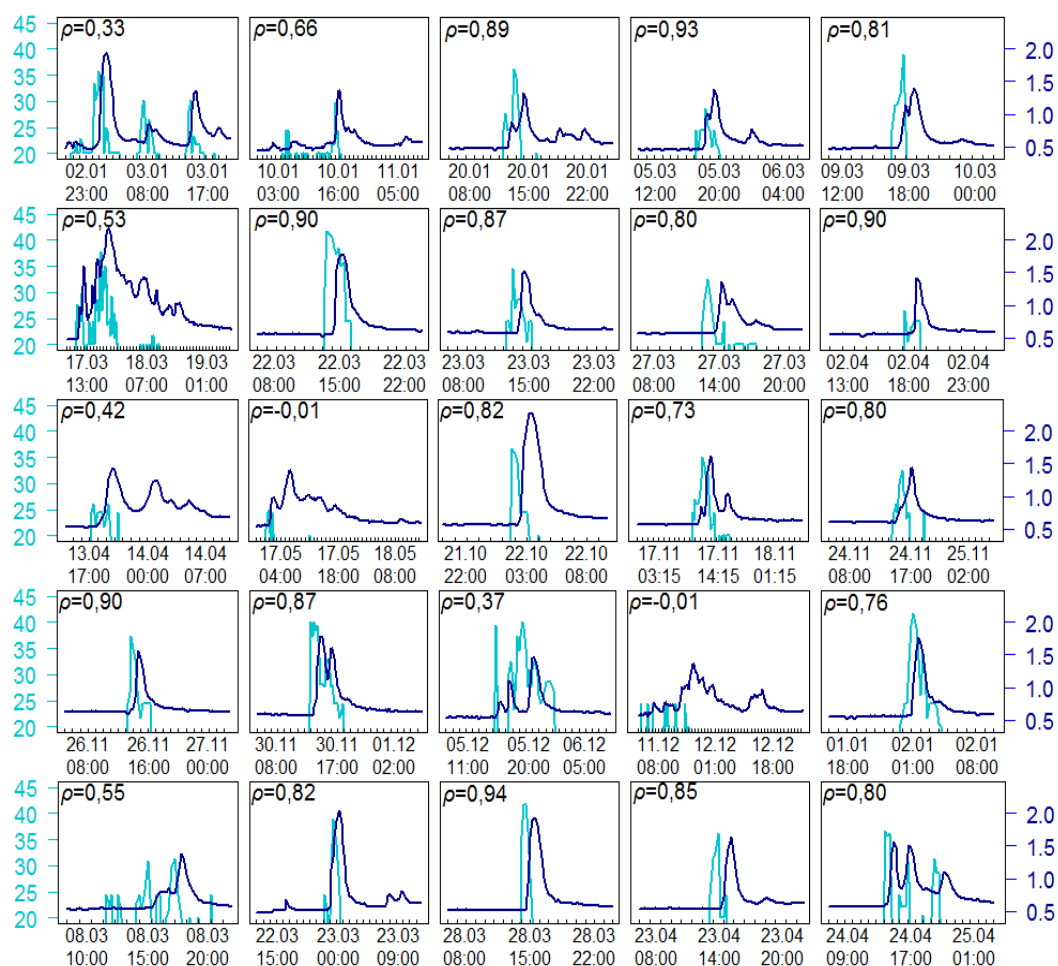


Figura 9.10 - Evolução temporal da refletividade no tempo t_0 (ciano) e dados de nível no tempo $t_0 + 1h$ (lazu) para os 25 eventos de transbordamento do rio Quitandinha entre 2013 e 2014.

No entanto, a ideia da relação hidrometeorológica (curva Z-N) proposta é caracterizar as possíveis taxas de elevação (altura da coluna de água em centímetros) associadas aos valores de refletividade (associados a uma taxa de precipitação) sobre a estação Coronel Veiga. Assim, foram realizadas mais duas análises para conhecer o comportamento das variáveis avaliadas: (1) considerando os valores de refletividade e os dados de variação de nível (Equação 9.3); e (2) considerando valores da variação de refletividade e as variações de nível (Equação 9.4) do rio Quitandinha durante os eventos de transbordamento ocorridos entre 2013 e 2014.

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (dBZ_{t_{0i}} - \overline{dBZ})(\Delta RL_{t_{(0+1h)_i}} - \overline{\Delta RL})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (dBZ_{t_{0i}} - \overline{dBZ})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\Delta RL_{t_{(0+1h)_i}} - \overline{\Delta RL})^2}} \quad (9.3)$$

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (\Delta dBZ_{t_{0i}} - \overline{\Delta dBZ})(\Delta RL_{t_{(0+1h)_i}} - \overline{\Delta RL})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (\Delta dBZ_{t_{0i}} - \overline{\Delta dBZ})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (\Delta RL_{t_{(0+1h)_i}} - \overline{\Delta RL})^2}} \quad (9.4)$$

A Figura 9.11 mostra os valores dos coeficientes de correlação para as duas proposições (Equações 9.3 e 9.4) de relações Z-N. A linha em azul mostra os resultados das correlações obtidas entre os dados de refletividade (dBZ) e variações de nível (ΔRL) - proposição 1 - do rio Quitandinha para os eventos de transbordamento ocorridos entre 2013 e 2014. Já a linha em preto, mostra os resultados das correlações obtidas entre as variações dos dados de refletividade (ΔdBZ) e variações de nível (ΔRL) – proposição 2 - do rio Quitandinha para o mesmo período de análise. Utilizou-se como variação temporal a escala de tempo em que os dados de nível eram medidos, isto é, a cada quinze minutos.

Através das correlações apresentadas na Figura 9.11, é possível verificar um melhor resultado entre as variações de refletividade e as variações de nível (Equação 9.4 – proposição 2) do rio Quitandinha. Essa relação apresentou melhores resultados (valores mais próximos de um) comparativamente aos dados de refletividade e as variações de nível (Equação 9.3 – proposição 1) para os eventos de transbordamento ocorridos entre 2013 e 2014. Além dessa variabilidade dos resultados entre as duas proposições, é possível também verificar uma grande alternância dos resultados das correlações para uma mesma proposição de relação Z-N. Através da proposição 2 (linha azul na Figura 9.11), por exemplo, é possível observar um máximo de 0,87 para o

evento ocorrido em 28 de março de 2014 (vigésimo terceiro transbordamento do rio Quitandinha, denominado Ev 23 (quadrado vermelho na Figura 9.11) e um mínimo de -0,18 para o evento de 11 de dezembro de 2013 (décimo oitavo transbordamento do rio Quitandinha, denominado Ev18 (círculo vermelho na Figura 9.11), caracterizando a alta variabilidade da resposta das variações de nível do rio Quitandinha em relação à refletividade (chuvas). Acredita-se que essa alta variabilidade possa estar também associada a outras questões hidrológicas não consideradas neste trabalho, como, por exemplo, chuvas antecedentes, taxas de umidade do solo, evapotranspiração, armazenamentos de água subterrânea, a localização dos núcleos de chuva sobre a bacia, entre outros.

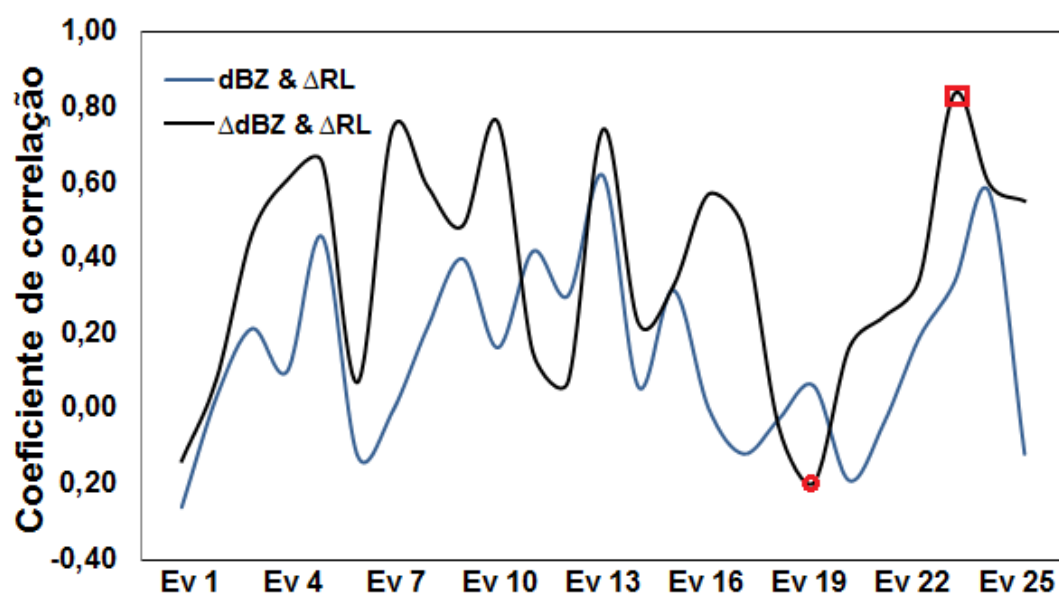


Figura 9.11 - Coeficientes de correlação de Pearson para cada um dos eventos de transbordamento do rio Quitandinha ao longo dos anos de 2013 e 2014.

Assim, como a correlação entre a variação de refletividade e a variação de nível (Equação 9.4 – proposição 2) apresentou melhores resultados em relação à refletividade e variação do nível do rio, decidiu-se descartar a primeira relação (Equação 9.3) e continuar usando a segunda abordagem de análise (Equação 9.4). A Figura 9.12 ilustra a evolução temporal da refletividade e a variação do nível do rio Quitandinha para cada um dos vinte e cinco eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos entre 2013 e 2014. Nessa figura, os dados de refletividade foram plotados no tempo t_0 e os dados de nível no tempo t_0+1h . Através dessa figura, é possível observar que, na

maioria dos casos, um comportamento semelhante entre a variação do nível do rio Quitandinha e a variação da refletividade foi identificado.

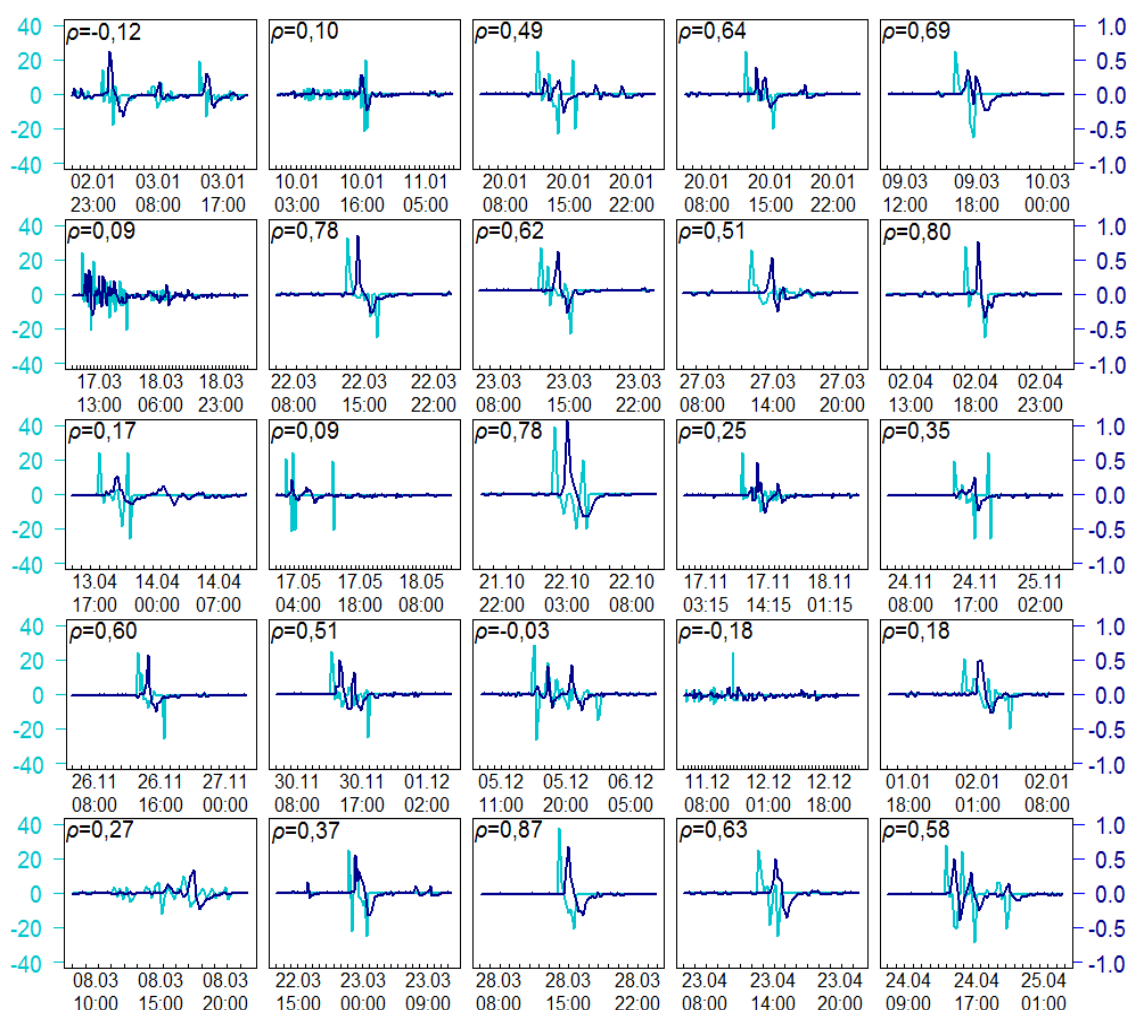


Figura 9.12 - Evolução temporal da variação de refletividade no tempo t_0 (ciano) e variação de nível no tempo $t_0 + 1h$ (lazu) para os 25 eventos de transbordamento do rio Quitandinha entre 2013 e 2014.

A fim de encontrar uma relação entre a variação de refletividade e a variação de nível, os dados foram submetidos a uma análise de regressão, e a curva melhor ajustada foi selecionada com base no maior coeficiente de determinação entre os conjuntos de dados de refletividade e nível de água do rio dos eventos de transbordamento ocorridos entre 2013 e 2014 na bacia do rio Quitandinha. O método dos mínimos quadrados (OLS – *ordinary least squares*) é comumente usado na calibração de tais relações de regressão (Durocher *et al.*, 2015). O OLS é uma técnica de otimização matemática que procura encontrar o melhor ajuste para um conjunto de dados, minimizando a soma dos

quadrados das diferenças entre o valor estimado e os dados observados a fim de maximizar o grau de ajuste do modelo (coeficiente de determinação - R^2) aos dados observados. A Figura 9.13 mostra que a curva polinomial de ordem dois apresentou o melhor coeficiente de regressão entre os dados de variação de refletividade e variação de nível para o rio Quitandinha observado entre 2013 e 2014. Portanto, obteve-se a seguinte relação (Equação 9.5) com um coeficiente determinação de 0,74.

$$\Delta RLE_{t_{0+1h}} = 0,0002(\Delta dBZ_{t_0})^2 + 0,0137\Delta dBZ_{t_0} \quad (9.5)$$

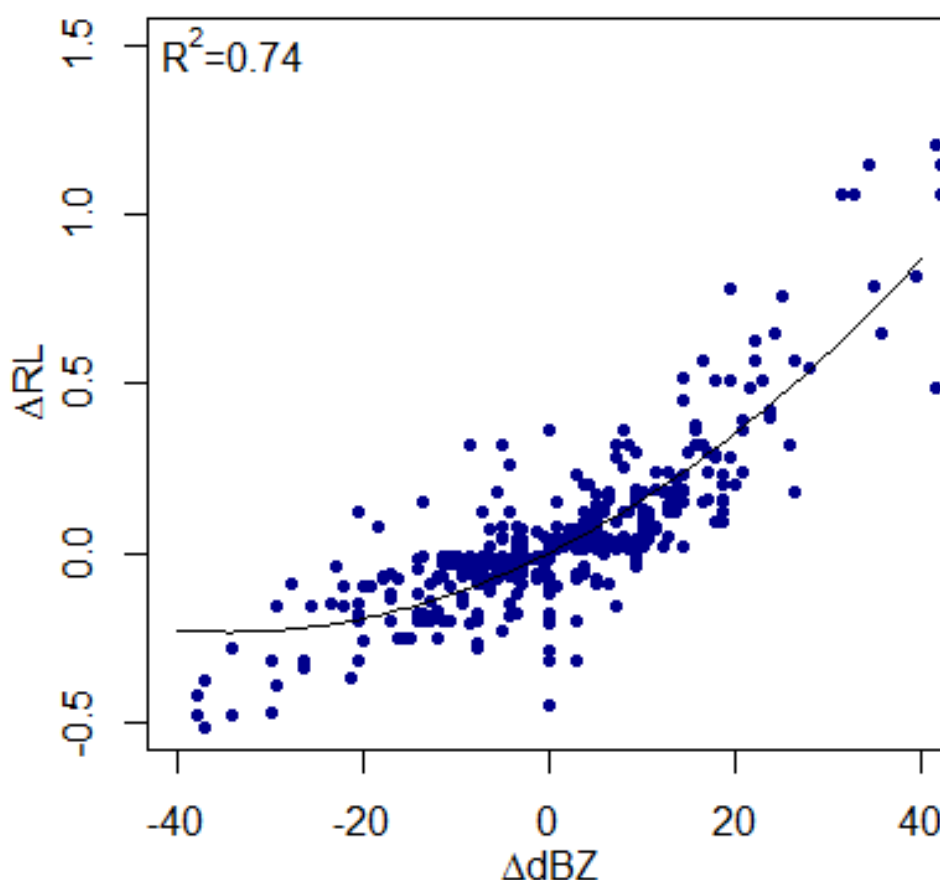


Figura 9.13 - Análise de regressão entre a variação da refletividade e a variação do nível do rio para os eventos de transbordo ocorridos entre 2013 e 2014 na bacia do rio Quitandinha.

A Figura 9.14 mostra as estimativas de variação de nível do rio Quitandinha utilizando a relação Z-N para os eventos de transbordamento ocorridos em 2016. A linha preta representa os dados observados do nível do rio Quitandinha. As setas representam as taxas de variações de nível. As setas em vermelho indicam taxas de elevação do rio Quitandinha, enquanto as setas em azul indicam estimativas de

decréscimo, a partir dos dados de variação de refletividade. O comprimento das setas representa a altura em centímetros da variação do nível da água, e a ponta da seta representa um valor de nível instantâneo utilizando a relação Z-N proposta.

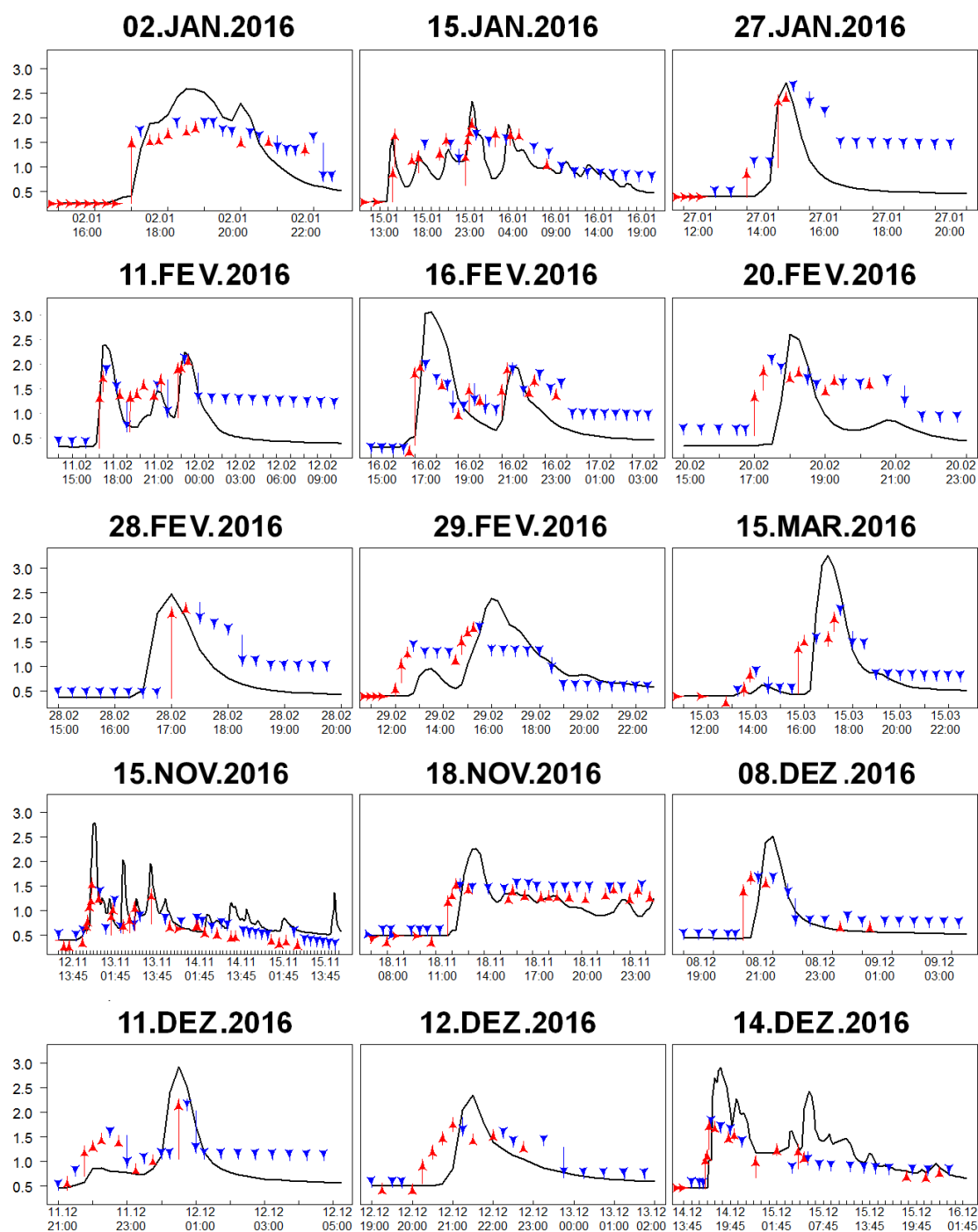


Figura 9.14 - Dados do nível de água do rio (linha preta) e estimativas de elevação (setas vermelhas) e queda (setas azuis) para os eventos de transbordo ocorridos em 2016 na bacia do rio Quitandinha.

9.4 Estatísticas de verificação

Estatísticas de verificação são essenciais para avaliar a qualidade das estimativas ao longo do tempo, identificar incertezas e habilidades ao longo de todo o período do processo de estimativa de dados. Esse exercício permite comparar a qualidade dos resultados de diferentes procedimentos, a fim de caracterizar as melhorias obtidas através da aplicação de novas abordagens. A verificação deve impulsionar o desenvolvimento do sistema de estimativa e ajudar a avançar o conhecimento da previsibilidade. As informações de verificação devem ser disponibilizadas a todos os usuários, especialmente a defesa civil, para guiar seu uso para uma melhor tomada de decisão (Demargne *et al.*, 2009; Pattanaik *et al.*, 2012; Sukovich *et al.*, 2014).

Para avaliar o desempenho das estimativas dos níveis de águas dos rios, verificados na Figura 9.14, foram utilizadas duas abordagens: dicotômica e contínua. Os resultados da avaliação dicotômica mostram se as taxas de elevação (setas vermelhas) ou diminuições (setas azuis) ocorreram ou não em relação aos dados observados dos níveis de água dos rios para os eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos em 2016 (Figura 7). Os resultados da avaliação contínua refletem quanto (tamanho das setas) o nível da água do rio pode subir ou cair a partir dos dados de refletividade na estação Coronel Veiga. Os índices estatísticos para avaliação dicotômica foram: AC, SR, POD e RAF (Equações 5.5 a 5.8 previamente mostradas no Capítulo 5). Para a avaliação contínua, foram utilizados os índices MAD, BIAS e RMSE. Uma avaliação conjunta desses dois tipos de análise reflete as possíveis ações a serem tomadas pelas equipes de monitoramento, isto é, se o nível do rio subir e quanto ele poderia subir a partir da relação hidrometeorológica proposta.

A Tabela 9.2 mostra, em média, um AC de 0,75 e SR de 0,61, caracterizando que a relação melhor caracterizou as estimativas de elevação e queda do rio Quitandinha em relação apenas às estimativas de elevação para os casos em que as taxas estimadas foram efetivamente observadas. O índice POD apresentou menor eficiência (0,56) em relação a AC e SR. O resultado indica uma menor parcela de casos em que uma variação de nível foi estimada. Esse ponto não foi observado em relação à variação do nível não estimado, e essa situação ocorreu. O índice FAR apresenta um valor menor, em média de 0,39, em relação aos demais índices, o que caracteriza que a relação

proposta tende a apresentar menores ocorrências de estimativas da variação do nível de água do rio Quitandinha, embora não ocorram realmente.

Para avaliação contínua, há grande variabilidade dos índices BIAS, MAD e RMSE entre os casos de transbordamento analisados. Na maioria dos eventos, há uma tendência de superestimar os valores das taxas de elevação em relação às taxas observadas (73%) com uma média de aproximadamente 0,15. A partir dos valores de MAD, verifica-se que, em média, foi 0,42, caracterizando valores mais significativos em relação ao BIAS, pois esse indicador considera o módulo de magnitude no módulo dos erros das estimativas de variação de nível. Os valores do RMSE apresentaram, em média, 0,28.

Tabela 9.2 – Resultado das estatísticas de verificações dicotômica e contínua

Dia	Verificação dicotômica								Verificação Contínua		
	a	b	c	d	AC	SR	POD	FAR	BIAS	MAD	RMSE
02.Jan.2016	12	5	3	12	0,75	0,71	0,80	0,29	-0,05	0,34	0,19
15.Jan.2016	11	11	12	37	0,68	0,50	0,48	0,50	0,24	0,39	0,19
27.Jan.2016	6	1	3	17	0,85	0,86	0,67	0,17	0,77	0,89	0,43
11.Fev.2016	7	5	6	40	0,81	0,58	0,54	0,42	0,53	0,66	0,43
16.Fev.2016	11	6	3	34	0,83	0,65	0,79	0,35	0,23	0,57	0,42
20.Fev.2016	7	4	4	19	0,76	0,64	0,64	0,36	0,60	0,68	0,44
28.Fev.2016	1	2	2	11	0,75	0,33	0,33	0,67	0,20	0,70	0,78
29.Fev.2016	10	9	7	21	0,67	0,53	0,59	0,47	-0,04	0,32	0,17
15.Mar.2016	10	4	6	25	0,78	0,71	0,63	0,29	0,01	0,29	0,26
12.Nov.2016	32	28	82	117	0,65	0,53	0,27	0,47	-0,24	0,27	0,14
18.Nov.2016	19	7	1	30	0,69	0,73	0,56	0,27	0,12	0,23	0,11
08.Dez.2016	42	2	10	60	0,89	0,95	0,81	0,05	0,02	0,06	0,03
11.Dez.2016	6	4	10	36	0,75	0,60	0,38	0,40	0,11	0,26	0,18
12.Dez.2016	4	6	2	16	0,71	0,40	0,67	0,60	0,15	0,25	0,13
14.Dez.2016	11	12	24	48	0,62	0,48	0,31	0,52	-0,38	0,44	0,32
Mean	-	-	-	-	0,75	0,61	0,56	0,39	0,15	0,42	0,28

Através dos resultados para as estimativas de variação de nível a partir dos dados de refletividade e dos resultados das estatísticas de verificação foi possível verificar a potencialidade da proposta da relação Z-N como uma ferramenta auxiliar para a previsão de possíveis ocorrências de transbordamento. Entretanto, a metodologia utilizada abrangeu somente um pixel (ponto) da imagem de radar que estaria localizado sobre a estação Coronel Veiga, limitando assim as possíveis estimativas de subidas, ou quedas, de nível encontradas. Acredita-se que utilizando outros pixels (pontos) localizados a montante, assim como distribuídos, da bacia, resultados mais precisos com relação às variações de nível poderiam ser obtidas. Porém, ressalta-se a aplicabilidade do uso desta metodologia para outros rios que possuam características hidrológicas similares às observadas no rio Quitandinha.

CAPÍTULO 10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

10.1 Considerações finais

O desenvolvimento de tecnologias capazes de suprir as necessidades da geração atual, sem comprometer a capacidade de atender as necessidades das gerações futuras, a preservação do meio ambiente, as mudanças climáticas e a redução dos danos causados por desastres naturais têm adquirido grande interesse da comunidade científica nas últimas décadas, princípios enunciados, em 1987, no documento *Nosso Futuro Comum*, da Comissão Mundial para o Meio Ambiente e Desenvolvimento, renovados e ampliados quando da Conferência das Nações Unidas sobre o Desenvolvimento Sustentável (Rio-92) e mais recentemente confirmados por ocasião da Conferência das Nações Unidas sobre o Desenvolvimento Sustentável (Rio+20) realizada em junho de 2012.

Como agentes delimitadores da sobrevivência humana, os desastres naturais, definidos como o resultado de fenômenos naturais extremos ou intensos que causam grandes impactos na sociedade. Assim, se caracterizam como uma forte vertente de pesquisas e exploração de metodologias que visem à redução de riscos, estratégias em situações de crises e emergências e a mitigação das possíveis perdas e danos associados. Neste contexto, o presente documento reitera a necessidade de consolidar e integrar as atividades realizadas pelos centros de pesquisa e operacionais de forma que possam contribuir para o monitoramento realizado pelos sistemas de alerta no estado do Rio de Janeiro. Sendo a chuva umas das variáveis desencadeadoras de desastres naturais na região, é essencial a integração e o aperfeiçoamento dos conhecimentos obtidos pelos centros de pesquisa viabilizando conduzir estudos multidisciplinares no campo de modelagem numérica e estatística para a previsão de chuvas intensas.

O trabalho propôs-se a examinar a hipótese de implementação de uma estratégia operacional para a previsão de chuvas intensas com o suporte da aplicação de estudos teórico-experimentais relacionados aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha, localizado na região hidrográfica do Piabanha, Petrópolis – RJ entre os anos de 2013 e 2016. Investigou-se e concebeu-se a aplicabilidade de alguns princípios hidrometeorológicos expostos pela literatura, com vistas a melhor prover e lapidar ferramentas e mecanismos com vistas a torná-los disponíveis e, sobretudo factíveis de

serem assimilados em sistemas de alerta com enfoque na chuva e seus correspondentes impactos.

O rio Quitandinha, estudo de caso empregado na tese, é monitorado pela estação Coronel Veiga do Sistema de Alerta de Inundações do Instituto Estadual do Ambiente do estado do Rio de Janeiro. Nesse sistema, meteorologistas, hidrólogos e técnicos realizam o monitoramento hidrometeorológico 24 horas por dia e enviam avisos de alerta para defesas civis e para a população quando uma situação de risco hidrometeorológico é identificada. Entre os rios monitorados pelo INEA, optou-se por pesquisar as condições atmosféricas favoráveis à formação de chuvas associadas ao transbordamento do rio Quitandinha. Este rio foi escolhido por possuir uma boa quantidade de dados disponíveis e apresentar uma alta frequência de eventos de inundação, chegando até mesmo a ultrapassar a cota de transbordamento em um intervalo menor do que quinze minutos.

A metodologia proposta procurou estabelecer uma estratégia operacional para a previsão de chuvas intensas de possível aplicação no Brasil, embora se tenha direcionado a ênfase da pesquisa com aplicação no estado do Rio de Janeiro. Em suma, propôs-se que desenvolvimento de tal estratégia seria aquela em que houvesse a sinergia de análises em diferentes estágios de criticidade. O trabalho sugeriu diferentes etapas para a aplicação de uma estratégia operacional para previsões hidrometeorológicas (chuvas e inundações).

Como passo inicial, buscou-se o reconhecimento da bacia de estudo e a identificação dos sistemas meteorológicos associados aos padrões de precipitação predominantes, a análise de indicadores dinâmicos e termodinâmicos nas escalas sinóticas e locais como nível intermediador e, por fim, a previsão de curtíssimo prazo utilizando dados de radares meteorológicos. A seguir, são expostas as principais conclusões e recomendações da pesquisa realizada.

10.2 Conclusões

Na primeira fase de concepção da estratégia operacional, verificou-se que a bacia do rio Quitandinha possui uma área de 6,75 km². Os parâmetros morfométricos indicaram que essa bacia apresenta uma área arredondada e, conseqüentemente, possui um menor tempo de concentração e maior propensão a eventos de cheias. Através dos

dados pluviométricos para as estações localizadas em Petrópolis, foi possível identificar que os maiores acumulados de precipitação foram observados para o grupo localizado sobre a bacia do rio Quitandinha. Além da análise pluviométrica, verificou-se a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) como sistema meteorológico mais frequente associado aos eventos de chuvas e transbordamento do rio Quitandinha, seguida pelos sistemas frontais (SF) e tempestades convectivas (TC).

Na segunda fase de avaliação da estratégia operacional, este estudo examinou os padrões termodinâmicos e dinâmicos sinóticos para as chuvas associadas às três categorias de sistemas meteorológicos identificados na primeira fase da estratégia operacional, isto é, ZCAS, SF e TC. Através de uma análise espacial dos campos sinóticos médios entre essas três categorias, foi possível verificar a presença de um sinal mais expressivo da componente dinâmica para os eventos de SF, seguida pelos eventos de TC e ZCAS no início da precipitação. A componente termodinâmica, oriunda das variáveis associadas ao aquecimento diurno, caracterizou sinal mais expressivo para os eventos de TC; tal sinal não foi observado para os eventos de SF e ZCAS. As variáveis associadas à disponibilidade de umidade na atmosfera, entretanto, caracterizaram sinais mais expressivos para os eventos de ZCAS, seguidos pelos eventos de TC e ZCAS. Tais resultados caracterizaram os diferentes mecanismos associados à formação e ao desenvolvimento da precipitação associados a essas três categorias de sistemas meteorológicos.

A fim de encontrar quantitativamente os melhores indicadores relacionados à formação da precipitação para os eventos de chuva analisados, foram estabelecidos novos limiares para as variáveis dinâmicas e termodinâmicas. Para o cálculo desses limiares, utilizaram-se os dados de um domínio de grade para a cidade de Petrópolis e sua vizinhança com a intenção de identificar regionalmente as condições atmosféricas associadas à chuva e ao transbordamento do rio Quitandinha ao longo de 2013 e 2014. Utilizando a distância euclidiana (D), verificou-se que, entre todas as variáveis, os indicadores DIV (0,23), PW (0,31), WS (0,34), OMEGA (0,37), DEP2M (0,37), CONV (0,38), CAPE (0,41), TEWD2M (0,41), TEMP2M (0,44), VORT (0,44), K (0,47) e WDIR 850 (0,47) apresentaram os melhores resultados, isto é, maior probabilidade de detecção e menor razão de alarme falso em todos os eventos analisados. Destacou-se que as componentes dinâmicas tenderam a apresentar valores mais significativos

durante a ocorrência de chuva em relação aos mesmos sistemas que não favoreceram a ocorrência das chuvas na cidade de Petrópolis no período analisado.

Ainda na segunda fase da proposta da implementação de uma estratégia operacional, foram avaliadas as condições dinâmicas e termodinâmicas na escala local. Nessa fase, foram utilizados, principalmente, os dados oriundos dos experimentos realizados de radiossondagem. Por meio de uma nova categorização dos sistemas meteorológicos presentes nos dias dos experimentos, verificou-se que a presença de tempestades convectivas (TC) correspondeu a 80% dos eventos, enquanto SF a 13% e ZCAS a 7% dos eventos. Os diagramas Skew-T/Log-P foram gerados utilizando dados de radiossondas para cada sistema meteorológico avaliado, ou seja, TC, SF e ZCAS. Mediante uma análise comparativa, constatou-se a predominância de uma maior instabilidade atmosférica nos dias de TC, valores intermediários para os dias de atuação da ZCAS e os menores valores para os dias de SF. Aplicando-se o método da temperatura máxima em superfície, foi possível encontrar relações entre os resultados observados e estimados utilizando uma regressão linear simples. No entanto, a aplicação desse procedimento e os ajustes de regressão constataram que tal abordagem é mais confiável para os dias em que não há sistemas sinóticos em larga escala, pois, na ausência destes, o perfil atmosférico tende a não apresentar grandes variações com a altitude.

Por fim, a pesquisa utilizou também os dados das radiossondas e simulações numéricas para avaliar o comportamento de variáveis termodinâmicas e dinâmicas durante a formação de nuvens convectivas, estratiformes e não precipitantes sobre o estado do Rio de Janeiro. Uma presença significativa de CAPE foi observada para os dias com tempestades convectivas, o que não ocorreu nos dias com nuvens estratiformes. Valores intermediários de CAPE foram verificados para os dias com nuvens não precipitantes. No entanto, valores expressivos de CIN foram concomitantemente observados, caracterizando a necessidade de gatilhos dinâmicos para a formação das nuvens nesses dias. Através de uma análise conjunta dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos, verificou-se que, nos dias convectivos, havia a presença de energia potencial, umidade e gatilhos dinâmicos fornecendo um contínuo suporte das tempestades observadas. Para os dias estratiformes, a presença de uma camada atmosférica de divergência dos ventos nos níveis médios da atmosfera caracterizou o desenvolvimento horizontal associado às nuvens estratiformes. Os dias

com nuvens não precipitantes, entretanto, não foram caracterizados com gatilhos dinâmicos e termodinâmicos atuando em conjunto para dar suporte ao desenvolvimento da precipitação nesses dias.

Na terceira etapa de análise da aplicação de uma estratégia operacional para a previsão de chuvas, foram utilizados os dados coletados pelo radar meteorológico do Sumaré e os dados de chuva e nível do rio coletados pela estação Coronel Veiga. Nessa etapa, elegeu-se, como motivação, principalmente, o ajuste, a validação e a criação de relações empíricas que pudessem descrever as propriedades físicas entre a refletividade do radar e taxas de chuvas (chamadas de relações Z-R) e entre a refletividade e as variações do nível d'água (chamadas de relações Z-N).

Através da metodologia proposta, verificou-se que o ajuste das relações Z-R em 20% apresentou o menor coeficiente de variabilidade adimensional, erro sistemático, desvio absoluto médio e erro quadrático médio em relação às outras faixas de calibração (5% e 10%) e em relação às relações Z-R sem calibração. Os resultados apontaram também que as relações propostas por Marshall-Palmer e Nexrad calibradas em 20% apresentaram o melhor desempenho entre as demais relações Z-R, o que caracteriza que os eventos de chuva associados aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha tem a contribuição de chuvas estratiformes e convectivas. Além disso, os resultados pluviométricos estimados foram submetidos a uma regressão linear múltipla e constatou-se que a precipitação estimada mediante uso simultâneo das relações de Marshall-Palmer e Nexrad foi mais precisa do que a precipitação estimada utilizando os novos coeficientes de Marshall-Palmer e Nexrad isoladamente.

Através da evolução temporal dos dados de refletividade e dos dados observados do nível da água do rio Quitandinha, verificou-se um padrão similar de variações com uma hora de discrepância ou defasagem. Para caracterizar as possíveis taxas de elevação (altura da coluna de água em centímetros) associadas aos valores de refletividade, verificou-se que a correlação entre a variação da refletividade e a variação do nível do rio apresentou melhores resultados (Proposição 2 – item 9.3), sendo esses dados escolhidos para propor a relação Z-N. Verificou-se que uma curva polinomial de ordem dois mostrou o melhor coeficiente de regressão de determinação para os conjuntos de dados analisados. Por meio de avaliações dicotômicas, verificou-se que a relação melhor caracterizou as estimativas de elevação e de queda dos níveis de água do rio

Quitandinha em relação ao uso apenas das estimativas de elevação para os casos em que as taxas estimadas foram efetivamente observadas. Também foram observados valores mais baixos de taxas de alarmes em relação aos demais índices, caracterizando que a relação proposta tende a apresentar menores ocorrências de estimativas da variação do nível do rio Quitandinha enquanto estas não ocorreram. Para a avaliação contínua, houve uma tendência a superestimar os valores das taxas de elevação em relação às taxas observadas.

Em síntese, através de uma análise conjunta dos resultados obtidos, nesta tese, verifica-se que foi possível avaliar a atmosfera em diferentes estágios de criticidade, isto é, conducentes e durante a formação de chuva, com ênfase aos eventos de transbordamento do rio Quitandinha ocorridos entre 2013 e 2016. A estratégia operacional foi aplicada com início do reconhecimento das condições morfométricas da bacia do rio Quitandinha, assim como os regimes de precipitação e sistemas atmosféricos predominantes, com uma maior frequência dos eventos de ZCAS. Na segunda fase de avaliação, verificou-se a importância da atuação das condições dinâmicas e termodinâmicas para o desenvolvimento da precipitação durante os eventos de ZCAS, SF e TC. Para esses três grupos de sistemas meteorológicos identificados, verificou-se que a divergência dos ventos nos altos níveis da atmosfera apresentou a maior similaridade e maior eficiência à ocorrência da precipitação.

Através de relações empíricas, verificou-se, na terceira fase da estratégia operacional, que a combinação de duas relações Z-R (convectiva e estratiforme) caracterizou melhores resultados na estimativa da precipitação. Foi possível, também, verificar a aplicabilidade de uma curva para a estimativa da variação de nível utilizando os dados de refletividade com um intervalo (adiantamento) temporal de uma hora, o que pode ser decisivo nas previsões de curtíssimo prazo. Entretanto, a metodologia utilizada abrangeu somente um píxel (ponto) da imagem de radar que estaria localizado sobre a estação Coronel Veiga, limitando, assim, as possíveis estimativas de subidas ou quedas de nível encontradas. Acredita-se que utilizando outros píxeis (pontos) localizados a montante, assim como distribuídos, da bacia, resultados mais precisos com relação às variações de nível poderiam ser obtidas. Porém, ressalta-se a aplicabilidade do uso desta metodologia para outros rios que possuam características hidrológicas similares às observadas no rio Quitandinha.

Na sequência, apresentam-se algumas recomendações para dar continuidade à linha de pesquisa explorada nesta tese.

10.2 Recomendações

Diante do quadro exposto, por representar efetivo esforço de aplicação de uma estratégia operacional para a previsão de chuvas associados a eventos de transbordamento de um rio, isto é, mediante o emprego previsões hidrometeorológicas conjugadas, algumas questões ainda pertinentes a serem exploradas são enunciadas como potenciais contribuições futuras. Entre elas, destacam-se:

- aplicação de uma regressão múltipla entre os resultados quantitativos dos indicadores dinâmicos e termodinâmicos calculados e as taxas de precipitação registradas;
- lançamento de radiossondas em outras regiões do estado do Rio de Janeiro no mesmo horário de lançamento do Galeão (00 e 12 UTC) com a finalidade de examinar a variabilidade espacial do perfil atmosférico;
- avaliação lagrangeana do deslocamento das radiossondas e suas possíveis influências no perfil das nuvens observadas, isto é, convectivas, estratiformes e não precipitantes;
- análise da microfísica das nuvens, incluindo imagens Cloudsat e perfis convectivos, associada à formação das tempestades convectivas para os dias com radiossondagens lançadas durante à tarde;
- verificação da variabilidade espacial dos índices termodinâmicos estimados utilizando o método da temperatura máxima considerando diferentes observações (estações) de superfície;
- avaliação das anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) com relação ao suprimento de umidade para a formação das chuvas no estado do Rio de Janeiro;
- calibração e validação das relações Z-R para cada grupo de sistema meteorológico identificado, isto é, Zona de Convergência do Atlântico Sul, sistemas frontais e tempestades convectivas;
- uso de outras ferramentas de sensoriamento remoto, como, por exemplo, imagens de satélite Modis para perfilagem atmosférica em contraposição aos dados de radiossondagem;

- uso da base de dados disponibilizada pelo satélite GOES-R com relação à formação e ao desenvolvimento dos sistemas convectivos, principalmente relacionados à microfísica das nuvens e descargas atmosféricas;
- emprego de disdrômetros para melhor caracterizar a distribuição do tamanho das gotas associadas às chuvas e inundações do rio Quitandinha em conjunto com dados de radar meteorológico;
- avaliação da estimativa da precipitação utilizando radares de dupla polarização existentes no Rio de Janeiro e pertencentes ao Instituto Estadual do Ambiente;
- análise do tempo de concentração e tempo de resposta da bacia do rio Quitandinha utilizando a precipitação estimada através do radar meteorológico;
- aplicação da proposta hidrometeorológica, chamada curva Z-N, para outros píxeis dos dados de refletividade de radar que estejam localizados a montante e dentro da área de contribuição da bacia do rio Quitandinha com exutório na estação Coronel Veiga.
- avaliação da probabilidade de detecção e razão de alarme falso associada às estimativas de variação de nível proposta pela relação Z-N;
- aplicação da metodologia da relação Z-N para bacias com características hidrológicas similares à bacia do rio Quitandinha.

Por fim, espera-se que os resultados obtidos, nesta tese, possam incentivar novas pesquisas direcionadas aos centros de previsão e monitoramento operacionais hidrológico-meteorológicos visando a criação e o aperfeiçoamento de ferramentas e procedimentos que possam ser utilizados e venham a subsidiar as ações tomadas pelas esferas que englobam defesas civis e agentes governamentais associados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOUD, I. A., NOFAL, R. A. “Morphometric analysis of wadi Khumal basin, western coast of Saudi Arabia, using remote sensing and GIS techniques”. *Journal of African Earth Sciences*, v. 126, pp. 58–74, 2017. Disponível em: <<http://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.11.024>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- ACEVEDO, O. C., DEGRAZIA, G. A., PUHALES, F. S. *et al.* “Monitoring the micrometeorology of a coastal site next to athermal power plant from the surface to 140 m”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 99, n. 4, pp. 725-738, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0134.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- AHER, P. D., ADINARAYANA, J., GORANTIWAR, S. D. “Quantification of morphometric characterization and prioritization for management planning in semi-arid tropics of India: A remote sensing and GIS approach”. *Journal of Hydrology*, v. 511, pp. 850-860, 2014. Disponível em: <<http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.02.028>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- ALBRECHT, R. I., SILVA DIAS, M. A. F. “Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the Southwest Amazon”. *Acta Amazonica*, v. 35, n. 2, pp. 175-184, 2005.
- ALCÁNTARA-AYALA, I. “Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries”. *Geomorphologie*, v. 47, pp. 107–124, 2002.
- ALFIERI, L., THIELEN, J., PAPPENBERGER, F. “Ensemble hydrometeorological simulation for flash flood early detection in southern Switzerland”. *Journal of Hydrology*, v. 424-425, pp. 143–153, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.038>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- ALMEIDA, M. V. *Estimativa da precipitação via radar meteorológico do Pico do Couto*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Oceânica, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2002.
- ALTAF, S., MERAJ, G., ROMSHOO, S. A. “Morphometry and land cover based multi-criteria analysis for assessing the soil erosion susceptibility of the western Himalayan watershed”. *Environmental Monitoring and Assessment*, v. 186, n. 12, pp. 8391–

- 8412, 2014. Disponível em: <<http://doi.org/10.1007/s10661-014-4012-2>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- AMBRIZZI, T., FERRAZ, S. E. T. “An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone”. *Frontiers in Environmental Science*, v. 23, pp. 1-9, 2015. Disponível em: <<http://doi.org/10.3389/fenvs.2015.00023>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- ANDERSSON, T., ANDERSSON, M., JACOBSSON, C. *et al.* “Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden”. *Meteorological Magazine*, v. 118, pp.141- 146, 1989.
- ANDRADE, K. M. *Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Paulo, São José dos Campos, Brasil, 2005.
- APPLEQUIST, S., GAHRS, G. E., PFEFFER, R. L. *et al.* “Comparison of methodologies for probabilistic quantitative precipitation Forecasting”. *Weather and Forecasting*, v. 17, pp. 783–799, 2002.
- ANTÔNIO, M. A; ANDRADE, J. P. M. “Inundações em São Carlos, SP: avaliação de chuvas com radar”. In: *Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pp. 3255-3262, Florianópolis, abril, 2007.
- ARAÚJO, L. M. N., ABDALAD, M. A., SATO, A. M. *et al.* “Chuvas intensas recorrentes na região da Serra do Mar/RJ”. *XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Bento Gonçalves, RS, Brasil, pp. 1-8, 17-22, novembro, 2013. Disponível em: <https://www.abrh.org.br/SGCv3/index.php?PUB=3&ID=155&SUMARIO=3964&ST=chuvas_intensas_recorrentes_na_regiao_da_serra_do_mar_rj>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- ARMELLINI, F. *Projeto e implementação do controle de posição de uma antena de radar meteorológico através de servomecanismos*. Dissertação de Mestrado em Engenharia de Controle e Automação Mecânica, Escola Politécnica/USP, São Paulo, SP, Brasil, 2006.
- ARYA, S. P. *Introduction to Micrometeorology*. 2 ed. New York, USA, Elsevier, 2001.
- ATLAS, D. “Advances in Radar Meteorology”. In: LANDSBERG, H. E., MIEGHEM, J. V (eds.). *Advances in Geophysics*, v. 10, New York, USA, Academic Press, 1964.

- _____. *Radar in Meteorology*. Boston, USA, American Meteorological Society, 1990.
- ATLAS, D., ULBRICH, C.W., MARKS J. R., F. D., BLACK, R. A. *et al.* “Partitioning tropical oceanic convective and stratiform rains by draft strength”. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, n. D2, pp. 2259-2267, 2000.
- AUSTIN, P. M. “Relation between Measured Radar Reflectivity and Surface Rainfall”. *Monthly Weather Review*, v. 115, pp. 1053-1071, 1987. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1053:RBMRRRA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1053:RBMRRRA>2.0.CO;2)>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- AYDIN, K., GIRIDHAR, V. “C-Band Dual-Polarization Radar Observables in Rain”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 9, pp. 383–390, 1992.
- AZEVEDO, F. G. B., LEITÃO, M. M. V. B. R. “Uma avaliação do desempenho dos modelos de previsão de tempo para as regiões Agreste/litoral, Cariri/Curimatau e Sertão da Paraíba”. In: *Anais 1980-2006 dos Congressos Brasileiros de Meteorologia*, Sociedade Brasileira de Meteorologia, pp. 1-10, Fortaleza, set. 2004.
- AZEVEDO, L. H. D. R. *Avaliação de método de previsão para tempestades convectivas severas por mudança da temperatura do ar e do ponto de orvalho junto à superfície em sondagens atmosféricas*. Monografia de Graduação em Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2009.
- BABA, Y. “Response of rainfall to land surface properties under weak wind shear conditions”. *Atmospheric Research*, v. 182, pp. 335–345, 2016.
- BAHIENSE, J. M., JÚNIOR J. E. F. F., COSTA L. F. *et al.* “Monitoramento hidrológico quantitativo no estado do Rio de Janeiro: importância, histórico e modernização”, pp. 1-8, Brasília, D.F., Brasil, 22-27 de novembro, 2015. Disponível em: <<http://www.evolvedoc.com.br/sbrh/detalhes-991>>. Acesso em: 3 jan. 2016.
- BALAKRISHNAN, N., ZRNIC, D. S., GOLDHIRSH, J. *et al.* “Comparison of Simulated Rain Rates from Disdrometer Data Employing Polarimetric Radar Algorithms”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 6, pp. 476–486, 1989.
- BALDWIN, M. E., MITCHELL, K. E. “Progress on the NCEP Hourly Multi-Sensor U.S. Precipitation Analysis for Operations and GCIP Research”. *2nd Symposium on Integrated Observing Systems*, Phoenix, Arizona, USA, pp. 10-11, 1998.
- BALLING, R. C., CERVENY, R. S. “Vertical dimensions of seasonal trends in the diurnal temperature range across the central United States”. *Geophysical Research*

- Letters*, v. 30, 2003. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2003GL017776>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BANACOS, P. C., SCHULTZ, D. M. “The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives”. *Weather Forecast*, v. 20, pp. 351–366, 2005. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/WAF858.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BANKOFF, G., FRERKS, G., HILHORST, D. (eds.). *Mapping Vulnerability: Disasters, Development and People*. Earthscan, London, 2004.
- BARCELLOS, P. C. *Precipitações intensas na cidade do Rio de Janeiro: Probabilidade e Previsibilidade*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2009.
- BARNES, R., LEHMAN, C., MULLA, D. “An efficient assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models”. *Computers and Geosciences*, v. 62, pp. 128–135, 2014. Disponível em: <<http://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.01.009>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BARREDO, J. I. “Major flood disasters in Europe: 1950–2005”. *Natural Hazards*, v. 42, pp. 125–148, 2007.
- BARROS, A. P., KIM, G., WILLIAMS, E. *et al.* “Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon using satellite imagery”. *Natural Hazards and Earth System Science*, v. 4, n. 1, pp. 29–51, 2004.
- BARTHLOTT, C., CORSMEIER, U., MEISSNER, C. *et al.* “The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain”. *Atmospheric Research*, v. 81, pp. 150–175, 2006.
- BATTAN, L. J. *Radar Observation of the Atmosphere*. University of Chicago Press, Chicago, 1973.
- _____. “Vertical Air Motions and the Z-R Relation”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 15, pp. 1120–1121, 1976.
- BELL, V. A., MOORE, R. J. “The sensitivity of catchment runoff models to rainfall data at different spatial scales”. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 4, n. 4, pp. 653–667, 2000.
- BENETI, C. A. A., DIAS, M. A. F. S. “Análise do desempenho de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo”. In: *Anais 1980-2006 dos Congressos Brasileiros de Meteorologia*, Sociedade Brasileira de Meteorologia, v. 2, pp. 65–70, Brasília - DF, out. 1986.

- BERENGUER, M., CORRAL, C., SANCHEZ-DIESMA, R. *et al.* “Hydrological validation of a radar-based nowcasting technique”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 6, pp. 532–549, 2005.
- BERNET, D. B., PRASUHN, V., WEINGARTNER, R. “Surface water floods in Switzerland: what insurance claim records tell us about the damage in space and time”. *Natural Hazards and Earth System Science.*, v. 17, pp. 1659–1682, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/nhess-17-1659-2017>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BERTOLOTTO, P. A., ROGGERO, G. “Comparison of instability indices from COSMO-I7 and ECMWF-IFS analyses over the Piedmont Region, Italy, and new modifications to the K Index”. *Meteorological Applications*, v. 23, pp. 605–613, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/met.1582>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BINI, W., GOUVEIA, M. L., OLIVEIRA, C. *et al.* “Estudo sobre a formação e previsibilidade de um tornado em Piracicaba, usando o modelo regional BRAMS e índices de instabilidade atmosférica”. In: *Anais 1980-2006 dos Congressos Brasileiros de Meteorologia*, Sociedade Brasileira de Meteorologia, pp. 1-6, Florianópolis, nov.-dez. 2006.
- BLANCHARD, D. O. “Mesoscale convective patterns of the Southern High Plains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 71, pp. 994–1005, 1998.
- BLUESTEIN, H. B. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II, Observations and Theory of Weather Systems*. New York, Oxford University Press, 1993.
- BOERS, N., BOOKHAGEN, B., MARWAN, N. *et al.* “Spatiotemporal characteristics and synchronization of extreme rainfall in South America with focus on the Andes Mountain range”. *Climate Dynamics*, v. 46, pp. 601–617, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00382-015-2601-6>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BOLSHAKOV, V. “Regression-based Daugava River Flood Forecasting and Monitoring”. *Information Technology and Management Science*, v. 16, pp. 137-142, 2013.
- BOLTON, D. “The Computation of Equivalent Potential Temperature”. *Monthly Weather Review*, v. 108, pp. 1046-1053, 1980.
- BORGA, M., BOSCOLO, P., ZANON, F. *et al.* “Hydrometeorological analysis of the August 29, 2003 flash flood in the eastern Italian Alps”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 8, pp. 1049–1067, 2007.

- BORGA, M., GAUME, E., CREUTIN, J.D., *et al.* “Surveying flash flood response: gauging the ungauged extremes”. *Hydrological Process*, v. 22, pp. 3883–3885, 2008.
- BORGA, M., STOFFEL, M., MARCHI, L., *et al.* “Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: flash floods and debris flows”. *Journal of Hydrology*, v. 518, pp. 194–205, 2014.
- BORNSTEIN, R., LIN, Q. “Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies”. *Atmospheric Environment*, v. 34, pp. 507-516, 2000.
- BOSART, L. F., SEIMON, A. T., LAPENTA, K. D. *et al.* “Supercell Tornadogenesis over Complex Terrain: The Great Barrington, Massachusetts, Tornado on 29 May 1995”. *Weather and Forecasting*, v. 21, pp. 897–922, 2006.
- BOTES, D., MECIKALSKI, J. R., JEDLOVEC, G. J. “Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) sounding evaluation and analysis of the pre-convective environment”. *Journal of Geophysical Research*, v. 117, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2011JD016996>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BRANDES, E. A., ZHANG, G., VIVEKANANDAN, J. “Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 41, pp. 674–685, 2002.
- BRINGI, V. N., CHANDRASEKAR, V. *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*. United Kingdom, Cambridge University Press, 2001.
- BRITO, T. T., OLIVEIRA-JÚNIOR, J. F., LYRA, G. B. *et al.* “Multivariate analysis applied to monthly rainfall over Rio de Janeiro state, Brazil”. *Meteorology Atmospheric Physics*, v. 129, pp. 469-478, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00703-016-0481-x>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BROOKS, H.E. “A global view of severe thunderstorms: Estimating the current distribution and possible future changes”. In *Preprints, Severe Local Storms Special Symposium*, American Meteorological Society, pp. 55-66, Atlanta, novembro. 2006.
- BRYNDAL, T., FRAN CZAK, P., KROCZAK, R., *et al.* “The impact of extreme rainfall and flash floods on the flood risk management process and geomorphological changes in small Carpathian catchments: a case study of the Kasiniczanka river (Outer Carpathians, Poland)”. *Natural Hazards*, v. 88, pp. 95-120, 2017. Disponível em: <<https://link.springer.com/content/pdf/10.1007%2Fs11069-017-2858-7.pdf>>. Acesso em: 22 jul. 2017.

- BUNKERS, M.J., DOSWELL, C.A. “Comments on ‘Double impact: When both tornadoes and flash floods threaten the same place at the same time’”. *Weather and Forecasting*, v. 31, pp.1715–1721, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/WAF-D-16-0116.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BURGESS, D.W., RAY, P.S. “Principles of the Radar”. In: RAY, P. S. (ed.), *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, 1 ed., chapter 6, Boston, USA, American Meteorological Society, 1986.
- BURPEE, R. W., LAHIFF, L. N. “Area-Average Rainfall Variations on Sea-Breeze Days in South Florida”. *Monthly Weather Review*, v. 112, pp. 520-534, 1984.
- BUSTAMANTE, J. F., CHOU, S. C. “Estudo da previsibilidade de eventos extremos sobre a Serra do Mar utilizando ensemble de curto prazo”. In *Anais 1980-2006 dos Congressos Brasileiros de Meteorologia*, pp. 1-6, Sociedade Brasileira de Meteorologia, Florianópolis, nov.-dez. 2006.
- BUSUIOC, A., BIRSAN, M.V., CARBUNARU, D. *et al.* “Changes in the large scale thermodynamic instability and connection with rain shower frequency over Romania: verification of the Clausius–Clapeyron scaling”. *International Journal of Climatology*, v. 36, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/joc.4477>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- BUZZI, A., DAVOILIO, S., MALGUZZI, P. *et al.* “Heavy rainfall episodes over Liguria of autumn 2011: numerical forecasting experiments”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v.14, pp. 1325-1340, 2013.
- BYERS, H. R., BRAHAM, R. R. “The Thunderstorm”, *U.S. Weather Bur.*, Washington, D.C., 1989.
- CALHEIROS, R. V., ZAWADZKI, I. “Reflectivity rain-rate relationships for radar hydrology in Brazil”. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v. 26, pp. 118–132, 1987.
- CAMPOS, E., ZAWADSKI, I. “Instrumental uncertainties in Z-R relations”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 39, pp. 1088–1102, 2000.
- CANLI, E., LOIGGE, B., GLADE, T. “Spatially distributed rainfall information and its potential for regional landslide early warning systems”. *Natural Hazards*, v. 91, pp. 103-127, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s11069-017-2953-9>>. Acesso em: 22 jul. 2017.

- CARVALHO L. M. V., C. JONES e B. LIEBMANN. “Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone”. *Journal of Climate*, v. 15, n. 17, pp. 2377–2394, 2002.
- CARVALHO, S. L., PRODANOFF, J. H. A e ROTUNNO FILHO, O.C. “Geoprocessamento Aplicado na Avaliação da Poluição Difusa em Bacia Urbana na Região Serrana do Rio de Janeiro”. In: Anais do V Simpósio de Pós-Graduação em Engenharia Urbana, pp. 1-6, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, nov. 2013.
- CATANEO, R. “A method for estimating rainfall rate-radar reflectivity relationships”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 8, pp. 815-819, 1969.
- CAVALCANTI, I. F. A., KOUSKY, V. E. “Sistemas meteorológicos que afetam o tempo na América do Sul: Frentes frias sobre o Brasil”, parte I. In: _____, FERREIRA, N. J., SILVA, M. G. A. J *et al.* (eds.). *Para entender tempo e clima*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- CHAUDHURI, S., MIDDEY, A. “A composite stability index for dichotomous forecast of thunderstorms”. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 110, pp. 457-469, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00704-012-0640-z>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- CHEN, S. S., KNAFF, J. A., MARKS, F. D., JR. “Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM”. *Monthly Weather Review*, v. 134, pp. 3190–3208, 2006.
- CHRYSOULAKIS, N., SPILIOTOPOULOS, M., DOMENIKIOTIS, C. *et al.* “Towards Monitoring of Regional Atmospheric Instability through MODIS/AQUA Images”. In: *Proceedings of the COST-719 International Symposium on GIS and Remote Sensing: Environmental Applications*, pp. 155-166, Greece, nov. 2003.
- CHUMCHEAN, S. *Improved Estimation of Radar Rainfall for Use in Hydrological Modelling*. PhD. Thesis, University of New South Wales, Sydney, USA, 2004.
- CIACH, G.J. “Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 20, pp. 752–759, 2003.
- CIFELLI, R., CHANDRASEKAR, V., LIM, S. *et al.* “A New Dual-Polarization Radar Rainfall Algorithm: Application in Colorado Precipitation Events”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 28, pp. 352-364, 2011.
- CLIMANÁLISE. *Boletim de Monitoramento e Análise Climática*. Número especial, INPE/CPTEC, 1986.

- COLLIER, C.G. *Applications of Weather Radar Systems: A guide to uses of radar data in Meteorology and Hydrology*. Ellis Horwood Limited Publishers, 1996.
- _____. “On the formation of stratiform and convective cloud”. *Weather*, v. 58, pp. 62–68, 2003.
- CONING, E., FORBES, G. S., POOLMAN, E. “Heavy precipitation and flooding on 12-14 February 1996 over the summer rainfall regions of South Africa: synoptic and isentropic analyses”. *National Weather Digest*, v. 22, n. 3, pp. 25-36, 1998.
- COTTON, W. R., ANTHES, R. A. *Storm and Cloud Dynamics*, v. 44, San Diego, California, Academic Press, 1989.
- COUTO, F. T., SALGADO, R., COSTA, M. J. 2012. “Analysis of intense rainfall events on Madeira Island during the 2009/2010 winter”. *Natural Hazards and Earth System Science*, v. 12, pp. 2225-2240, 2012.
- CPTEC. Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, c2016. Disponível em: <<https://www.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 04 de maio de 2017.
- CRAVEN, J. P., BROOKS, H. E., “Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection”. *National Weather Digest*, v. 28, pp.13-24, 2004.
- CREUTIN, J.D., BORGA, M. “Radar hydrology modifies the monitoring of flash flood hazard”. *Hydrological Processes*, v. 17, pp. 1453–1456, 2003.
- CUNHA, L. K., SMITH, J. A., KRAJEWSKI, W. F. *et al.* “An early performance evaluation of the NEXRAD dual-polarization radar rainfall estimates for urban flood applications”. *Weather and Forecasting*, v. 28, pp. 1478–1497, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/WAF-D-13-00046.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- CUNNING, J.B., SAX, R.I. “A Z–R relationship for the GATE B-scale array”. *Monthly Weather Review*, v. 105, pp. 1330–1336, 1977.
- CUO, L., PAGANO, T. C., WANG, Q. J. “A review of quantitative precipitation forecasts and their use in short-to medium-range streamflow forecasting”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 12, pp. 713–728, 2005.
- CYR, I. *Estimation of Z-R relationship and comparative analysis of precipitation data from colocated rain-gauge, vertical radar and disdrometer*. M.Sc. Thesis, Norwegian University of Science and Technology, 2014.
- DACRE, H. F., CLARK, P. A., MARTINEZ-ALVARADO, O. *et al.* “How do atmospheric rivers form?”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 96, n.

- 8, pp. 1243–1255, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00031.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- DARKOW, G. L. “The Total Energy Environment of Severe Storms”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 7, pp. 199-205, 1968.
- DASARI, H.P., SALGADO, R. “Numerical modelling of heavy rainfall event over Madeira Island in Portugal: sensitivity to different micro physical processes”. *Meteorological Applications*, v. 22, pp. 113–127, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/met.1375>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- DAVINI, P., BECHINI, R., CREMONINI, R., *et al.* “Radar-based analysis of convective storms over Northwestern Italy”. *Atmosphere*, v. 3, n. 1, pp. 33–58, 2011.
- DAVOLIO, S., MASTRANGELO, D., MIGLIETTA, M. M. M. M., *et al.* “High resolution simulations of a flash flood near Venice”. *Natural Hazards and Earth System Science*, v. 9, n. 5, pp. 1671-1678, 2009.
- DELRIEU, G., SERRAR, S., GUARDO, E., *et al.* “Rain measurement in hilly terrain with X-band weather radar systems: Accuracy of path-integrated attenuation estimates derived from mountain returns”. *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, v. 16, pp. 405-416, 1999. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1999\)016<0405:RMIHTW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1999)016<0405:RMIHTW>2.0.CO;2)>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- DEMARGNE, J., MULLUSKY, M., WERNER, K., *et al.* “Application of forecast verification science to operational river forecasting in the U.S. National Weather Service”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 90, pp. 779–784, 2009.
- DERECZYNSKI, C.P., OLIVEIRA, J.S.D., MACHADO, C.O. “Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 24, n. 1, pp. 24–38, 2009. Disponível em: <<https://dx.doi.org/10.1590/s0102-77862009000100003>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- DERUBERTIS, D. “Recent trends in four common stability indices derived from U.S. radiosonde observations”. *Journal of Climate*, v. 19, pp. 309-323, 2006.
- DEVELOPMENT CORE TEAM, R. *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, 2011.
- DHIRAM, K., WANG, Z. “Evaluation on Radar Reflectivity-Rainfall Rate (Z-R) Relationships for Guyana”. *Atmospheric and Climate Sciences*, v. 6, pp. 489-499, 2014. Disponível em: <<https://dx.doi.org/DOI: 10.4236/acs.2016.64039>>. Acesso em: 22 jul. 2017.

- DIRESKENELI, H., AYDIN, K., SELIGA, T. A. "Radar estimation of rainfall rate using reflectivity and differential reflectivity measurements obtained during Maypole '84: Comparison with ground-based raingauges". In *Preprints, 23d Conference On Radar Meteorology*, American Meteorological Society, pp. 116-120, Colorado, September, 1986.
- DONE, J., DAVIS, C. A., WEISMAN, M. "The next generation of NWP: 707 explicit forecasts of convection using the weather research and forecasting (WRF) model". *Atmospheric Science Letters*, v. 5, pp. 110–117, 2004.
- DOSWELL, C. A., III. "The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example". *Weather and Forecasting*, v. 2, pp. 3-16, 1987.
- _____. "A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms". *National Weather Digest*, v. 16, n. 1, pp. 2-16, 1991.
- _____. "Severe Convective Storms - An overview". In _____ (ed.). *Severe Convective Storms*. Meteorological Monograph, Book 28, chapter 1, Boston, American Meteorological Society, 2001.
- DOSWELL, C. A., III., SCHULTZ, D. M. "On the use of indices and parameters in forecasting severe storms". *The Electronic Journal of Severe Storms Meteorology*, v. 1, n. 3, pp. 1-22, 2006
- DOSWELL, C. A., III., HAUGLAND, M. J. "A Comparison of Two Cold Fronts—Effects of the Planetary Boundary Layer on the Mesoscale". *Electronic Journal of Severe Storms Meteorology*, v. 2, n. 4, 2007. Disponível em: <<http://www.ejssm.org/ojs/index.php/ejssm/article/viewarticle/30/24>>. Acesso em: 02 mar. 2018.
- DOURADO, M. S., OLIVEIRA, A. P. "Observational description of the atmospheric and oceanic boundary layers over the Atlantic Ocean". *Revista Brasileira de Oceanografia*, v. 49, n. 1-2, pp. 49-59, 2001.
- DOVIAK, R., ZRNIC, D. *Doppler Radar and Weather Observations*, New York, Dover Publications, 2006.
- DOYLE, M. E., BARROS, V. R. "Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic". *Journal of Climate*, v. 15, n. 23, pp. 3394–3410, 2002.

- DRM-RJ. Departamento de Recursos Minerais do estado do Rio de Janeiro. c2005. Disponível em: <<http://www.drm.rj.gov.br/index.php/downloads>>. Acesso em: 09 mar. 2018
- DRYDEN, I. L., MARDIA, K.V. *Statistical Shapes Analysis*. Chichester, England, John Wiley & Sons Ltd., 1998.
- DUDHIA, J. “Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model”. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 46, n. 20, pp. 3077-3107, 1989.
- DUROCHER, M., CHEBANA, F., OUARDA, T.B.M.J. “A Nonlinear Approach to Regional Flood Frequency Analysis Using Projection Pursuit Regression”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 16, pp. 1561–1574, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0227.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- EBERT, E. E., BALDWIN, M. E. “The WGNE assessment of short-term quantitative precipitation forecasts”. *Bulletin of the American Meteorology Society*, v. 84, pp. 481–492, 2003.
- ELSBERRY, R. L., JEFFERIES, R. A. Vertical wind shear influences on tropical cyclone formation and intensification during TCM-92 and TCM-93”. *Monthly Weather Review*, v. 124, pp. 1374-1387, 1996.
- EMANUEL, K. A. *Atmospheric Convection*. USA, Oxford University Press, 1994
- EM-DAT. The International Disaster Database, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters – CRED, c2009. Disponível em: <<http://www.em-dat.net/>>. Acesso em: 12 jan. 2017
- EMIDIO, Z. P. O., LANDIM, P. M. B. “Análise de superfície de tendência aplicada à chuva, medida por radar meteorológico, nas regiões de Assis e Piracicaba, SP”. *Geociências*, v. 27, n. 4, pp. 439 - 449, 2008.
- ESPINOSA, A. M. *Previsão quantitativa por conjunto da precipitação do verão 2007/2008 na bacia de Rio Grande*. Tese de Doutorado em Ciências Atmosféricas, USP, Universidade de São Paulo, 2011.
- FABRY, F., MEUNIER, V., TRESERRAS, B. P. *et al.* “On the climatological use of radar data mosaics: Possibilities and challenges”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 98, pp. 2135–2148, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00256.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- FALCONER, P. D. “A radar-based climatology of thunderstorm days across New York State”. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, v. 23, pp. 1115–1120, 1984.

- FAWBUSH, E. J., MILLER, R. C. “A method of forecasting hailstone size at the earth’s surface”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 34, n. 6, pp. 235-244, 1953.
- FEDERICO, S., PETRACCA, M., PANEGROSSI, G. *et al.* “Improvement of RAMS precipitation forecast at the short-range through lightning data assimilation”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 17, pp. 61–76, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/nhess-17-61-2017>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- FERRARIS, L., RUDARI, R., SICCARDI, S. “The uncertainty in the prediction of flash floods in the northern Mediterranean environment”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 3, pp. 714–727, 2002.
- FERREIRA, N. J., CORREIA, A. A., RAMIREZ, M. C. V. “Synoptic scale features of the tropospheric circulation over tropical South America during the WETAMC TRMM/LBA experiment”. *Atmosfera*, v. 17, n. 1, pp. 13–30, 2004a.
- FERREIRA, N. J., SANCHES, M., DIAS, M. A. F. S. “Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em Períodos de El Niño e La Niña”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, pp. 89-98, 2004b.
- FIGUEROA, S. N., SATYAMURTY, P., DIAS, P. L. S. “Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model”. *Journal of the Atmospheric Science*, v. 52, pp. 1573–1584, 1995.
- FLEAGLE, R. G., NUSS, W. A. “The distribution of surface fluxes and boundary layer divergence in midlatitude ocean storms”. *Journal of the Atmospheric Science*, v. 42, pp. 784–799, 1985.
- FORESTI, L., SEED, A. “On the spatial distribution of rainfall nowcasting errors due to orographic forcing”. *Meteorological Applications*, v. 22, pp. 60–74, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/met.1440>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- FOSS, M., NASCIMENTO, E. L. “Condicionamento sinótico de alguns eventos de tempestades severas ocorridos no estado do Rio Grande do Sul em 2003”. *VI Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, Ciência e Natura Especial*, Universidade Federal de Santa Maria, Rio Grande do Sul, nov. 2009.
- FOSS, M. *Condições atmosféricas conducentes à ocorrências de tempestades convectivas severas na América do Sul*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil, 2011.
- FOX, J. *Applied Regression Analysis, Linear Models, and Related Methods*. Alabama, USA, Sage Publications, 1997.

- FRANK, W. M., RITCHIE, E. A. "Effects of environmental flow upon tropical cyclone structure". *Monthly Weather Review*, v. 127, pp. 2044–2061, 1998.
- FRIENDLY, M., MONETTE, G., FOX, J. "Elliptical insights: understanding statistical methods through elliptical geometry". *Statistical Science*, v. 28, n. 1, pp. 1-39, 2013. Disponível em: <<http://doi.org/10.1214/12-STS402>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- FRITSCH, J. M., CARBONE, R. E. "Improving quantitative precipitation forecasts in the warm season: A USWRP research and development strategy". *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 85, pp. 955-965, 2004.
- FRITSCH, J. M., FORBES, G. S. "Mesoscale convective systems. "Severe Convective Storms". *Meteorological Monographs*, v. 28, n. 50, pp. 323–358, 2001.
- FUKAO, S., HAMAZU, K., DOVIK, R. J., *Radar for Meteorological and Atmospheric Observations*, United Kingdom, Springer, 2014
- FULTON, R. A., BREIDENBACH, J. P., SEO, D.J. *et al.* "The WSR-88D rainfall algorithm". *Weather Forecasting*, v. 13, pp. 377–395, 1998.
- GABELLA, M., PERONA, G. "Simulation of the Orographic Influence on Weather Radar Using Geometric-Optics Approach". *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 15, pp. 1485-1494, 1998. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<1485:SOTOIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<1485:SOTOIO>2.0.CO;2)>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- GALWAY, J. "The lifted index as a predictor of latent instability". *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 37, pp. 528-529, 1956.
- GAN, M. A. *Ciclogeneses e ciclones sobre a América do Sul*. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São Paulo, São José dos Campos, Brasil, 1992.
- GANDU, A. W., GEISLER, J. E. "A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America". *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 48, n. 16, pp. 1822–1836, 1991.
- GAUME, E., BORGA, M. "Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations". *Journal of Flood Risk Management*, v. 1, pp. 175-189, 2008.
- GEERTS, B. "Mesoscale convective systems in the southeast United States during 1994-95: A survey". *Weather and Forecasting*, v. 13, pp. 860–869, 1998.
- GEORGAKAKOS, K. P., KRZYSZTOFOWICZ, R. "Probabilistic and ensemble forecasting. *Journal of Hydrology*, v. 249, pp.1-1, 2001.

- GEORGE, J. J. *Weather Forecasting for Aeronautics*. New York, Academic Press, 1960.
- GERL, T., KREIBICH, H., FRANCO, G. *et al.* “A Review of Flood Loss Models as Basis for Harmonization and Benchmarking”. *Plos One*, v. 11, n. 7, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0159791>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- GERMANN, U., BERENGUER, M., SEMPERE-TORRES, D. *et al.* “REAL – Ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 135, pp. 445–456, 2009.
- GIANGRANDE, S. E., RYZHJOV, A.V. “Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 47, pp. 2445–2462, 2008.
- GIORGI, F., BI, X. “A study of internal variability of a regional climate model”. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, pp. 29,503-29,521, 2000.
- GNEITING, T., RAFTERY, A.E., WESTVELD, A.H., III. *et al.* “Calibrated Probabilistic Forecasting Using Ensemble Model Output Statistics and Minimum CRPS Estimation”. *Monthly Weather Review*, v. 133, pp. 1098–1118, 2005.
- GNEITING, T., RATERY, A. E. “Weather forecasting with ensemble methods”. *Science*, v. 310, pp. 248–249, 2005.
- GODDARD, J. W. F., CHERRY, S. M. “The ability of dual polarization radar (co-polar linear) to predict rainfall rate and microwave attenuation”. *Radio Science*, v. 19, pp. 201-208, 1984.
- GOLDING, B. W. “Quantitative precipitation forecasting in the UK”. *Journal of Hydrology*, v. 239, pp. 286-305, 2000.
- GONÇALVES, R. C. *Modelagem hidrológica do tipo chuva-vazão via SMAP e TOPMODEL - Estudo de Caso: Bacia do Rio Piabanha/RJ*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2008.
- GONZALES, F. C. G. *Projeto de drenagem sustentável para mitigação de cheias na bacia do rio Quitandinha, em Petrópolis, RJ*. Monografia de Graduação do Curso de Engenharia Ambiental, Escola Politécnica, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2014.
- GOSKE, C. L., BERGERON, T., BJERKNES, J. *et al.* *Dynamic Meteorology and Weather Forecasting*. Boston, American Meteorological Society, 1957.

- GOTTLIEB, R. *Analysis of stability indices for severe thunderstorms in the northeastern United States*. Ph.D. thesis, College of Agriculture and Life Sciences, Cornell University, New York, USA, 2009.
- GOUDENHOOFDT, E., DELOBBE, L. “Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates”. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 13, pp. 195–203, 2009.
- GOURLEY, J. J., HONG, Y., FLAMIG, Z. L. *et al* “A unified flash flood database over the United States”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 94, pp. 799–805, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00198.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- GRADY, R. L., VERLINDE, J. “Triple-Doppler analysis of a discretely propagating, long-lived, high plains squall line”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 54, pp. 2729–2748, 1997.
- GRASS GIS. Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software, Version 7.2. Open Source Geospatial Foundation, 2017.
- GRECU, M., KRAJEWSKI, W. F. “A large-sample investigation of statistical procedures for radar-based short-term quantitative precipitation forecasting”. *Journal of Hydrology*, v. 239, pp. 69–84, 2000.
- GRIMM, A. M. “The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences”. *Journal of Climate*, v. 16, pp. 263–280, 2003.
- _____. “How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil?”. *Climate Dynamics*, v. 22, pp. 123–138, 2004.
- GROENEMEIJER, P., PUCIK, T., HOLZER, A. M. *et al*. “Severe convective storms in Europe: Ten years of research at the European Severe Storms Laboratory”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 98, pp. 2641–2651. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0067.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- GROSSMAN, K. S. *Estudo da combinação de índices de instabilidade como ferramenta de auxílio na previsão de tempo*. Monografia em Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2010.
- GUEDES, R.V.S., LIMA, F.J.L., AMANAJÁS, J.C. *et al*. “Análise em componentes principais da precipitação pluvial no estado do Piauí e agrupamento pelo método de Ward”. *Revista de Geografia*, v. 27, n. 1. pp. 218-233, 2010.
- HAGEN, M., SCHIESSER, H. H., DORNINGER, M. “Monitoring of mesoscale precipitation systems in the Alps and the northern Alpine foreland by radar and rain

- gauges”. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 72, pp. 87-10, 2000. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s007030050008>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- HAKLANDER, A. J., VAN DELDEN, A. “Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands”. *Atmospheric Research*, v. 67-68, pp. 273-299, 2003.
- HALLAK, C., FILHO, A. J. P. “Análise do desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, n.2. pp. 173-206, 2012.
- HARADA, Y., NAOE, H. “The Analysis of Large Scale Atmospheric Circulation which Intensified the Baiu-front: a Case Study of ‘the extremely heavy rainfall in Japan, July 2006’”. *Third WCRP International Conference on Reanalysis*, University of Tokyo, Japan, jan.-feb.2008.
- HARNACK, R. P., APFFEL, K., CERMACK, J. R., III. “Heavy precipitation events in New Jersey: Attendant upper air conditions”. *Weather Forecasting*, v. 14, pp. 933-954, 1999.
- HARTIGAN, J. A. “Linear Bayesian Methods”. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B*, v. 31, n. 3, pp. 446-454, 1969.
- HE, W., HO, S., CHEN, H. *et al.* “Assessment of radiosonde temperature measurements in the upper troposphere and lower stratosphere using COSMIC radio occultation data”. *Geophysical Research Letters*, v. 36, pp. 1-7, 2009. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2009GL038712>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- HEIDEMAN, K. F., FRITSCH, J. M. “Forcing mechanisms and other characteristics of significant summertime precipitation”. *Weather and Forecasting*, v. 3, pp. 115-130, 1998.
- HENDERSON, D. S., KUMMEROW, C. D., MARKS, D. A. “Sensitivity of rain rate estimates related to convective organization: observations from the Kwajalein, RMI, radar”. *Journal of Applied Meteorology Climatology*, v. 56, pp. 1099-1119, 2017.
- HENRY, N. L. “A static stability index for low-topped convection. *Weather and Forecasting*, v. 15, pp. 246-254, 2000.
- HILGENDORF, E. R., JOHNSON, R. H. “A study of the evolution of mesoscale convective systems using WSR-88D data”. *Weather and Forecasting*, v. 13, pp. 437-452, 1998.
- HILLIER, F. S., LIEBERMAN, G. L. *Introduction to Operations Research*. San Francisco, Holden-Day, 1980.

- HOHENEGGER, C., LÜTHI, D., SCHÄR, C. “Predictability mysteries in cloud-resolving models”. *Monthly Weather Review*, v. 134, n. 8, pp. 2095–2107, 2006.
- HOLTON, J. R., PYLE, J., CURRY, J. A. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. New York, Academic Editor, 2002.
- HOLTON, J. R. *An Introduction to dynamic meteorology*, 4th ed., San Diego, California, Elsevier Academic Press, 2004.
- HONG, S. Y., DUDHIA, J., CHEN, S. H. “A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation”. *Monthly Weather Review*, v. 132, pp. 103-120, 2004.
- HONG, S. Y., NOH, Y, DUDHIA, J. “A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes”. *Monthly Weather Review*, v. 134, pp. 2318-2341, 2006.
- HORTON, R. E.. “Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology”. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 56, n. March, p. 275–370, 1945.
- HOUZE, R. A., JR. *Cloud Dynamics*. 1st ed., San Diego, USA, Academic Press, 1993.
- HOUZE, R. A., JR., SMULL, B. F., DODGE, P. “Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma”. *Monthly Weather Review*, v. 118, pp. 613-654, 1990.
- HUNTER, S. “WSR-88D Radar Rainfall Estimation: Capabilities, Limitations and Potential Improvements”. *National Weather Digest*, v. 20, pp. 26-38, 1996.
- HUNTRIESER, H., SCHIESSER, H., SCHMID, W. *et al.* “Comparasion of tradicional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland”. *Weather and Forecasting*, v. 12, pp. 108-125, 1996.
- HWANG, K., HWANG, S. L., LEE, D. R. “Evaluation of two QPE algorithms using S-band dual-polarization radar observations in Korea.” In: *I Asian Conference on Radar Meteorology*, pp. 1-4, Jeju, Korea, nov. 2013.
- IDGA. Institute for Defense and Government Advancement. c2016. Disponível em: <<http://www.idga.org/>>. Acesso em: 15 jun. 2016.
- ILLINGWORTH, A. J., BLACJMAN, T. M., GODDARD, J. W. F. “Improved rainfall estimates in convective storms using polarisation diversity radar”. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, v. 4, n. 4, pp. 555–563, 2000.
- INEA. Instituto Estadual do Ambiente. Disponível em: <<http://www.inea.rj.gov.br/Portal/index.htm>>. Acesso em: 02 de maio de 2017.

- INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/>. Acesso em: 09 mar. 2018.
- JACOVIDES, C. P., YONETANI, T. “An evaluation of stability indices for thunderstorm prediction in Greater Cyprus”. *Weather and Forecasting*, v. 5, pp. 559-569, 1990.
- JAIN, S. K., MANI, P., JAIN, S.K. *et al.* “A Brief review of flood forecasting techniques and their applications”. *International Journal of River Basin Management*, v. 16, pp. 329-344, 2018. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/15715124.2017.1411920>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- JAVELLE, P., DEMARGNE, J., DEFRANCE, D. *et al.* “Evaluating flash-flood warnings at ungauged locations using post-event surveys: a case study with the AIGA warning system”. *Hydrological Sciences Journal*, v. 59, pp. 1390–1402, 2014.
- JEONG, J. H., LEE, D. I., WANG, C. C. *et al.* “Characteristics of mesoscale-convective-system-produced extreme rainfall over southeastern South Korea”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 16, pp. 927-939, 2016. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/nhess-16-927-2016>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- JIMÉNEZ, P. A., DUDHIA, J., GONZÁLEZ-ROUCO, J. F. *et al.* “A revised scheme for the WRF surface layer formulation”. *Monthly Weather Review*, v. 140, pp. 898-918, 2012.
- JIRAK, I. L., COTTON, W. R., MCANELLY, R. L. “Satellite and radar survey of mesoscale convective system development”. *Monthly Weather Review*, v. 131, pp. 2428–244, 2003.
- JOE, P., BURGESS, D., POTTS, R. *et al.* “The S2K severe weather detection algorithms and their performance”. *Weather and Forecasting*, v. 19, pp. 43–63, 2004.
- JOHNS, R. H., DOSWELL, C. A., III. “Severe local storms forecasting”. *Weather and Forecasting*, v. 7, pp. 588-612, 1992.
- JOHNSON, R., MAPES, B. E. “Mesoscale processes and severe convective weather”. *Severe Convective Storms*. Meteorological Monographs, v. 28, n. 50, pp. 71-122, 2001.
- JONGMAN, B., KREIBICH, H., APEL, H. *et al.* “Comparative flood damage 20 model assessment: Towards a European approach”. *Natural Hazards and Earth System Science*, v. 12, n. 12, pp. 3733–3752, 2012. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/nhess-12-3733-2012>>. Acesso em: 22 jul. 2017.

- JORGENSEN, D. P., WILLS, P. T. “A Z-R Relationships for Hurricanes”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 21, pp. 356-367, 1992.
- JOSS, J., LEE, R. “The Application of Radar-Gauge Comparisons to Operational Precipitation Profile Corrections”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 34, pp. 2612-2630, 1995.
- JOSS, R., WALDVOGEL, A. T. “Ein Spectograph fur Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung”. *Pure and Applied Geophysics*, v. 68, pp. 240-246, 1967.
- JUNKER, N. W., SCHNEIDER, R. S, FAUVER, S.L. “A Study of heavy rainfall events during the great Midwest flood of 1993”. *Weather and Forecasting*, v. 14, pp. 701-712, 1999.
- KAIN, J. S., BALDWIN, M. E. WEISS, S. J. “Parameterized updraft mass flux as a predictor of convective intensity”. *Weather and Forecasting*, v. 18, pp. 106–116, 2003.
- KAIN, J. “The Kain–Fritsch convective parameterization: an update”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 43, pp. 170-181, 2004
- KAIN, J., WEISS, J., LEVIT, J. J. *et al.* “Examination of convection-allowing configurations of the WRF model for the prediction of severe convective weather”. *Weather and Forecasting*, v. 21, pp. 167–181, 2006.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R. *et al.* “The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project”. *Bulletin of the American Meteorology Society*, v. 77, n. 3, 437-471, 1996.
- KAMRUZZAMA, N. M., BEECHAM, S., METCALFE, A. V. “Changing patterns in rainfall extremes in South Australia”. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 127, pp. 793-813, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00704-015-1667-8>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- KAUFMANN, R., SCHUBIGER, F., BINDER, P. “Precipitation forecasting by a mesoscale numerical weather prediction (NWP) model: eight years of experience”. *Hidrology and Earth System Sciences*, v. 7, n. 6, pp. 812 – 832, 2003.
- KAYANO, M. T. “Southeastern pacific blocking episodes and their effects on the South American weather”. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 69, pp. 145–155, 1990. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/BF01030418>>. Acesso em: 22 jul. 2017.

- KELLY, J. “Opportunities for 21st century meteorology: new markets for weather, water and climate information”. *American Meteorological Society Policy Forum*, Albuquerque, New Mexico, USA, 17 jan. 2006.
- KIM, D. S., MAKI, M., SHIMIZU, S. *et al.* “X-band dual-polarization radar observations of precipitation core development and structure in a multi-cellular storm over Zoshigaya, Japan, on August 5, 2008”. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 90, pp. 701-719, 2012. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.2151/jmsj.2012-509>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- KIRKPATRICK, C., MCCAUL, E. W., COHEN, C. “Variability of updraft and downdraft characteristics in a large parameter space study of convective storms”. *Monthly Weather Review*, v. 137, pp. 1550-1561, 2009. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2008MWR2703.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- KLEIN, S. A., HARTMANN, D. L. “The seasonal cycle of low stratiform clouds”. *Journal of Climate*, v. 6, n. 8, pp. 1587-1606, 1993.
- KOBOLD, M., SUSELJ, K. “Precipitation forecasts and their uncertainty as input into hydrological models”. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 9, n. 4, pp. 322–332, 2005. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/hess-9-322-2005>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- KOCH, S. E., RAY, C. E. “Mesoanalysis of summertime convergence zones in central and eastern North Carolina”. *Weather and Forecasting*, v. 12, pp. 56–77, 1997.
- KODAMA, Y. M. “Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs”. *Journal of the Meteorology and Society of Japan*, v. 71, n. 5, pp. 581-610, 1993.
- KONRAD, C. E., II. “Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States”. *Weather and Forecasting*, v. 12, pp. 557–571, 1997.
- KOTTAYIL, A., BUEHLER, S. A., JOHN, V. O. *et al.* “On the importance of Vaisala RS92 radiosonde humidity corrections for a better agreement between measured and modeled satellite radiances”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 29, pp. 248-259, 2001. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00080.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.

- KOZU, T., NAKAMURA, K. “Rain parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and pathintegrated attenuation”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 8, pp. 259–270, 1991.
- KRAJEWSKI, W. F., CEYNAR, D., DEMIR, I. et al. “Real-Time Flood Forecasting and Information System for the State of Iowa”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 98, n. 3, pp: 539-554, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00243.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- KRZYSZTOFOWICZ, R. “The case for probabilistic forecasting in hydrology”. *Journal of Hydrology*, v. 249, pp. 2–9, 2001.
- KUNKEL, K. E., KARL, T. R., BROOKS, H. *et al.* “Monitoring and understanding trends in extreme storms: State of knowledge”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 94, pp. 499-514, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00262.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- KUNZ, M. “The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 7, pp. 327-342, 2007.
- KUO, J., ORVILLE, H. D. “A radar climatology of summertime convective clouds in the Black Hills”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 12, pp. 359–368, 1973.
- KVOČKA, D., FALCONER, R. A., BRAY, M. “Flood hazard assessment for extreme flood events”. *Natural Hazards*, v. 84, pp. 1569-1599, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s11069-016-2501-z>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- LACKMANN, G. M., YABLONKSY, R. M. “The importance of the precipitation mass sink in tropical cyclones and other heavily precipitating systems”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 61, pp. 1674-1692, 2004.
- LANE, T. P., MONCRIEFF, M. W. “Long-lived mesoscale systems in a low-convective inhibition environment. Part I: Upshear propagation”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 72. pp. 4297-4318, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0073.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- LEAN, H. W., CLARK, P. A., DIXON, M. *et al.* “Characteristics of high-resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom”. *Monthly Weather Review*, v. 136, pp. 3408-3424, 2008.
- LEARY, C. A. “Precipitation structure of the cloud clusters in a tropical easterly wave”. *Monthly Weather Review*, v. 112, pp. 313–325, 1984.

- LEET, K. M., UANG, C. M., GILBERT A. M. *Fundamentos da análise estrutural*. 3 ed. Porto Alegre, AMGH Editora, 2010.
- LEMOS, C. F., CALBETE, N. O. “Sistemas Frontais que atuaram no litoral de 1987 a 1995”. *Climanálise Especial*, edição comemorativa de 10 anos, 1996.
- LENTERS, J., COOK, K. “Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America”. *Journal of Climate*, v. 8, pp. 2988-3005, 1995.
- LEWIS, J. M. “Variational subsynoptic analysis with applications to severe local storms”. *Monthly Weather Review*, v. 103, pp. 764-778, 1971.
- LI, Z. YANG, D., GAO, B. *et al.* “Multiscale Hydrologic Applications of the Latest Satellite Precipitation Products in the Yangtze River Basin using a Distributed Hydrologic Model”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 16, n. 1, pp. 407-426, 2015.
- LIBERTINO, A., ALLAMANO, P., CLAPS, P. *et al.* “Radar estimation of intense rainfall rates through adaptive calibration of the Z-R relation”. *Atmosphere*, v. 6, pp. 1559–1577, 2015.
- LIEBMANN, B., KILADIS, G. N., MARENGO, J. A. *et al.* “Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone”. *Journal of Climate*, v. 12, pp. 1877-1891, 1999.
- LIU, L., HU, F., CHENG, X. L. “Probability density functions of velocity and temperature fluctuations in the unstable atmospheric surface layer”. *Journal of Geophysical Research*, v. 116, pp. 1-13, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2010JD015503>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- LOMBARDO, K. A., COLLE, B. A. “Convective storm structures and ambient conditions associated with severe weather over the northeast United States”. *Weather and Forecasting*, v. 26, pp. 940–956, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/WAF-D-11-00002.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- LORENZ, E. *The Essence of Chaos*. Seattle, University of Washington Press, 1993.
- LOU, A. P. F. *Modelagem geoestatística aplicada à integração entre dados de postos pluviométricos e radar meteorológico*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2004.
- LUMBROSO, D. M., GAUME, E. “Reducing the uncertainty in indirect estimates of extreme flash flood discharges”. *Journal of Hydrology*, v. 414-415, pp. 16–30, 2012.
- MADDOX, R. A., DOSWELL, C. A., III. “An examination of jet stream configurations, 500 mb vorticity advection and low level thermal advection patterns

- during extended periods of intense convection”. *Monthly Weather Review*, v. 110, pp. 184-197, 1982.
- MAGESH, N.S., CHANDRASEKAR, N., SOUNDARANAYAGAM, J.P. “Morphometric evaluation of Papanasam and Manimuthar watersheds, parts of Western Ghats, Tirunelveli district, Tamil Nadu, India: a GIS approach”. *Environmental Earth Sciences*, v. 64, pp. 373-381, 2011.
- MAHALANOBIS, P. C. “On the generalised distance in statistics”. *Proceedings of the National Institute of Sciences of India*, v. 2, n. 1, pp. 49-55, 1936.
- MAKI, M., KEENAN, T. D., SASAKI, Y. et al. “Characteristics of the raindrop size distribution in tropical continental squall lines observed in Darwin, Australia”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 40, pp. 1393–1412, 2001.
- MAPES, B. E. “Gregarious tropical convection”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 50, n. 13, pp. 2026–2037, 1993.
- MARCELINO, E. V. *Desastres naturais e geotecnologias: Conceitos básicos*. Cadernos Didáticos, n. 1. Santa Maria, Rio Grande do Sul, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 2007.
- MARENGO, J. A., JONES, R., ALVES, L. M. *et al.* “Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system”. *International Journal of Climatology*, v. 29, pp. 2241–2255, 2009. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/joc.1863>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- _____. *Mudanças climáticas, condições meteorológicas extremas e eventos climáticos no Brasil*. In: Fundação Brasileira para o Desenvolvimento Sustentável – FBDS, LLOYD’S (org.). *Mudanças Climáticas Eventos Extremos no Brasil*, 2010.
- MARENGO, J. A., SOARES, W. R., AMBRIZZI, T. “Jato de baixos níveis ao longo dos Andes”. In: CAVALCANTI, I. F. A., FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. *et al.* (Org.). *Para entender tempo e clima*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.
- MARINAKI, A., SPILIOTOPOULOS, M., MICHALOPOULOU, H. “Evaluation of atmospheric instability indices in Greece”. *Advances in Geosciences*, v. 7, pp. 131–135, 2006.
- MARINHA DO BRASIL. *Diretoria de Hidrografia e Navegação*. Disponível em: <<https://www.marinha.mil.br/dhn/>>. Acesso em: 03 jan. 2018.
- MARKOWSKI, P., RICHARDSON, Y. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. USA, Wiley-Blackwell, 2010.

- MARSHALL, J. P., PALMER, W. M. “The distribution of raindrops with size”. *Journal of Meteorology*, v. 5, pp. 165–166, 1948.
- MARTINS, S. M. B. O. *Caracterização sinótica e climatológica de eventos de chuva pós-frontal no Rio de Janeiro*. Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.
- MATLIK, O., POST, P. “Synoptic weather types that have caused heavy precipitation in Estonia in the period 1961–2005”. *Estonian Journal of Engineering*, v. 14, pp. 195–208, 2008.
- MATSANGOURAS, I. T., PYTHAROULIS, I., NASTOS, P. T. “Numerical modeling and analysis of the effect of complex Greek topography on tornadogenesis”. *Natural Hazards Earth System Sciences*, v. 7, pp. 1905-1919, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/nhess-14-1905-2014>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- MATTIOLI, V., WESTWATER, E. R., CIMINI, D. et al. “Analysis of radiosonde and ground-based remotely sensed PWV data from the 2004 North Slope of Alaska Arctic Winter Radiometric Experiment”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v, 24, 2007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1175/JTECH1982.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- MECHOSO, C. R., ROBERTSON, A. W., ROPELEWSKI, C. F. *et al.* *The american monsoon systems: An introduction*. In: CHANG, C. P., WANG, B., LAU, N. C. G. (Ed.). *The Global Monsoon System: research and forecast*. Report of the International Committee of the Third International Workshop on Monsoons (IWM-III), Geneva, Secretariat of the World Meteorological Organization, 2005.
- MEDEIROS, V. S., BARROS, M. T. L. “Chuvas e desastres naturais ocorridos no Vale do Itajaí em 2008 e 2011”. *I Congresso Brasileiro sobre Desastres Naturais*. São Paulo, Universidade Estadual Paulista – UNESP, São Paulo, maio, 2012.
- MENDOZA, P. A., MCPHEE, J., VARGAS, X. “Uncertainty in flood forecasting: A distributed modeling approach in a sparse data catchment”. *Water Resources Research*, v. 48, pp. 1-21, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/W09532.doi:10.1029/2011wr011089>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- MENEZES, W. F., SILVA DIAS M. A. F. “Simulação numérica das tempestades ocorridas no estado de São Paulo em 14 de maio de 1994: O caso Ribeirão Preto”. In: *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Brasília – DF, out. 1998.
- MENEZES, W. F., LIMA, D. O., COELHO, D. G. “Eventos de chuvas intensas sobre a bacia do Paraíba do Sul: Aspectos observacionais e numéricos do caso de dezembro

- de 1994”. In *Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, São Paulo, Brasil. 2008.
- METED/UCAR. Meteorological Education of University Corporation for Atmospheric Research. Disponível em: <https://www.meted.ucar.edu/index.php>. Acesso em 10 jun. 2018.
- MILELLI, M., LLASAT, M. C., DUCROCQ, V. “The cases of June 2000, November 2002 and September 2002 as examples of Mediterranean floods”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 6, pp. 271-284, 2006.
- MILLER, R. C. *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Center*. Technical Report 200 (Rev.). Air Weather Service (MAC) United States Air Force, 1972.
- 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*, v. 13, pp. 1078-1092, 1998.
- MIYOSHI, T., KUNII, M., RUIZ, J. *et al.* “Big Data Assimilation” revolutionizing severe weather prediction”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 97, pp. 1347-1354, 2016.
- MLAWER, E. J., TAUBMAN, S. J., BROWN P. D. *et al.* “Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 102, pp. 16663-16682, 1997.
- MO, K.C., PAEGLE, J. N., HIGGINS, R. W. “Atmospheric Processes Associated with Summer Floods and Droughts in the Central United States”. *Journal of Climate*, v. 10, pp. 3028-3046, 1997.
- MOLINARI, B.S. *Modelagem especial da qualidade da água na bacia do rio Piabanha/RJ*. Dissertação de M. Sc., COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2015.
- MOLINARI, J. E., DUDEK, M. “Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical”. *Monthly Weather Review*, v. 120, pp. 326-344, 1992.
- MONETTE, G. “Geometry of multiple regression and interactive 3-D graphics”. In: FOX, J., LONG, J. S. (eds.) *Modern methods of data analysis*. Beverly Hills, Sage Publications, 1990.

- MOORE, J. T. S., NOLAN, M., GLASS, F. H. *et al.* “Flash flood-producing high-precipitation supercells in Missouri”. In: *Preprints, 14th Conference on Weather Analysis and Forecasting*, pp. 7-12, Dallas, Texas, American Meteorological Society, 1995.
- MOREAU, E., TESTUD, J., LE BOUAR, E. “Rainfall Spatial Variability Observed by X-Band Weather Radar and Its Implication for the Accuracy of Rainfall Estimates”. *Advances in Water Resources*, v. 32, pp. 1011-1019, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2008.11.007>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- MOURÃO, C. E. F. *Estudo do Comportamento de Indicadores de Tempo Severo em Casos de Tempestades Sobre o Rio de Janeiro Utilizando o Modelo RAMS*. Monografia de Graduação em Meteorologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2007
- _____. *Estudo numérico da produção de chuvas intensas na região da Serra do Mar Paulista*. Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 2009.
- MUÑOZ MUÑIZ, J.M. *Modelo Multidimensional para simulação de precipitação pluviométrica*. Dissertação de M.Sc., COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 1991.
- MURRAY, J. C., COLLE, B. A. “The spatial and temporal variability of convective storms over the northeast United States during the warm season”. *Monthly Weather Review*, v. 139, pp. 992– 1012, 2011.
- NAGHETTINI, M., PINTO, E. J. *Hidrologia Estatística*. Belo Horizonte: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2007.
- NALLAPAREDDY, A., SHAPIRO, A., GOURLEY, J. J. “A Climatology of Nocturnal Warming Events Associated with Cold-Frontal Passages in Oklahoma”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 50, pp. 2042–2061, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-020.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- NANDING, N., RICO-RAMIREZ, M. A., HAN, D. “Comparison of different radar-raingauge rainfall merging techniques”. *J. Hydro*, v. 17, pp. 422–445, 2015.
- NASA GISS. Instituto Godard Para Estudos Espaciais. Disponível em: <<https://www.giss.nasa.gov/>>. Acesso em: 25 nov. 2016.

- NASCIMENTO, E. L. “Identifying severe thunderstorm environments in southern Brazil: analysis of severe weather parameters”. *22nd Conference on Severe Local Storms*, Hyannis, EUA, American Meteorological Society, oct. 2004.
- _____. “Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, pp. 121-140, 2005.
- NELSON, D., BRIAN, R., SEO, J. *et al.* “Multisensor Precipitation Reanalysis”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 11, pp. 666–682, 2010.
- NIMER, E. “Climatologia da Região Sudeste do Brasil - Introdução à Climatologia Dinâmica”. *Revista Brasileira de Geografia*. v. 34, n. 1, pp. 3-48, 1972.
- NINOMIYA, K. “Similarity and difference between the South Atlantic convergence zone and the Baiu frontal zone simulated by an AGCM”. *Journal of the Meteorology Society of Japan*, v. 85, pp. 277–299, 2007.
- NOBRE, C.A., YOUNG, A. F., SALDIVA, P. *et al.* *Vulnerabilidade das Megacidades Brasileiras às Mudanças Climáticas: Região Metropolitana de São Paulo - Sumário Executivo*. São Paulo, INPE/UNICAMP/USP/IPT/UNESP-Rio Claro, 2010.
- NOBREGA, R. S., SOUZA, E. P., CAVALCANTI, E. P. “Energia estática na atmosfera sobre o Nordeste do Brasil: Fluxo e variação sazonal de energia”. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.10, p.132-139, 2006.
- NOGUÉS-PAEGLE, J., MO, K. C. “Alternating wet and dry conditions over South America during summer”. *Monthly Weather Review*, v. 125, pp. 279–291, 1997.
- NUNES, M. L. A. *Subsídios para o enquadramento do rio Piabanha respaldado por modelagem matemática de qualidade da água*. Dissertação M. Sc. COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2014.
- OAKLEY, N. S., LANCASTER, J. T., KAPLAN, M. L. “Synoptic conditions associated with cool season post-fire debris flow in the Transverse Ranges of Southern California”. *Natural Hazards*, v. 88, pp. 327-354, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s11069-017-2867-6>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- OLIVEIRA, A. S. *Interações entre Sistemas Frontais na América do Sul e Convecção na Amazônia*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto de Pesquisas Espaciais - INPE, São Jose dos Campos, SP, 1986.
- OMM. Organização Meteorológica Mundial. c2016. Disponível em: <<http://www.wmo.int/pages/>>. Acesso em: 15 out. 2016.

- OMRE, H. “Bayesian kriging - Merging observations and qualified guesses in kriging”. *Mathematical Geology*, v. 19, pp. 25-39, 1987.
- ORLANSKI, I. “A rational subdivision of scales for atmospheric processes”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 56, n. 5, pp. 527-530, 1975.
- PAMPUCH, L. A., AMBRIZZI, T. “Sistemas Frontais sobre a América do Sul Parte I: Climatologia e intervalo de passagem em dados da Reanálise I do NCEP/NCAR”. *IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia*, Santa Maria, Rio Grande do Sul, nov. 2015.
- PANDZIC, K. “Principal component analysis of precipitation in the Adriatic-Pannonian area of Yugoslavia”. *Journal of Climatology*, v. 8, n. 4, pp. 357–370, 1988. <<https://doi.org/10.1002/joc.3370080404>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- PARETA, K., PARETA, U. “Quantitative Geomorphological Analysis of a Watershed of Ravi River Basin, H.P. India”. *International Journal of Remote Sensing and GIS*, v. 1, pp. 47–62, 2012.
- PARKER, M. D., JOHNSON, R. H. “Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems”. *Monthly Weather Review*, v. 128, pp. 3413–3436, 2000. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<3413:OMOMMC>2.0.CO;2)>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- PATEL, S., HARDAHA, M. K., SEETPAL, M. K. *et al.* “Multiple Linear Regression Model for Stream Flow Estimation of Wainganga River”. *American Journal of Water Science and Engineering*, v. 2, n. 1, pp. 1-5, 2016.
- PATTANAIK, D. R., MUKHOPADHYAY, B., KUMAR, A. “Monthly Forecast of Indian Southwest Monsoon Rainfall Based on NCEP’s Coupled Forecast System”. *Atmospheric and Climate Sciences*, v. 2, pp. 479-491, 2012.
- PENNY, S. G., HAMILL, T. M. “Coupled data assimilation for integrated earth system analysis and prediction”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 98, pp. ES169–ES172, 2017.
- PEPPLER, R. A. *A review of static stability indices and related thermodynamic parameters*. Illinois State Water Survey, Technical Report, Miscellaneous Publication, 1988.
- PIELKE, R., JR., CARBONE, R. E. “Weather impacts, forecasts and policy: an integrated perspective”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 83, n. 12, pp. 393-402, 2002.

- PINHEIRO, H. R., ESCOBAR, G. C. J., ANDRADE KM. “Aplicação de uma ferramenta objetiva para previsão de tempo severo em ambiente operacional”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 29, n. 2, pp. 209-228, 2014.
- PUNKKA, A. J., BISTER, M. “Mesoscale convective systems and their synoptic scale environment in Finland. *Weather and Forecasting*, v. 30, pp. 182-196. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/WAF-D-13-00146.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- QI, Y., ZHANG, J., ZHANG, P. “A real-time automated convective and stratiform precipitation segregation algorithm in native radar coordinates”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 139, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/qj.2095>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- QUADRO, M. F. L. *Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 1994.
- QUADRO, M. F. L., DIAS, M. A. F. S., HERDIES, D. L. “Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da ZCAS através da nova geração de reanálises”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 27, n. 2, pp. 152-162, 2012.
- QUEIROZ, J. N., COSTA, M. N. M., PAZ, R. S. *et al.* “Ajuste da equação de radar de tempo associado à ocorrência de precipitação convectiva”. *VII Congresso de Iniciação Científica da UFCG*, Campina Grande, PB, Brasil, pp. 1-5, 26-27, outubro, 2010.
- QUERALT, S., HERNANDEZ, E., GALLEG0, D. *et al.* “Atmospheric instability analysis and its relationship to precipitation patterns over the western peninsula”. *Advances in Geosciences*, v. 10, pp. 39-44, 2007.
- RAI, P. K., MISHRA, V. N., MOHAN, K. “A study of morphometric evaluation of the Son basin, India using geospatial approach. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, v. 7, pp. 9-20, 2017. Disponível em: <<http://doi.org/10.1016/j.rsase.2017.05.001>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- RAIA, A., ROZANTE, J. R., NOGUEIRA, V. *et al.* “Avaliação da destreza dos modelos de previsão de tempo – Global CPTEC/COLA e Regional/ETA – para a América do Sul”. In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza, Ceará, pp. 1-12, ago-set. 2004.
- RAO, V. B., CAVALCANTI, I. F. A., HADA, K. “Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America”. *Journal of Geophysical Research*, v. 101, pp. 26,539-26,551, 1996.

- RAO, V. B., HADA, K. “Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillations”. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 2, p.81-91, 1990.
- RASMUSSEN, K. L., HOUZE, R. A., JR. “A flash flooding storm at the steep edge of high terrain: Disaster in the Himalayas”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 93, pp. 1713–1724, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00236.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- RATNAM, M. V., SANTHI, Y. D., RAJEEVAN, M. *et al.* “Diurnal variability of stability indices observed using radiosonde observations over a tropical station: comparison with microwave radiometer measurements”. *Atmospheric Research*, v. 124, pp. 21-33, 2013.
- RAYNAUD, D., THIELEN, J., SALAMON, P. *et al.* “A dynamic runoff co-efficient to improve flash flood early warning in Europe: Evaluation on the 2013 central European floods in Germany”. *Meteorological Applications*, v. 22, pp. 410–418, 2015.
- REBOITA, M. S., GAN, M. A., ROCHA, R. P. D. *et al.* “Precipitation regimes in South America: a bibliography review”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, pp. 185-204, 2010
- REID, G. C., GAGE, K. S. “On the annual variation in height of the tropical tropopause”. *Journal of the Atmospheric Science*, v. 38, pp. 1928–1938, 1981.
- REVATHY, K., PRABHAKARAN NAYAR, S. R., KRISHNA MURTHY, B. V. “Diurnal variation of tropospheric temperature at a tropical station”. *Annales Geophysicae*, v. 19, pp. 1001–1005, 2001.
- RICHARD, E., BUZZI, A., ZÄNGL, G. “Quantitative precipitation forecasting in the Alps: The advances achieved by the Mesoscale Alpine Programme”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 133, pp. 831–846, 2007.
- RICKENBACH, T. M., FERREIRA, R. N., HALVERSON, J. B. *et al.* “Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts”. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. D20, 2002. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2000JD000263>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- RIEKMANN, C. G., PINHEIRO, A., TACHINI, M. “Estudo da relação entre precipitações e deslizamentos em áreas de risco em Blumenau – SC”. In: I Simpósio de Recursos Hídricos do Sul e 1º Simpósio de Águas da AUGM, pp. 1-16, Santa Maria – RS, 2005.

- ROCKWOOD, T. A., MADDOX, R. A. “Mesoscale and Synoptic leading to intense convection. The case of 7 June 1982”. *Weather and Forecasting*, v. 3, pp. 51-68, 1998
- RODRIGUES, D.C. *Testes com parametrização da convecção para casos de chuvas intensas em regiões montanhosas*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil, 2014.
- RODRIGUES, I.B., TEIXEIRA, A. L., MOURA, F. M. *et al.* 2014: “Padrões atmosféricos associados a eventos extremos de precipitação: os casos do dia 27 de março de 2012, Fortaleza, CE, Brasil”. In II Edição Especial da Revista Geonorte da Universidade Federal do Amazonas. Volume 1. Número 5. P. 1129-1140.
- RODRIGUES, I. B., TEIXEIRA, A. L., MOURA, F. M. *et al.* “Padrões atmosféricos associados a eventos extremos de precipitação: o caso do dia 27 de março de 2012, Fortaleza, CE, Brasil”. *Revista Geonorte, Edição especial 2*, v. 3, n. 8, pp. 1129-1140, 2012.
- ROE, G. H., MONTGOMERY, D. R., HALLET, B. “Orographic precipitation and the relief of mountain ranges”. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, v. 108, 2003. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2001JB001521>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- ROGERS, R. R., YAU, M. K. *A Short Course in Cloud Physics*. 3 ed. United Kingdom, Butterworth-Heinemann, 1989.
- ROLDÁN, G. J. A. “Evaluación del Modelo Eta/SENAMHI en la previsión de la precipitación durante los periodos lluviosos 2002 y 2003”. *Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA*, n. 1, pp. 108-124, 2009.
- RONSENFELD, D., WOLF, D. B., ATLAS, D. “General probability matched relations between radar reflectivity and rain rate”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 32, pp. 50-72, 1993.
- ROSA, M. B., SATYAMURTY, P. “Um Estudo da Atividade Convectiva no Verão Sobre o Vale do Paraíba através do Radar Banda-S de São Jose dos Campos”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 18, pp. 196–206, 2003.
- ROSSOW, W. B., ZHANG, Y., TSELIODIS, G. “Atmospheric diabatic heating in different weather states and the general circulation”. *Journal of Climate*, v. 29, pp. 1059–1065, 2016. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0760.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.

- RUDOLPH, J. V., FRIEDRICH, K. 2014: Dynamic and thermodynamic predictors of vertical structure in radar-observed regional precipitation. *Journal of Climate*, v. 27, pp. 2143–2158, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00239.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- RUIZ-VILLANUEVA, V., DÍEZ-HERRERO, A., STOFFEL, M. *et al.* “Dating flash flood events by means of dendrogeomorphic analysis in a small ungauged mountain catchment (Spanish Central System)”. *Geomorphology*, v. 118, pp. 383–392, 2010
- RYZHKOV, A. V., ZRNIC, D. S. “Comparison of dual-polar ization radar estimators of rain”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 12, pp. 249–256, 1995a.
- RYZHKOV, A., ZRNIC, D. “Precipitation and attenuation measurements at a 10-cm wavelength”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 34, pp. 2121–2134, 1995b.
- SAAD, S. A. I., PALMEIRA, R., PALMA, G. “Avaliação dos modelos de previsão de tempo utilizados na CLIMATEMPO baseado no dia de antecedência da Previsão. In: *Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, pp. 1-5, Belém, Pará, set. 2010.
- ŠÁLEK, M., BREZKOVÁ, L., NOVÁK, P. “The use of radar in hydrological modeling in the Czech Republic – case studies of flash floods”. *Natural Hazards Earth System Sciences*, v. 6, pp. 229-236, 2006. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/nhess-6-229-2006>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SALIO, P., NICOLINI, M., ZIPSER, E. J. “Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low level jet”. *Monthly Weather Review*, v. 135, pp. 1290–1309, 2007.
- SANCHES, M. B. *Análise Sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) Utilizando-se a Técnica de Composição*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 2002.
- SARAIVA, I., FOSTER, P. R. P. “Análise da passagem de um sistema frontal sobre a cidade de Porto Alegre/RS– Estudo de chuvas intensa”. In: *Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, pp. 1-6, Florianópolis, Santa Catarina, nov.-dez. 2006
- SATTYAMURTY, P., MATTOS, L. F. “Climatological lower tropospheric frontogenesis in midlatitudes due to horizontal deformation and divergence”. *Monthly Weather Review*, v. 117, pp. 1355-1364, 1989.
- SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A., SILVA DIAS, P. L. “Meteorology of the tropics: South America”. 3rd chapter. In: KAROLY, D. J., VINCENT, D. G. (eds.).

- Meteorology of Southern Hemisphere. Meteorological Monographs*, v. 27, n. 49, 1998.
- SATYAMURTI, P., RAO, V. B. “Zona de Convergência do Atlântico Sul”. *Revista Climanalise*, v. 3, n. 3, pp. 31–35, 1988.
- SAULO, A. C., SELUCHI, M., CAMPETELLA, C. *et al.* “Error evaluation of NCEP and LAHM regional model daily forecasts over Southern South America”. *Weather and Forecasting*, v. 16, pp. 697–712, 2001.
- SAUSEN, T. M., FERREIRA, C. C., SOUSA, M. A. J. *et al.* “Projeto Cadernos Didáticos: Desastres Naturais e Geotecnologias”. In: *Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Instituto Nacional de Pesquisa – INPE, pp. 2483-2490, Natal, Rio Grande do Norte, abril, 2009. Disponível em: <http://www.academia.edu/10480192/Projeto_Cadernos_Did%C3%A1ticos_Desastres_Naturais_e_Geotecnologias>. Acesso em: 19 dez. 2009.
- SCHMEITS, M. J., KOK, C. J., VOGELZANG, D. H. P. “Probabilistic forecasting of (severe) thunderstorms in the Netherlands using model output statistics”. *Weather and Forecasting*, v. 20, pp. 134-148, 2005.
- SCHULTZ, P. “Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado”. *Weather and Forecasting*, v. 4, pp. 73-80, 1998.
- SCHULTZ, D. M., SCHUMACHER, P. N., DOSWELL, C. A., III. “The intricacies of instabilities”. *Monthly Weather Review*, v. 128, pp. 4143–4148, 2000.
- SCHULTZ, D. M. “A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts”. *Monthly Weather Review*, v. 133, pp. 2449–2472, 2005.
- SCHUMACHER, R. S. “Mechanisms for quasi-stationary behavior in simulated heavy-rain-producing convective systems”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 66, pp. 1543–1568, 2009. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2008JAS2856.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SCHUMM, S.A. “Evolution of drainage systems and slopes in bad lands at Perth Amboy”. *GSA Bulletin*, v. 67, pp. 597–646, 1956.
- SCHWITALLA, T., BAUER, H. S., WULFMEYER, V. *et al.* “Systematic errors of QPF in low-mountain regions as revealed by MM5 simulations”. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 17, n. 6, pp. 903-919, 2008.
- SEIBERT, P., FRANK, A., FORMAYER, H. “Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria”. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 87, pp. 139–153, 2007.

- SEIDEL, D. J., FREE, M., WANG, J. “Diurnal cycle of upper-air temperature estimated from radiosondes”. *Journal of Geophysical Research*, v. 110, pp. 1-13, 2005. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2004JD005526>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SELUCHI, M.E., SAULO, A. C., NICOLINI, M. *et al.* “The Northwestern Argentinean Low: a study of two typical events”. *Monthly Weather Review*, v. 131, pp. 2361-2378, 2003.
- SELUCHI, M. E., CHOU, E. S. C. “Synoptic patterns associated with landslide events in the Serra do Mar, Brazil”. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 98, pp. 67-77, 2009.
- SEMPERE-TORRES, D., SÁNCHEZ-DIEZMA, R., ZAWADZKI, I. *et al.* “Identification of Stratiform and Convective Areas Using Radar with Application to the Improvement of DSD Analysis and Z-R Relations”. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B*, v. 25, pp. 985–990, 2000.
- SEO, B. C., DOLAN, B., KRAJEWSKI, W. F. *et al.* “Comparison of Single- and Dual-Polarization–Based Rainfall Estimates Using NEXRAD Data for the NASA Iowa Flood Studies Project”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 16, pp. 1658-1674, 2015.
- SEVRUK, B. “Wind induced measurement error for high-intensity rains”. In: WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. *Instruments and Observing Methods - Report n. 48, International Workshop on Precipitation Measurement*, St. Moritz, Switzerland, pp. 199–204, dec. 1989.
- SHERBURN, K. D., PARKER, M. D. “Climatology and ingredients of significant severe convection in high-shear, low-CAPE environments”. *Weather and Forecasting*, v. 29, pp. 854–877, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/WAF-D-13-00041.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SHERWOOD, S. C. “Climate signal mapping and an application to atmospheric tides”. *Geophysical Research Letters*, v. 27, pp. 3525-3528, 2000.
- SHOWALTER, A. K. “A stability index for forecasting thunderstorms”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 34, pp. 250-252, 1947.
- SICCARDI, F., BONI, G., FERRARIS, L. *et al.* “A hydrometeorological approach for probabilistic flood forecast”. *Journal of Geophysical Research*, v. 110, pp. 1-9, 2005. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/2004jd005314>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SILVA, F. P., JUSTI DA SILVA, M. G. A. “Chuvvas Severas no Município do Rio do Janeiro: Simulação numérica dos casos de 2007”. In: *Anais do XVI Congresso*

- Brasileiro de Meteorologia*, Sociedade Brasileira de Meteorologia, pp. 1-5, Belém, Pará, set. 2010.
- SILVA, F. P. *Casos de chuvas extremas no Rio de Janeiro: Estabelecimento de limiares para indicadores atmosféricos*. Monografia de Graduação em Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2011.
- _____. *Chuvas Severas no Rio de Janeiro: Indicadores dos processos físicos associados*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2014.
- SILVA, F. P., SILVA, M. G. A. J., MENEZES, W. F. *et al.* “Atmospheric Indicators Evaluation Using WRF Numerical Model in Rainfall Events in the City of Rio de Janeiro”. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, v. 38, n. 2, pp. 81-90, 2016.
- SILVA, F. P., ROTUNNO FILHO, O. C., SAMPAIO, R. J. *et al.* “Evaluation of atmospheric thermodynamics and dynamics during heavy-rainfall and no-rainfall events in the metropolitan area of Rio de Janeiro”. *Meteorology and Atmospheric Physics*, pp. 1-13, 2017. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00703-017-0570-5>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SILVA, F. P., JUSTI DA SILVA, M. G. A., ROTUNNO FILHO, O. C. *et al.* “Synoptic thermodynamic and dynamic patterns associated with Quitandinha River flooding events in Petropolis, Rio de Janeiro (Brazil)”. *Meteorology and Atmospheric Physics*, pp. 1-8, 2018. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00703-018-0609-2>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SILVA, M. A. V. *Meteorologia e Climatologia*. Versão Digital, Recife, Brasil, 2005.
- SILVA, W. L., DEREZYNSKI, C. P. “Caracterização Climatológica e Tendências Observadas em Extremos Climáticos no Estado do Rio de Janeiro”. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 37, n. 2, pp. 123-138, 2014.
- SILVA DIAS, M. A. F. “Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, pp. 133- 150, 1987.
- _____. “Storms in Brazil”. In: PIELKE, R., PIELKE, R., JR. (eds.). *Hazards and Disasters Series*. Vol. II, pp. 207-219, New York, Routledge, 1999.
- _____. “Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas”. *Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo*, pp. 1-10, 2000. Disponível em: <https://www.redemet.aer.mil.br/uploads/2014/04/indice_sweat.pdf>. Acesso em: 2 mar. 2018.

- SILVESTRO, F., REBORA, N., CUMMINGS, G. *et al.* “Experiences of dealing with flash floods using an ensemble hydrological nowcasting chain: Implications of communication, accessibility and distribution of the results”. *Journal of Flood Risk Management*, v. 10, pp. 446-462, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1111/jfr3.12161>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SILVESTRO, F., REBORA, N. “Operational verification of a framework for the probabilistic nowcasting of river discharge in small and medium size basins”. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 12, pp. 763-776, 2012.
- SINCLAIR, M. R. “A Climatology of Anticyclones and Blocking for the Southern Hemisphere”. *Monthly Weather Review*, v. 124, n. 2, pp. 245–264, 1996. Disponível em: <[DOI: 10.1175/1520-0493\(1996\)124<0245:ACOAAB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<0245:ACOAAB>2.0.CO;2)>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SINGH, V. P. (ed.). *Handbook of Applied Hydrology*. 2 ed. New York, McGraw Hill Book Company, 2016.
- SINGH, P., GUPTA, A., SINGH, M. “Hydrological inferences from watershed analysis for water resource management using remote sensing and GIS techniques”. *Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, v. 17, n. 2, pp. 111–121, 2014. Disponível em: <<http://doi.org/10.1016/j.ejrs.2014.09.003>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SIQUEIRA, J. R., ROSSOW, W. B., MACHADO, L. A. T. *et al.* “Structural characteristics of convective systems over South America related to cold-frontal incursions”. *Monthly Weather Review*, v. 133, pp. 1045–1064, 2005.
- SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J. *et al.* *A description of the advanced research WRF Version 3*. Boulder, Colorado, National Center for Atmospheric Research, 2008.
- SMITH, M. B., SEO, D. J., KOREN, V. I. *et al.* “The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design”. *Journal of Hydrology*, v. 298, pp. 4-26, 2004.
- SMITH, S. A., VOSPER, S. B., FIELD, P. R. “Sensitivity of orographic precipitation enhancement to horizontal resolution in the operational Met Office Weather forecasts”. *Meteorological Applications*, v. 22, pp. 14-24, 2015. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/met.1352>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SOUZA, C.R. de G. “Flooding in the São Sebastião region, northern coast of São Paulo state, Brazil”. In: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 70, pp. 352-366, 1998.

- SOUZA, R. L. M. *Balanço de energia na camada limite superficial sobre o pantanal sul mato-grossense – Estação seca*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2011.
- SRIVASTAVA, R. C. “Size distribution of raindrops generated by their breakup and coalescence”. *Journal Atmosphere Science*, v. 28, pp. 410-415, 1971.
- STECHMANN, S. N., MAJDA, A. J. “Gravity waves in shear and implications for organized convection”. *Journal of the Atmospheric Science*, v. 66, pp. 2579–2599, 2009. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2009JAS2976.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- STEINER, M., HOUZE, R. A., YUTTER, S. E. “Climatological characterisation of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 34, pp. 1978-2007, 1995.
- STENSRUD, D. J., CORTINAS, J. V., BROOKS, H. E. “Discriminating between tornadic and nontornadic thunderstorms using mesoscale model output”. *Weather and Forecasting*, v. 12, pp. 613-632, 1997.
- STOUT, G. E., MUELLER, E. A. “Survey of relationships between rainfall rate and radar reflectivity in the measurement of precipitation”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 7, pp. 465-474, 1968.
- STRAHLER, A. N. “Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks”. In: CHOW, V.T. (ed.). *Handbook of Applied Hydrology*, New York, McGraw Hill, 1964.
- SUGAHARA, S., DA ROCHA, R. P., RODRIGUES, M. L. “Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul”. In: *Anais do VIII Congresso Brasileiro De Meteorologia*, Sociedade Brasileira de Meteorologia, pp. 573-577, Belo Horizonte, MG, 1994.
- SUKOVICH, E. M., RALPH, F. M., BARTHOLD, F. E. *et al.* “Extreme quantitative precipitation forecast performance at the Weather Prediction Center from 2001 to 2011”. *Weather and Forecasting*, v. 29, pp. 894–911, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/WAF-D-13-00061.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- SUKRISTİYANTI, S., MARIA, R., LESTIANA, H. “Watershed-based Morphometric Analysis: A Review”. *Global Colloquium on GeoSciences and Engineering 2017*, v. 118, Bandung, Indonesia, pp. 1-6, 18-19, October, 2018.
- TAJBAKHSH, S., GHAFARIAN, P., SAHRAIAN, F. “Instability indices and forecasting thunderstorms: the case of 30 April 2009”. *Natural Hazards and Earth*

- System Sciences*, v. 12, pp. 1-11, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.5194/nhess-12-403-2012>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- TANG, S., XIE, S., ZHANG, Y. *et al.* “Large-scale vertical velocity, diabatic heating and drying profiles associated with seasonal and diurnal variations of convective systems observed in the Goamazon2014/5 experiment”. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 16, pp. 14249–14264, 2016.
- TAVARES, J. P. N., MOTA, M. A. S. “Condições termodinâmicas de eventos de precipitação extrema em Belém-PA durante a estação chuvosa”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 27, n. 2, pp. 207-218, 2012.
- TEIXEIRA, M. S., SATYAMURTY, P. “Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil”. *Monthly Weather Review*, v. 135, pp. 598-617, 2007.
- TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. “Episódios de chuvas intensas na região sul do Brasil. Parte I: configuração sinópticas associadas”. In: *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, pp. 1-13, Fortaleza, Ceará, ago.-set. 2004
- TEMAM, R., TRIBBIA, J. “Uniqueness of solutions for moist advection problems”. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 140, pp. 1315–1318, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1002/qj.2217>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- TENÓRIO, R. S., MORAES, M. C. S., KWON, B. H. “Raindrop distribution in the Eastern Coast of Northeastern Brazil using disdrometer data”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 4, pp. 415-426, 2010.
- TEWARI, M., CHEN, F., WANG, W. *et al.* “Implementation and verification of the unified Noah land surface model in the WRF model”. *20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction*, Seattle, Washington, pp. 11–15, 12-16, January, 2004.
- TOBIN, G. A., MONTZ, B.E. *Natural hazards: explanation and integration*. 1 ed. New York, The Guilford Press, 1997.
- TODINI, E. A. “Bayesian technique for conditioning radar precipitation estimates to rain-gauge measurements”. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 5, pp. 187–199, 2001.
- TOKAY, A., SHORT, D. A. “Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds”. *Journal of Applied Meteorology*, v. 35, pp. 355–371, 1996.

- TOMAZIELLO, A. C. N., GANDU, A. W. “Análise estatística de índices de instabilidade termodinâmica em São Paulo”. In: *Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Sociedade Brasileira de Meteorologia, pp. 1-6, Florianópolis, Santa Catarina, nov.-dez. 2006.
- TOMINAGA, L. K., SANTORO, J., AMARAL, R. *Desastres Naturais - Conhecer para Prevenir*. São Paulo. Instituto Geológico, 2009.
- TOTH, Z., TEW, M., BIRKENHEUER, D. *et al.* “Multiscale data assimilation and forecasting”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 95, pp. ES30–ES33, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00088.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- TRIER, S. B., DAVIS, C. A., AHIJEVYCH, D. A. “Environmental controls on the simulated diurnal cycle of warm-season precipitation in the continental United States”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 67, pp. 1066–1090, 2010. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2009JAS3247.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- TUTTLE, J. D., DAVIS, C. A. “Corridors of warm season precipitation in the central United States”. *Monthly Weather Review*, v. 134, pp. 2297–2317, 2006. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/MWR3188.1.1>> . Acesso em: 22 jul. 2017.
- UIJLENHOET, R. *Parameterization of rainfall microstructure for radar meteorology and hydrology*. Doctoral dissertation, Wageningen Agricultural University, The Netherlands, 1999.
- ULANSKI, S. L., GARSTANG, M. “The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I: Observations and analysis”. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 35, pp. 1047–1062, 1978.
- UN-ISDR. *Living with risk: a global review of disaster reduction initiatives*. Preliminary version. In: UN/International Strategy for Disasters Reduction (ISDR), Geneva, 2002.
- VASCONCELLOS, F. C., CAVALCANTI, I. F. A. “Uma avaliação das previsões do modelo regional ETA em alta resolução para dois casos de chuva intensa ocorridos na região da Serra do Mar”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 4, pp. 501-512, 2010.
- VELASCO, I. Y., FRITSCH, J. M. “Mesoscale convective complexes in the Americas”. *Journal of Geophysical Research*, v. 92, pp. 9591-9613, 1987.
- VILLELA, S.M., MATTOS, A. *Hidrologia Aplicada*. São Paulo, McGraw-Hill do Brasil, 1975.

- VIVEKANANDAN, J., YATES, D. N., BRANDES, E. A. “The influence of terrain on rainfall estimates from radar reflectivity and specific propagation phase observations”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 16, pp. 837–845, 1999.
- VIVONI, E. R., ENTEKHABI, D., BRAS, R. L. et al. “Extending the predictability of hydrometeorological flood events using radar rainfall nowcasting”. *Journal of Hydrometeorology*, v. 7, pp. 660–677, 2006.
- WAGNER, T. H., FELTZ, W. F., ACKERMAN, S. A. “The Temporal Evolution of Convective Indices in Storm-Producing Environments”. *Weather and Forecasting*, v. 23, pp. 786–794, 2008. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/2008WAF2007046.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- WAKIMOTO, R. M., LIU, C., CAI, H. “The Garden City, Kansas, storm during VORTEX 95. Part I: Overview of the storm’s life cycle and mesocyclogenesis”. *Monthly Weather Review*, v. 126, pp. 372–392, 1998.
- WALKER, I., V. CHAKRAPANI, W. ELMAHBOUB. “The development of a shape factor instability index to guide severe weather forecasts for aviation safety”. *Meteorological Applications*, v. 15, pp. 465–473, 2008.
- WALLACE, J. M., HOBBS, P. V. *Atmospheric science: an introductory survey*. 2nd edition. International Geophysics Series 92, Associated Press, 2006
- WALSER, A., LÜTHI, D., SCHÄR, C. “Predictability of precipitation in a cloud-resolving model”. *Monthly Weather Review*, v. 132, n. 2, pp. 560–577, 2004.
- WANG, G., LIU, L., DING, Y. “Improvement of radar quantitative precipitation estimation based on real-time adjustments to Z-R relationships and inverse distance weighting correction schemes”. *Advances in Atmospheric Sciences*, v. 29, pp. 575–584, 2012.
- WARD, J. H. “Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function”. *Journal of the American Statistical Association*, v. 58, pp. 236–244, 1963. Disponível em: <<https://doi.org/10.2307/2282967>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- WEISMAN, M. L., KLEMP, J. B. “The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy”. *Monthly Weather Review*, v. 110, pp. 504–520, 1982.
- WEISMAN, M. L., KLEPM, J. B. “Characteristics of Isolated Convective Storms”. In: RAY, P. S. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. American Meteorological Society, Boston, pp 331–358, 1986.

- WESTWATER, E. R., STANKOV, B. B., CIMINI, D. *et al.* “Radiosonde humidity soundings and microwave radiometers during Nauru99”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 20, pp. 953–971, 2003.
- WETZEL, S. W., MARTIN, J. E. “An Operational Ingredients-Based Methodology For Forecasting Midlatitude Winter Season Precipitation”. *Weather and Forecasting* v. 16, pp. 156-167, 2001.
- WHITE, L. D. “Sudden Nocturnal Warming Events in Mississippi”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 48, pp. 758-775, 2009.
- WIEDENMANN, J. M., LUPO, A. R., MOKHOV, I. I. *et al.* “The climatology of blocking anticyclones for the northern and southern hemispheres: block intensity as a diagnostic”. *Journal of Climate*, v. 15, n. 23, pp. 3459–3473, 2002. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3459:TCOBAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3459:TCOBAF>2.0.CO;2)>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- WILKS, D. S. *Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction*. Vol. 59. San Diego, USA, Academic Press, 1995.
- WILLIAMS, E. R., RUTLEDGE, S. A., GEOTIS, S. G. *et al.* “A radar and electrical study of tropical ‘hot towers’”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 49, pp. 1386-1395, 1992.
- WILSON, J. W., BRANDES, E. A. “Radar Measurement of Rainfall: A Summary”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 60, pp. 1048-1058, 1979. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1979\)060<1048:RMORS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1979)060<1048:RMORS>2.0.CO;2)>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- WINGO, M. T., CECIL, D. J. “Effects of vertical wind shear on tropical cyclone precipitation”. *Monthly Weather Review*, v. 138, pp. 645–662, 2010.
- WINNER, J. P., ROSS, R. B. “Synoptic features attending the heavy rains in the Middle Atlantic States and Southern New England. October 13-17, 1955”. *Monthly Weather Review*, v. 83, n. 10, pp. 239-247, 1955.
- WOODROW, K., LINDSAY, J. B., BERG, A. A. “Evaluating DEM conditioning techniques, elevation source data, and grid resolution for field-scale hydrological parameter extraction”. *Journal of Hydrology*, v. 540, pp. 1022–1029, 2016. Disponível em: <<http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.07.018>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- WU, C. C., CHEN, S. G., LIN, S. C. *et al.* “Uncertainty and predictability of tropical cyclone rainfall based on ensemble simulations of Typhoon Sinlaku (2008)”.

- Monthly Weather Review*, v. 141, pp. 3517–3538, 2013. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/MWR-D-12-00282.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- WULFMEYER, V., BEHRENDT, A., BAUER, H. S. *et al.* “The convective and orographically-induced precipitation study: a research and development project of the world weather research program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 89, pp. 1477–1486, 2008.
- XAVIER, L. N. R. *Análise da incerteza causada pela representação da precipitação do modelo Topmodel*. Dissertação de Mestrado em Engenharia Civil, COPPE/Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2002.
- YANG, Y., CHEN, X., QI, Y. “Classification of convective/stratiform echoes in radar reflectivity observations using a fuzzy logic algorithm”. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 118, pp. 1896–1905, 2013.
- YANO, J. I., PLANT, R. “Interactions between shallow and deep convection under a finite departure from convective quasi-equilibrium”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 69, pp. 3463–3470, 2012. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0108.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- YOU, W., ZANG, Z., PAN, X. *et al.* “Statistical analysis of thunderstorms on the eastern Tibetan Plateau based on modified thunderstorm indices”. *Advances in Atmospheric Sciences*, v. 32, pp. 515-527, 2015
- YOUSSEF, A. M., PRADHAN, B., HASSAN, A. M. “Flash flood risk estimation along the St. Katherine road, southern Sinai, Egypt using GIS based morphometry and satellite imagery”. *Environmental Earth Sciences*, v. 62, pp. 611-623, 2011.
- ZAREI, K., KHOSHAKHLAG, F., SHAMSIPOUR, A. “Pattern Extreme Precipitations Middle West of Iran”. In: *Annals of Biological Research*, v. 3, pp. 4701-4705, 2012.
- ZAWADSZKI, I. I. “On Radar-Raingage Comparison”. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 14, pp. 1430–1436, 1975.
- ZENG, Z., WANG, Y., WU, C. C. “Environmental dynamical control of tropical cyclone intensity - An observational study”. *Monthly Weather Review*, v. 135, pp. 38–59, 2007. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/MWR3278.1>>. Acesso em: 22 jul. 2017.
- ZHU, Y., THOT, Z. “Extreme weather events and their probabilistic prediction by the NCEP ensemble forecast system”. *Preprints, Symposium on the Precipitation*

- Extremes: Prediction, Impacts, and Responses*, American Meteorological Society, .Albuquerque, New Mexico, CD-ROM, P1.38, 2001
- ZRNIC, D., BALAKRISHNAN, N. “Dependence of reflectivity factor—rainfall relationship on polarization”. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 7, pp. 792–795, 1990.
- ZRNIC, D., RYZHKOV, A. V. “Polarimetry for weather surveillance radars”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 80, pp. 389–406, 1999.

Apêndice A – Termodinâmica da atmosfera

O comportamento dos fenômenos atmosféricos pode ser investigado a partir da avaliação e da compreensão de teorias e da análise de resultados empíricos. De modo geral, existem três campos básicos de estudo: termodinâmica; radiação (processos radiativos) e hidrodinâmica (movimento dos fluidos). A termodinâmica é o estudo dos estados de equilíbrio, inicial e final, de um sistema submetido a um processo energético específico ou uma transformação. Seu principal objetivo é estudar as interações energéticas entre um corpo e sua vizinhança.

A atmosfera é um corpo que se move de acordo com a quantidade de energia que recebe, onde a principal fonte é a energia solar. Assim, parte da energia irradiada pelo Sol é absorvida pela superfície e redistribuída horizontal e verticalmente por meio de três principais processos: radiação, condução (meios sólidos) e convecção.

Uma quantidade arbitrária de matéria constitui um sistema termodinâmico; suas propriedades físicas podem ser descritas especificando-se parâmetros macroscópicos como temperatura, pressão e volume dentro de um universo restrito. Qualquer objeto de estudo poderá ser um sistema, como, por exemplo, uma parcela de ar ou a atmosfera. Uma barreira virtual faz a fronteira entre o universo do sistema termodinâmico e o ambiente externo. Dentre diversas características, consideram-se as propriedades nas quais essas fronteiras são permissivas em relação às quantidades que podem fluir através delas, tais como matéria e energia (Souza, 2011).

A pressão do ar a qualquer altura na atmosfera é devida à força por unidade de área exercida pelo peso de todo o ar situado acima dessa altura. Consequentemente, a pressão atmosférica diminui com o aumento da altura acima do solo. A força ascendente resultante atuando em uma fina camada horizontal do ar, devido à diminuição da pressão atmosférica com a altura, encontra-se em equilíbrio com a força descendente devido à atração gravitacional que atua sobre a camada. Considere-se uma coluna vertical de ar com uma unidade de área transversal horizontal (Figura A.1). A massa de ar entre as alturas z e $z + \delta z$ na coluna é $\rho \delta z$, onde ρ é a massa específica (densidade) do ar na altura z . A força descendente que atua sobre a coluna devido ao peso do ar é $g\rho\delta z$, onde g é a aceleração da gravidade na altura z .

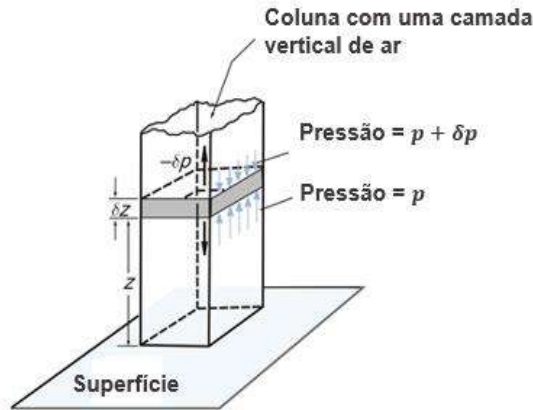


Figura A1 - Balanço das forças verticais em uma atmosfera sem acelerações verticais (Fonte: adaptado de Wallace e Hobbs, 2006).

Sabendo-se que a pressão diminui com a altura, δp deve ser uma quantidade negativa, e a pressão para cima na face inferior da camada sombreada deve ser ligeiramente maior do que a pressão para baixo na face superior da camada. Portanto, a força vertical líquida na camada devido ao gradiente vertical de pressão é ascendente e dada por uma quantidade positiva $-\delta p$, como indicado na Figura A.1. Para uma atmosfera em equilíbrio hidrostático, o balanço das forças na vertical exige que:

$$-\delta p = g\rho\delta z \quad (\text{A.1})$$

Considerando o limite $\delta z \rightarrow 0$,

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \quad (\text{A.2})$$

Relações experimentais mostram que a pressão, o volume e a temperatura de qualquer material podem ser relacionados através de uma equação de estado, onde se conhecendo duas propriedades analisadas, a terceira poderá ser determinada. Todos os gases aproximadamente seguem a mesma equação de estado, sendo esta referida como equação de estado do gás ideal ou lei dos gases perfeitos. Pode ser escrita como:

$$pV = mRT \quad (\text{A.3})$$

onde p , V , m , e T são a pressão (Pa), volume (m^3), massa (kg) e temperatura absoluta (Kelvin) do gás, respectivamente, e R é uma constante (chamada de constante de um gás ideal) para 1 kg de um gás. O valor de R depende exclusivamente do gás analisado.

Considerando a densidade ou massa específica do gás, $\frac{m}{v} = \rho$, a equação de estado do gás ideal pode ser reescrita na forma:

$$p = \rho RT \quad (\text{A.4})$$

Para uma unidade de massa (1 kg) do gás, com $m = 1$, pode-se escrever a equação acima como:

$$p\alpha = RT \quad (\text{A.5})$$

onde $\alpha = 1/\rho$ é o volume específico do gás, ou seja, o volume ocupado por 1 kg de um gás a uma pressão p e temperatura T . Se a temperatura é constante em (A.1), a equação reduz-se à lei de Boyle-Mariotte, que diz que a pressão e volume de um gás são inversamente proporcionais se a sua temperatura permanece constante.

A.1 Primeira lei da termodinâmica

Uma massa de gás possui energia interna devido à energia cinética e potencial de suas moléculas ou átomos. Assim, em um sistema fechado, a energia total de um sistema inclui a sua energia cinética, potencial e química. A teoria da conservação de energia afirma que há um equilíbrio entre essas energias, de modo que a energia total do sistema não muda. Assim, a primeira lei da termodinâmica refere-se à lei da conservação da energia interna do sistema (ΔU) em um processo termodinâmico. Dessa forma, pode-se dizer que, quando o sistema recebe certa quantidade de calor (Δq), ele pode variar a energia interna (ΔU) e/ou realizar trabalho (ΔW). Essa relação pode ser expressa por:

$$\Delta U = \Delta q - \Delta W \quad (\text{A.6})$$

Em sua forma diferencial, tem-se que:

$$\Delta dU = dq - dW \quad (\text{A.7})$$

Pela Equação A.7, verifica-se que se uma quantidade de calor é fornecida ao sistema, uma parte será usada para aumentar a sua energia interna, e a outra será utilizada na realização do trabalho. Para calcular o trabalho, realizado em um processo de compressão ou expansão do ar, pode-se utilizar o exemplo de um cilindro com ar, fechado com um pistão móvel, sem atrito. Examinando a Figura A.2, pode-se verificar

que o trabalho necessário para comprimir ou expandir a amostra de ar é obtido através do produto da força pela distância percorrida pelo pistão, durante a qual a força foi exercida.

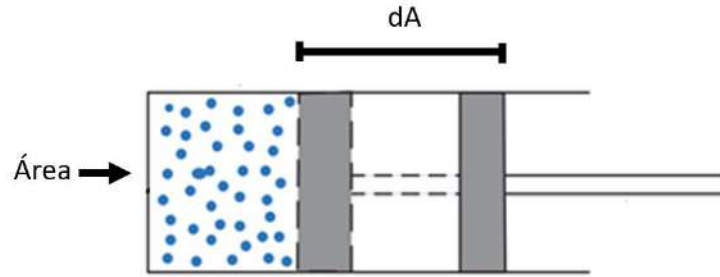


Figura A2 - Trabalho realizado por um pistão móvel.

$$dW = pAdx - pdV \quad (\text{A.8})$$

Pelo exemplo mostrado, verifica-se que o trabalho realizado pela amostra de ar quando seu volume cresce é igual à pressão multiplicada pelo aumento no volume. Para uma massa unitária, o volume pode ser substituído pelo volume específico ($\alpha = \frac{1}{\rho}$):

$$dW = pd\alpha \quad (\text{A.9})$$

Substituindo na Equação A.9, tem-se que:

$$dq = du + pd\alpha \quad (\text{A.10})$$

A partir da relação acima, algumas grandezas físicas podem ser caracterizadas, podendo-se citar o calor específico a volume constante (C_v) e o calor específico a pressão constante (C_p). Em um processo cujo calor é fornecido ao sistema, com variação de temperatura e a volume constante, define-se o calor específico a volume constante, C_v , como

$$C_v = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{\alpha \text{ const}} \quad \text{ou} \quad C_v = \frac{du}{dT} \quad (\text{A.11})$$

onde $C_v = 718 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Tal relação é decorrente da lei de Joule, onde, segundo este, quando um gás se expande sem realizar trabalho (por exemplo, para dentro de uma câmara vazia) e sem trocas de calor, a sua temperatura não muda. Nesse caso, $dW = 0$, $dq = 0$ e $du = 0$. Como T permanece constante, a energia cinética das moléculas também não varia. Dessa maneira, a energia interna não varia, mesmo que o volume varie, isto é,

a energia interna independe do volume se a temperatura é constante. Portanto, a primeira lei da termodinâmica pode ser escrita como:

$$dq = C_V dT + p d\alpha \quad (\text{A.12})$$

Em um processo cujo calor é fornecido ao sistema, com variação de temperatura e a pressão constante, define-se o calor específico a pressão constante, C_p , como

$$C_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{p \text{ const}} \quad (\text{A.13})$$

onde $C_p = 1005 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$. Sabendo que $dp\alpha = p d\alpha + \alpha dp$, a Equação A.13 pode ser reescrita como:

$$dq = C_V dT + dp\alpha - \alpha dp \quad (\text{A.14})$$

Substituindo o termo $p\alpha$ por RT (lei dos gases perfeitos) tem-se que:

$$dq = (C_V + R)dT - \alpha dp \quad (\text{A.15})$$

Sob pressão constante, $dp = 0$. Dessa maneira, a primeira lei da termodinâmica pode ser escrita como:

$$dq = (C_V + R)dT \quad (\text{A.16})$$

Pela Equação A.16, pode-se verificar que $dq = c_p dT$. Logo, $C_p = c_V + R$. Assim, a primeira lei da termodinâmica pode também ser escrita como:

$$dq = C_p dT - \alpha dp \quad (\text{A.16})$$

A partir dessas equações, os processos termodinâmicos são definidos (Tabela A1). A adoção da hipótese do processo em condições adiabáticas pode ser bastante interessante sob o ponto de vista de análise de certos processos atmosféricos, na medida em que as trocas de calor ocorram de forma gradativa numa escala de tempo muitas vezes superior à escala de ocorrência do próprio fenômeno (Souza, 2011).

Tabela A1- Processos termodinâmicos

Adiabático	Isotérmico	Isobárico	Isovolútrico
$dp = 0$	$dT = 0$	$dp = 0$	$d\alpha = 0$
$c_p dT = \alpha dp$	$dq = -\alpha dp = pd\alpha = dw$	$dq = c_p dT$	$dq = c_p dT = du$
$c_v dT = -pd\alpha$			

A.2 Vapor de água e seus efeitos termodinâmicos

As equações fundamentais apresentadas previamente, neste trabalho, foram derivadas para sistemas homogêneos fechados. Sendo a atmosfera um sistema heterogêneo que apresenta, em sua constituição, água nas formas sólida, líquida e gasosa, pode-se considerá-la, então, como um sistema heterogêneo constituído por várias porções homogêneas separadas em fase. Nesse caso, uma eventual absorção de energia pelo sistema pode ser utilizada para que a sua matéria constituinte mude de fase.

Uma matéria pode ser encontrada em três estágios de agregação. Para cada substância, existe uma faixa de pressão e temperatura para a qual ela assume um determinado estágio de agregação. No nível microscópico, essas substâncias são caracterizadas pela forma de agregação das moléculas. No estado sólido, as moléculas possuem pouca mobilidade no fluido e tendem a um ordenamento (cristais). Já nos demais estados, líquido e gasoso, as moléculas possuem alta mobilidade no fluido, resultando em um desordenamento espacial, sendo que, nos gases, a distância média entre as moléculas é muito maior. A água, por exemplo, de 0° a 100°C, à pressão de 1 atm, está no estado líquido. Caso a temperatura seja inferior a 0°, ela se apresenta no estado sólido. Para temperaturas maiores do que 100°, ela se encontra no estado gasoso.

Em sua fase gasosa (vapor de água), o comportamento da atmosfera é muito parecido com o de um gás ideal. Logo, a equação do estado pode ser definida como

$$e = \rho_v R_v T \quad (\text{A.17})$$

onde e é a pressão do vapor, ρ_v é a densidade do vapor de água, e $R_v = 461,5 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ é a constante específica do vapor. A Equação (A.17) também pode ser escrita da na forma

$$e = \rho_v \frac{R_d}{\varepsilon} T \quad (\text{A.18})$$

onde, $\varepsilon = \left(\frac{R_d}{R_v}\right) = \rho_v \left(\frac{M_d}{V}\right) = 0,622$; ou, conforme proposto por Bolton (1980), como:

$$e = 611,2 \exp \left[\frac{17,67(T_d - 273,15)}{(T_d - 273,15) + 243,5} \right] \quad (\text{A.19})$$

Desde que o ar é uma mistura de gases, ele deve obedecer a lei de Dalton para as pressões parciais, ou seja, pode-se escrever

$$p = p_d + e$$

onde p_d é a pressão do ar seco. Assim, pode-se descrever a densidade total do ar seco mais vapor de água como

$$\rho = \rho_d + \rho_v = \frac{m_d + m_v}{V}$$

onde m_d é a massa do ar seco, e m_v é a massa do vapor de água (umidade específica). A razão de mistura (r_v ou w) é definida como a razão entre a massa de vapor de água e a massa de ar seco.

$$\begin{aligned} r_v = w &= \frac{m_v}{m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d} \\ r_v &= \frac{\varepsilon e}{R_d T} \frac{R_d T}{p - e} = \varepsilon \left(\frac{e}{p - e} \right) \approx \varepsilon \frac{e}{p} \end{aligned} \quad (\text{A.20})$$

A umidade relativa do ar (UR) é também uma variável grandemente utilizar para expressar de forma indireta o vapor de água na atmosfera. É definida pelo quociente entre a razão de mistura e o seu correspondente valor de saturação nas mesmas condições de temperatura e pressão:

$$UR = \frac{w}{w_s} \approx \frac{e}{e_s} \quad (\text{A.21})$$

A umidade relativa é uma medida adimensional, geralmente dada em porcentagem; e e_s é a pressão de saturação do vapor definida por Bolton (1980) na Equação A.19.

Retornando à equação do gás ideal para o ar úmido (Equação A,17), pode-se obter:

$$p = \rho RT \rightarrow \frac{p}{\rho} = RT$$

$$\frac{p_d + e}{\rho_d + \rho_v} = \frac{\rho_d R_d T + \rho_v \frac{R_d}{\varepsilon} T}{\rho_d + \rho_v} = \frac{\left(\rho_d + \frac{\rho_v}{\varepsilon}\right) R_d T}{\rho_d + \rho_v}$$

Dividindo a relação acima pela densidade do ar seco ρ_d , tem-se que:

$$\frac{p}{\rho} = \frac{\left(1 + \frac{\rho_v}{\rho_d} \frac{1}{\varepsilon}\right) R_d T}{1 + \frac{\rho_v/\rho_d}{w}} = R_d \left[\frac{1 + \frac{w}{\varepsilon}}{1 + w} \right] T$$

$$p\alpha \frac{1}{R_d} = T_v \rightarrow p\alpha = R_d T_v$$

onde

$$T_v = \left[\frac{1 + w/\varepsilon}{1 + w} \right] T \quad (\text{A.22})$$

é definida como a temperatura virtual (T_v) representando a temperatura que o ar seco deveria ter se a sua pressão e volume específico fossem iguais ao de uma amostra de ar úmido com razão de mistura w . A equação do estado para o ar úmido pode ser reescrita segundo Bolton(1980) na forma

$$p\alpha = R_m T_v \quad (\text{A.23})$$

onde

$$R_m = R_d(1 + 0,61w) \quad (\text{A.24})$$

Para determinar os calores específicos c_{vm} e c_{pm} (à volume e à pressão constante para o ar úmido, respectivamente), considera-se o acréscimo de calor para uma amostra com, por exemplo, 1 kg de ar seco mais 1 kg de vapor d'água, conforme segue abaixo:

$$(1 + w)dq = c_v dT + w c_v dT$$

$$c_{vm} = \left(\frac{dq}{dT} \right) \approx c_v [1 + w] \quad 3.22$$

$$c_{pm} \approx c_p [1 + 0,89w] \quad 3.23 \quad (\text{A.25})$$

Combinando A.25 e A.26 no expoente da equação da temperatura potencial, pode-se obter:

$$\frac{R_m}{c_{pm}} \approx \frac{R_d}{c_p} [1 - 0,28w]$$

Dessa forma, a temperatura potencial do ar úmido não saturado é definida como:

$$\theta = T \left(\frac{p}{p_0} \right)^{0,2854(1-0,28w)} \quad (\text{A.26})$$

A3 Estabilidade atmosférica

Para compreender os efeitos da estabilidade térmica, considere o balanço hidrostático. Pelo princípio de Arquimedes, um objeto ao ser parcialmente ou totalmente imerso em um fluido é impulsionado por uma força igual ao peso de fluido deslocado pelo objeto. Esse fato acontece devido à diferença de pressão entre as partes superior e inferior do objeto que está contido no fluido. Em uma coluna de fluido, a pressão aumenta com a profundidade devido ao acúmulo de massa de fluido. Logo, na atmosfera, a pressão aumenta na medida em que a altitude diminui. Essa força chama-se empuxo, que é exercida pela atmosfera sobre a parcela de ar, com ação ortogonal à superfície no sentido de cima para baixo. Sua magnitude é proporcional à temperatura, densidade e volume ocupado pela parcela de ar. O empuxo é definido como $-\rho g V$ no referencial não inercial com eixo positivo para baixo. Com o uso da equação da hidrostática (A.1), o empuxo por unidade de massa (Figura A.3), com grandeza intensiva, pode ser reescrito, de forma conveniente, como $-\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right)$ (SOUZA, 2011).

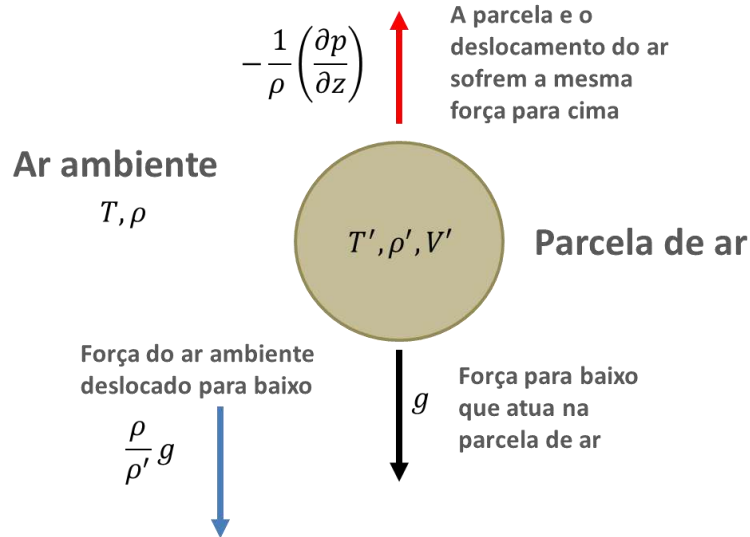


Figura A3 - Diagrama de forças em unidade de massa no sistema parcela de ar deslocado (Fonte: adaptado de Souza, 2011).

A força restauradora que puxa a parcela para baixo é a força peso. Dessa forma, a força resultante ou a aceleração devido ao empuxo (*buoyance*, em inglês), devido à interação entre a parcela de ar e o ar atmosférico por ela deslocado, pode ser escrita como:

$$F_B = \left[\frac{\rho}{\rho'} g - \left(-\frac{1}{\rho'} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \right] - \left[g - \left(-\frac{1}{\rho'} \frac{\partial p}{\partial z} \right) \right] \quad (\text{A.27})$$

Essa equação utiliza as coordenadas intensivas e está escrita em unidade de massa. O termo da força de empuxo, segundo termo dentro dos colchetes, é igual para os dois casos, tanto ambiente quanto parcela. A situação ocorre devido ao fato da parcela de ar estar totalmente imersa na atmosfera, ou seja, o volume de ar deslocado é igual ao volume da parcela de ar, e a força de empuxo depende da quantidade de volume deslocado. O primeiro termo dentro dos colchetes representa a força peso do ambiente e da parcela do ar por unidade de massa, respectivamente. Logo, a equação do movimento fica:

$$F_B = \left(\frac{\rho - \rho'}{\rho'} \right) g \quad (\text{A.28})$$

Para a formação de sistemas convectivos, é necessário que ocorram movimentos verticais na atmosfera. A estabilidade atmosférica proporciona uma medida de avaliação na capacidade do ar em ascender ou subsidir resultando em mudanças no tempo. Assim, a avaliação da estabilidade da atmosfera é um ponto importante na área de previsão de tempestades. Em geral, muitas técnicas utilizam o “método da parcela” para a avaliação da estabilidade atmosférica. Nesse método, a estabilidade é determinada pelo levantamento ou abaixamento de uma hipotética parcela de ar e faz uma comparação dos resultados desse levantamento com as condições atmosféricas no seu entorno. Usando o método da parcela, assume-se que as parcelas ascendentes ou descendentes de ar com mudanças de temperatura e umidade estão associadas a dois processos primários:

- 1) variação do nível de pressão;
- 2) liberação ou absorção total de calor latente devido à condensação ou evaporação.

Nesse método, assume-se que a parcela não interage com o ambiente ao seu redor. Portanto, a temperatura de uma parcela varia adiabaticamente, uma vez que é deslocada a uma pequena distância de sua posição original Z . Como consequência, a temperatura virtual de uma parcela não saturada varia de acordo com a taxa adiabática seca. Para condições saturadas, uma parcela ascendente experimenta calor latente de condensação e esfriará à taxa adiabática saturada, enquanto uma parcela descendente aquece e imediatamente se torna não saturada, aquecendo à taxa adiabática seca (Foss, 2011). Uma alternativa para entender a estabilidade atmosférica em função da variação vertical de temperatura é expressar a força de empuxo em termos do gradiente local de temperatura:

$$F_B = -\frac{g}{T} \left(\frac{\delta T}{\delta Z} - \frac{\delta T'}{\delta Z} \right) \Delta Z = -\frac{g}{T} \left(\frac{\delta T}{\delta Z} - \Gamma_d \right) \Delta Z \quad (\text{A.29})$$

Considere-se que uma parcela de ar com temperatura T' seja levantada adiabaticamente em uma pequena distância ΔZ . Seja Γ_{atm} a variação vertical da temperatura (*lapse-rate*) da atmosfera definida como:

$$\Gamma_{atm} = -\left(\frac{\delta T}{\delta Z} \right) \quad (\text{A.30})$$

Dessa maneira, a Equação A.30 torna-se:

$$F_B = \frac{g}{T} (\Gamma_{atm} + \Gamma_d) \Delta Z \quad (A.31)$$

O *lapse-rate* da atmosfera varia no espaço e no tempo e, usualmente, difere de Γ_d . Assim, algumas condições de estabilidade atmosférica podem ser avaliadas. Considere uma camada da atmosfera em que o perfil vertical Γ_{atm} é diferente de Γ_d .

- **Atmosfera estável ($\Gamma_{atm} - \Gamma_d < 0$)**

Quando uma parcela levantada tem uma temperatura virtual mais baixa do que o ambiente circundante, a parcela será mais densa que o ambiente. Neste caso, a parcela deslocada tende a retornar à sua posição original e diz que o ambiente é estável. Sob as mesmas condições, uma parcela com movimento subsidente terá uma temperatura virtual mais alta do que o seu ambiente, o que o levará a subir em direção à sua posição original (Figura A.4).

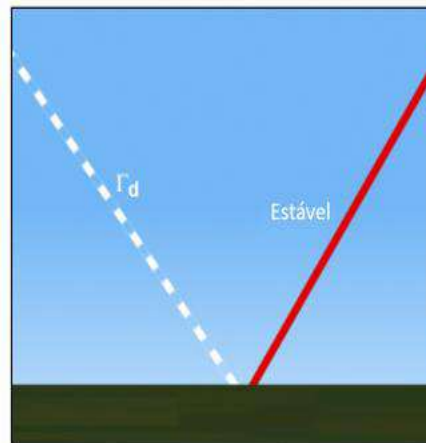


Figura A4 - Perfil da atmosfera em condição estável.

- **Atmosfera neutra ($\Gamma_{atm} = \Gamma_d$)**

Quando uma parcela levantada tem a mesma temperatura virtual que o ambiente circundante, a sua densidade será a mesma que o ambiente circundante. Nesse caso, a parcela deslocada tende a permanecer em seu novo nível, e a estabilidade ambiental é neutra. Se uma parcela levantada tem uma temperatura virtual mais alta do que o ambiente circundante, sua densidade será menor do que o ambiente. Nesse caso, a parcela deslocada acelerará para cima longe de seu nível original, e o ambiente é definido como instável. Sob as mesmas condições, uma parcela de naufrágio terá uma

temperatura virtual mais baixa do que a sua envolvente e acelerará para baixo em relação à sua posição original (Figura A.5).

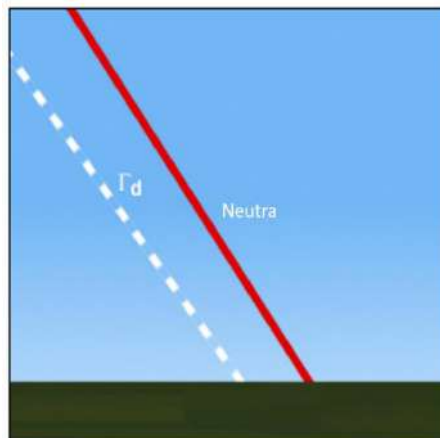


Figura A5 - Perfil da atmosfera em condição neutra.

- **Atmosfera instável ($\Gamma_{atm} > \Gamma_d$)**

Quando uma parcela levantada tem uma temperatura virtual mais alta do que o ambiente circundante, a parcela será menos densa que o ambiente. Quando a parcela de ar é menos densa que o ambiente, continuará a ser acelerada para cima (Figura A.6).

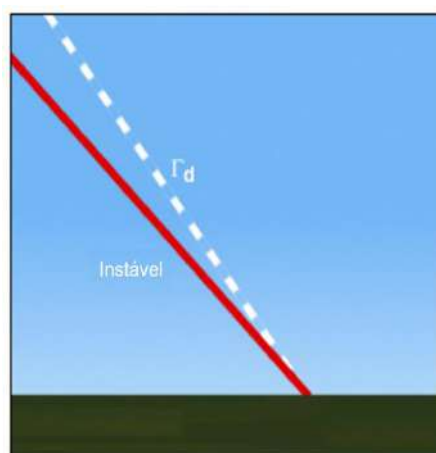


Figura A6 - Perfil da atmosfera em condição instável.

A.4 Radiossondagem

Um dos principais meios para a avaliação da estabilidade atmosférica é o uso dos dados das observações das estações meteorológicas de altitude (radiossondas). Tais estações têm como finalidade coletar dados meteorológicos em diferentes níveis da atmosfera. A radiossonda (ou estação meteorológica de altitude) é um dispositivo com um balão consumível que mede o perfil vertical de variáveis meteorológicas e transmite os dados para um receptor e processador de dados (Figura A.7). Esses perfis são

tipicamente obtidos duas vezes por dia e são o cerne do sistema de observações atmosféricas globais que são utilizadas como dados de entrada nos modelos de previsão numérica. O conjunto com os sensores rotineiramente mede a variação da temperatura, umidade e pressão em altitude à medida que o balão ascende da superfície até cerca de 30 km. Quando também há a medição de ventos, é mais apropriado o uso do termo *rawinsonde*, embora o termo *radiossonda* seja aplicado em ambas às situações.



Figura A7 - Estrutura para a realização de uma radiossondagem (Fonte: Vaisala, 2016).

Em 1999, existiam 100 estações operacionais de radiossondagem nos Estados Unidos, com uma média diária de 182 sondagens por dia. Nesse mesmo ano, existiam 992 estações operacionais em todo o mundo (Figura A.8) com uma média de 1209 sondagens por dia, que davam suporte para as atividades de previsão do tempo. Desde 1957, todas as estações têm realizado as suas sondagens nos mesmos horários, 00.00 e 12.00 UTC, embora muitas estações localizadas fora dos Estados Unidos e Europa tenham reduzido o número de sondagens a uma por dia devido a restrições orçamentais. Os países que lançam as radiossondas operacionalmente são membros do *World Meteorological Organization's World Weather Watch program*, assim como compartilham os dados coletados entre si. Logo após o lançamento da radiossonda, os dados são coletados, e uma mensagem padrão é preparada e disponibilizada para todos os países usando o sistema de telecomunicação global. Essas mensagens são transmitidas em um formato universal que reporta as condições meteorológicas em níveis de pressão padronizados, que representam níveis significativos de mudanças de condições meteorológicas.

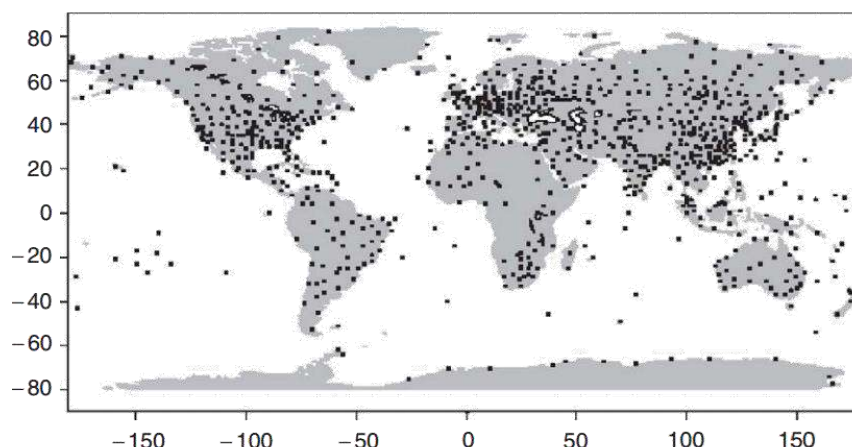


Figura A8 - Rede global de estações de radiossondagem (Fonte: Meted/UCAR, 2018).

A.5 Diagrama Skew-T/log-P

Segundo Silva (2006), os dados da atmosfera obtidos através de radiossondagens são usados para identificar as características dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera. Nesses diagramas, aparecem várias famílias de linhas (isóbaras, isotermas, adiabáticas secas, pseudo-adiabáticas e isolinhas de razão de mistura saturante) além de uma escala que relaciona a pressão com a altitude. O diagrama termodinâmico Skew-T/Log P é utilizado para configurar perfis verticais de temperatura, umidade e vento. Tem sido usado, por décadas, com o objetivo de avaliar uma variedade de condições meteorológicas, mais notavelmente a instabilidade da atmosfera. Dados de perfis verticais da atmosfera são, em grande parte, oriundos das radiossondas, aeronaves, saídas de modelos numéricos e estimativas por satélite, sendo o mais utilizado o diagrama Skew-T/Log P.

Uma vez que os dados de pressão decrescem de forma logarítmica com o aumento da altura na atmosfera, o diagrama Skew-T/Log P tem linhas de pressão constante (isóbaras) espaçadas logaritmicamente. Essa disposição leva a uma aparência inclinada das linhas de temperatura constante (isotermas). Por essa razão, o diagrama é chamado de Skew (inclinado) T/ Log-P e é frequentemente referenciado como diagrama Skew T.

No diagrama Skew-T/ Log P, as isotermas são linhas sólidas, retas, inclinadas a partir do canto inferior esquerdo para o canto superior direito (Figura A.9a). As adiabáticas secas são linhas ligeiramente curvadas com um contínuo declive da direita inferior para a superior esquerda (Figura A.9b). As isóbaras são linhas horizontais,

desenhadas em escala logarítmica, cujos valores diminuem de baixo para cima (Figura A.9c). As linhas da razão de mistura (valores constantes da capacidade específica do vapor de água, isto é, o número de gramas de água necessária para saturar um quilograma de ar seco) são tracejadas inclinadas desde a parte inferior esquerda para a direita superior (Figura A.9d). As adiabáticas saturadas (Figura A.9e), ou pseudo-adiabáticas, são representadas de forma similar às adiabáticas secas. Entretanto, uma diminuição da taxa de resfriamento vertical é observada devido à liberação de calor latente. A combinação dessas propriedades dá origem ao diagrama Skew T (Figura A.9f).

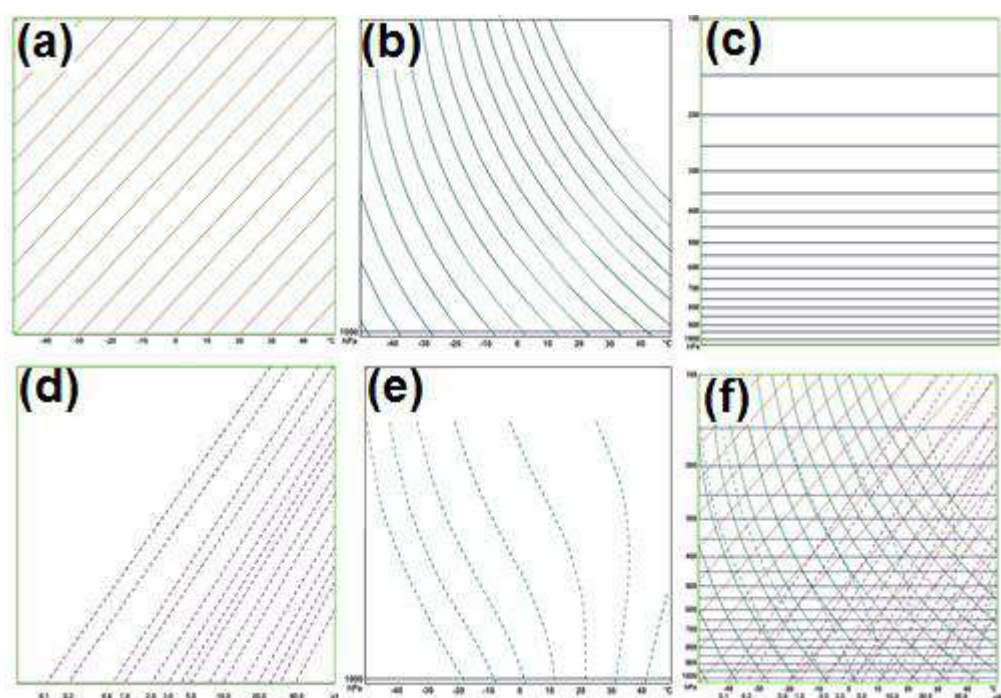


Figura A9 – Componentes do diagrama Skew T/ Log-P: a) isotermas, b) adiabáticas secas, c) isóbaras, d) razão de mistura, e) adiabáticas saturadas e f) diagrama Skew T/ Log-P.

Uma das principais utilizações do diagrama Skew T/ Log-P é a aplicação do método da parcela. Nesse método, assume-se que a parcela não interage com o ambiente ao seu redor (Figura A.10). Conforme se move para cima, a parcela de ar levantada adiabaticamente expande-se na medida em que atinge pressões inferiores. Enquanto a parcela de ar permanecer não saturada, a sua temperatura resfria-se a uma taxa constante de 10 °C/km, sendo essa taxa chamada de adiabática seca. Na presença de uma forçante dinâmica, o nível atmosférico ao qual a parcela de ar atinge se estiver mais fria do que o

ambiente ao redor é chamado de nível de condensação por levantamento (*lifting condensation level* – LCL). Após atingir a saturação, valores menores de resfriamento, cerca de 4°C/km, devidos à mudança de fase da água (calor latente de condensação), são observados. Essa nova taxa de resfriamento é, então, chamada de adiabática saturada ou pseudo-adiabática. Com a permanência da forçante dinâmica, ao continuar ascendendo na atmosfera, a parcela atinge um nível no qual se torna mais quente que o ar circundante, sendo essa altura chamada de nível de convecção livre (*level of free convection* – LFC).

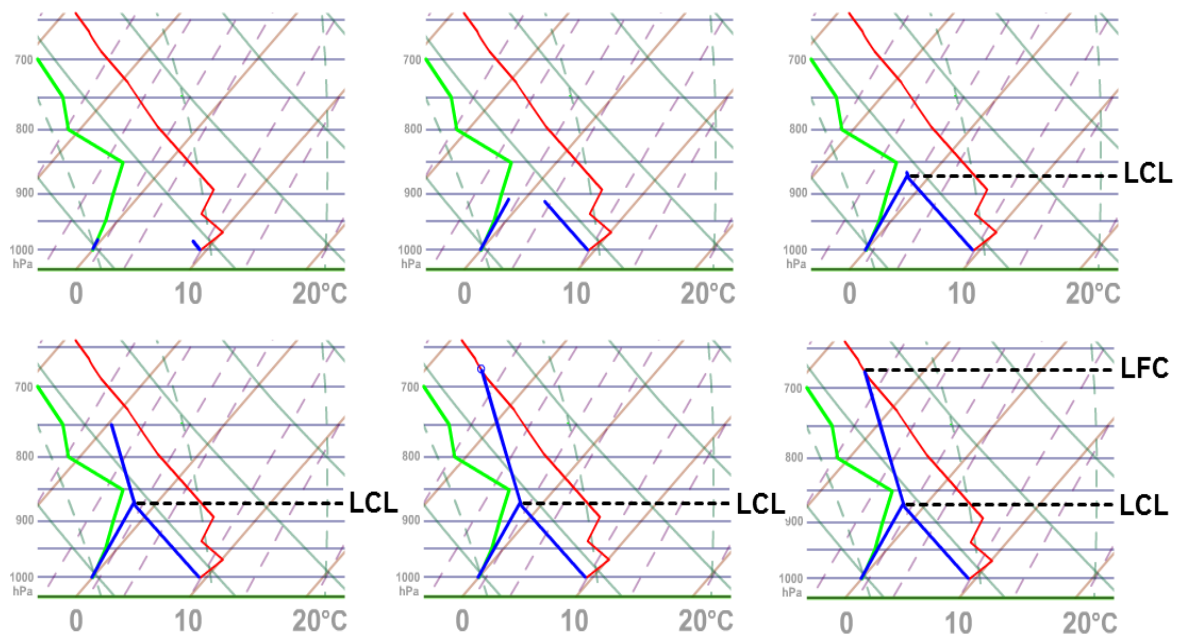


Figura A10 – Método da parcela (Fonte: adaptado de Meted/UCAR, 2018).

Apêndice B – Radar meteorológico

B.1 Radares meteorológicos

Um radar meteorológico opera pela emissão de pulsos de energia eletromagnética na frequência de micro-ondas na atmosfera. Quando esses pulsos encontram objetos, parte da energia eletromagnética é espalhada de volta ao radar. A refletividade pode ser caracterizada como uma medida de eficiência da energia retroespalhada pelo feixe ao interceptar um alvo em sua trajetória, sendo a eficiência dependente dos parâmetros físicos do alvo – tamanho, formato, orientação, composição, entre outros. Na Figura B.1, é possível visualizar o comportamento de uma onda eletromagnética emitida por um radar ao encontrar uma nuvem. Após a sua emissão, o feixe de alta potência viaja pela atmosfera (feixe destacado vermelho), alargando-se em forma de cone até atingir um alvo a ser interceptado. À medida que o feixe interage com o alvo, parte dessa energia é retroespalhada no sentido contrário ao deslocamento inicial do feixe, em direção à antena, que, neste momento, exerce, então, a função de receptora de sinais, sendo, posteriormente, analisada por meio de métodos de amplificação e processamento de sinais.

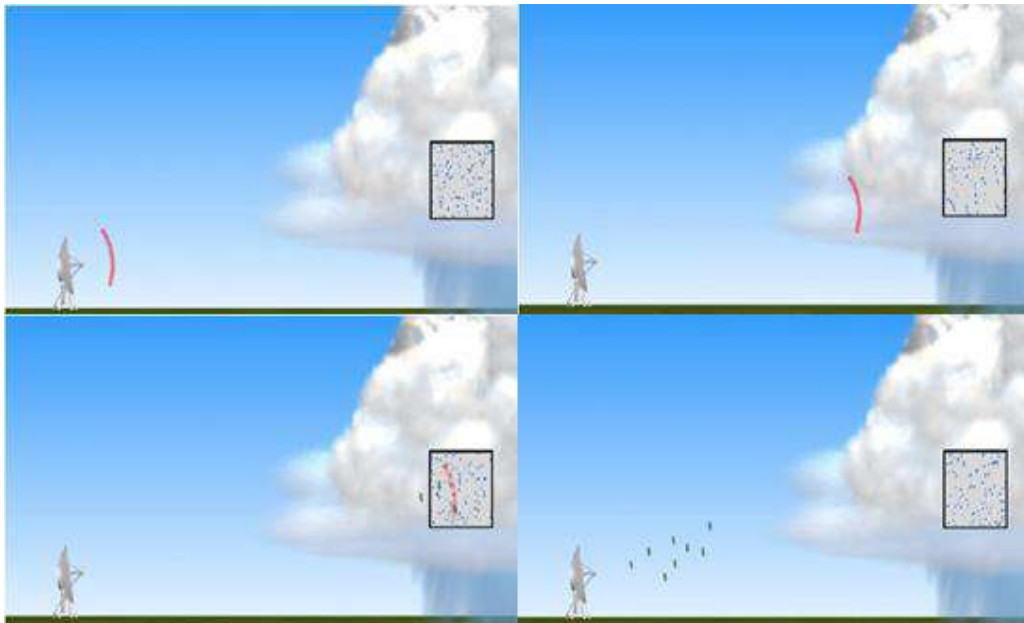


Figura B1 - Interação da onda eletromagnética com os alvos interceptados (Fonte: Meted/UCAR, 2018).

B.2 Radar Doppler

Radar é um sistema eletromagnético de detecção e localização de objetos refletoras, como aeronaves, navios, construções, pessoas, sistemas meteorológicos, e ambientes naturais, sendo estes chamados de alvos, com operação na faixa de micro-ondas, como previamente destacado. Cada aplicação tem interesse na detecção de um tipo de alvo específico. Sendo assim, todo objeto refletor que não é de interesse para determinado sistema é chamado de *clutter*. A operação de um sistema de radar consiste na transmissão de uma forma de onda particular e na detecção e processamento do sinal refletido no alvo devido à reflexão do sinal por ele transmitido visando extrair as suas características.

Segundo Souza (2002), existe, hoje, uma ampla variedade de tipos de radar em usos diversificados: radares doppler polarizados; radares de ondas contínuas e de ondas pulsadas, de dupla onda; radares de vigilância de aeroportos - ASR (*Airport Surveillance Radar*); radares de bordo; radares *transponders* (dispositivo de comunicação que recebe e retransmite sinais). Além desses instrumentos, existe uma variedade de tipos, formas e tamanhos de radares meteorológicos em uso atualmente que vão de pequenos radares tipo banda X usados em pequenos aeroportos a grandes radares com operação junto a estações de televisão e monitoramento de extensas regiões rurais e urbanas. A maioria dos radares meteorológicos é tipo doppler, ou seja, radar capaz de medir a velocidade radial dos alvos (Figura B.2).

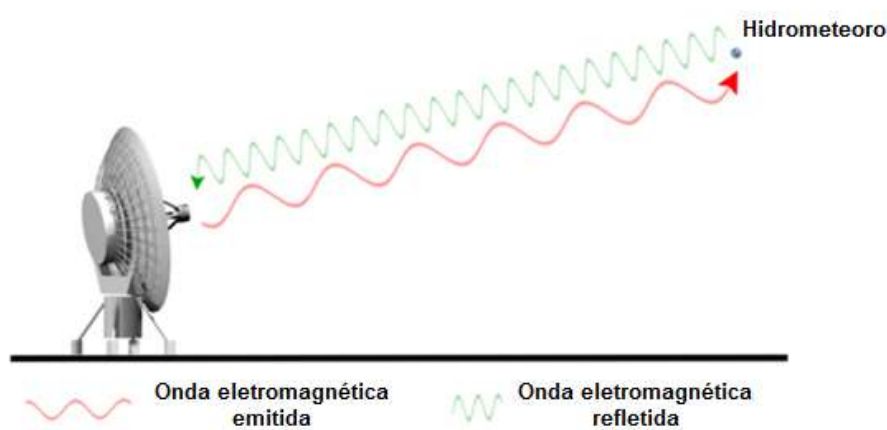


Figura B2 - Onda eletromagnética transmitida e refletida ao encontrar um hidrometeoro (Fonte: Meted/UCAR, 2018).

Sua forma mais simples de configuração e aquisição de dados envolve a geração da forma de onda a ser transmitida, a cadeia de radiofrequência de transmissão, as antenas transmissora e receptora, a cadeia de radiofrequência de recepção e o detector de alvos ou, mais especificamente, um sistema que avalia se o sinal, em sua entrada, contém ou não parte de um sinal refletido em um alvo de interesse.

B.3 Refletividade, distribuição do tamanho das gotas e taxa de precipitação

O fator de refletividade das gotas de chuva detectadas pelo radar pode ser calculado através da aproximação de Rayleigh. Assim, a seção transversal do radar para uma gota de chuva com diâmetro D pode ser expressa como:

$$\Sigma\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (\text{B.1})$$

A refletividade de $\eta [m^{-1}]$ para partículas esféricas para uma dada distribuição de gotas com diferentes diâmetros por unidade de volume, por sua vez, pode ser determinada por

$$\eta = \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D) N(D) dD \quad (\text{B.2})$$

onde $N(D)$ é a distribuição dos tamanhos dos hidrometeoros, que permite descrever quantas gotas de cada diâmetro D está contida em um único volume, isto, é, $1 m^3$. Posto que se assuma que essa distribuição seja exponencial, tem-se:

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (\text{B.3})$$

Marshall & Palmer (1948) verificaram que $N_0 \delta D$ é o número de gotas com diâmetro entre D e $D + \delta D$ em unidades de volume por espaço e se N_0 é o valor de N_D para $D = 0$. Tem-se, para qualquer intensidade de precipitação, que

$$N_0 = 0,08 \text{ cm}^{-4}$$

$$\Lambda = 41 R^{-0,21} \text{ cm}^{-1}$$

onde R é uma dada taxa de precipitação.

Entretanto, a Equação B.3 é precisa somente sob condições específicas, isto é, quando se levam em conta propriedades físicas dos alvos, o enchimento do volume do

feixe com as gotas de precipitação aleatórias, a uniformização da refletividade dentro do volume espalhado, entre outros fatores, que, geralmente, não ocorrem na atmosfera real, especialmente a consideração de que os hidrometeoros são esferas de água com diâmetros dentro da região do espalhamento Rayleigh. Alvos grandes retroespalhar-se-ão na região do espectro de Mie e apresentarão, conseqüentemente, uma refletividade menor do que os alvos pequenos (Collier, 1996).

Estudos experimentais mostram que os radares meteorológicos são mais sensíveis a uma menor concentração de hidrometeoros de maior diâmetro horizontal do que uma concentração maior, porém com hidrometeoros de menor diâmetro. Assim, é factível que a dependência da sexta potência do tamanho dos hidrometeoros fará com que as maiores partículas dominem o valor do cálculo da refletividade. Na Figura B.3, pode-se observar, por exemplo, que uma pequena quantidade de grandes gotas e granizos produz a mesma refletividade que milhares de pequenas gotas. Em casos como este, a literatura sugere que, devido à alta variabilidade, no tempo e espaço da distribuição das gotas, deveria existir mais de uma relação que estimasse simultaneamente a chuva a partir dos dados de radar.

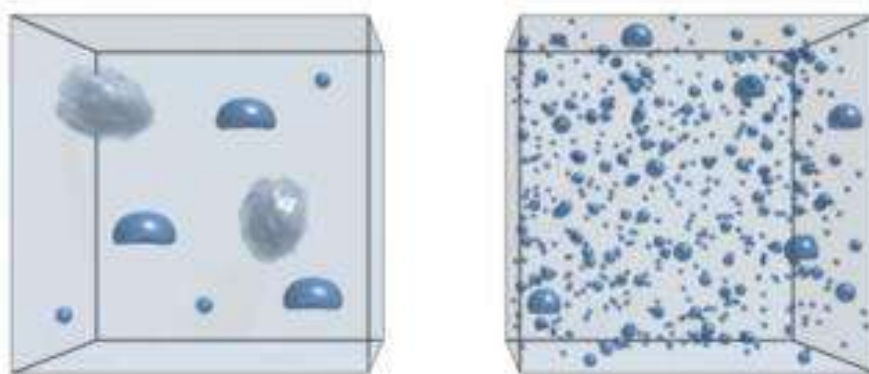


Figura B.3 - Distribuição das gotas dentro de um volume iluminado por um feixe.

Medidas da distribuição do tamanho das gotas sofrem diversas incertezas, tais como erros instrumentais associados a um pequeno volume de amostra e erros devido aos efeitos de colisão e coalescência. Mesmo com uma amostra fisicamente homogênea, as incertezas tendem a elevar a dispersão das medidas da taxa de precipitação que não correspondem estatisticamente à realidade da distribuição de gotas na nuvem. Além da variação do tamanho e do agrupamento dos hidrometeoros, a literatura ainda relata que outras fontes de erros surgem da dificuldade de converter a refletividade do radar para

chuvas quando o feixe do radar intersecta a banda brilhante (região onde a neve derrete para formar chuva) ou granizo, e quando a evaporação ou crescimento ocorre abaixo do feixe do radar (Collier, 2003). Entretanto, o desenvolvimento de dispositivos capazes de analisar o tamanho das gotas de chuva, em particular o espectrômetro de impulso de Joss e Waldgovel (1967), chamado de disdrômetro, faz com que o cálculo da distribuição do tamanho das gotas seja realizado para um grande número de amostras. Esse fato leva a enfatizar os estudos de amostras individuais, nas quais, anteriormente, a distribuição do tamanho das gotas nem sempre era consistentemente definida. Alguns trabalhos mostram que a variabilidade da distribuição do tamanho das gotas podem gerar erros variando entre 30%-50% na estimativa da taxa de precipitação.

Supondo-se que D está em [m], D_{\min} e D_{\max} são os valores mínimos e máximos dos tamanhos dos diâmetros das gotas de chuva por unidade de volume em [m^{-3}]. Substituindo (B.1) em (B.2), η pode ser descrita como:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (\text{B.4})$$

A integral de B.4 é descrita como fator de refletividade do radar, Z , sendo definida como:

$$Z = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (\text{B.5})$$

Usando uma expressão geral, $N(D)$ é expresso por D e por outra quantidade física S (referente às propriedades microfísicas das nuvens e precipitação) associada a uma taxa de precipitação (R) dada por:

$$N(D; S) = S^\alpha g\left(\frac{D}{S^\beta}\right) = S^\alpha g(x) \quad (\text{B.6})$$

Aplicando a Equação B.6 à n -ésima gota em (B.5), obtém-se

$$\begin{aligned} Z &= \int_0^\infty D^n N(D; S) dD = \int_0^\infty D^n S^\alpha \left(\frac{D}{S^\beta}\right) dD \\ &= S^{\alpha+\beta(n+1)} \int_0^\infty x^n g(x) dx \end{aligned}$$

$$= a_n S^{b_n} \quad (\text{B.7})$$

Usando a taxa de precipitação (R) como a resultante dos parâmetros microfísicos associados à formação das nuvens e à distribuição das gotas presentes em S (Equação B.6), a refletividade Z e a taxa de precipitação R são relacionadas por

$$Z = aR^b \quad (\text{B.8})$$

onde **a** e **b** são constantes da precipitação que podem variar de uma localidade para outra e sazonalmente, mas são independentes de R em si. Assim, torna-se evidente que os processos físicos relacionados à natureza da relação Z - R refletirão os efeitos estatísticos climatológicos e particulares para uma localidade ou estação do ano, ou, mais especificamente, ao tipo de precipitação, isto é, estratiforme, convectiva ou orográfica. Segundo Morin *et al.* (2004), uma questão chave para a estimativa da precipitação baseada nos radares meteorológicos é identificar as relações entre a refletividade (Z) e a intensidade da chuva (R) – Equação B.8. Em condições ideais, a refletividade está intimamente relacionada à energia retroespalhada pelo radar das gotas de chuva na atmosfera, isto é, ambos Z e R são definidos como diferentes propriedades do tamanho da distribuição do tamanho das gotas em uma amostra de volume. Com base nas medições de tamanho de gota da chuva e sua velocidade terminal, é possível obter relações Z - R via análise de regressão (Battan, 1973).

Apêndice C – Figuras complementares

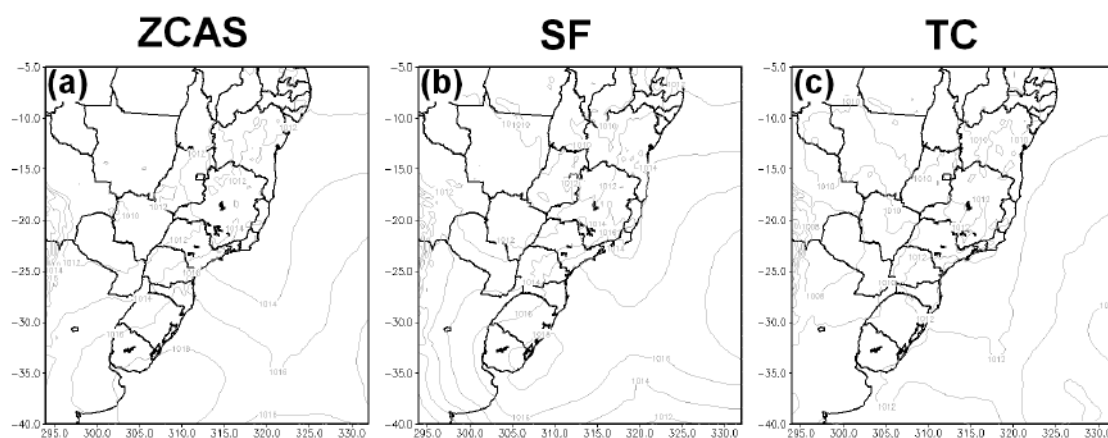


Figura C1 – Campos médios de pressão à superfície do mar para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).

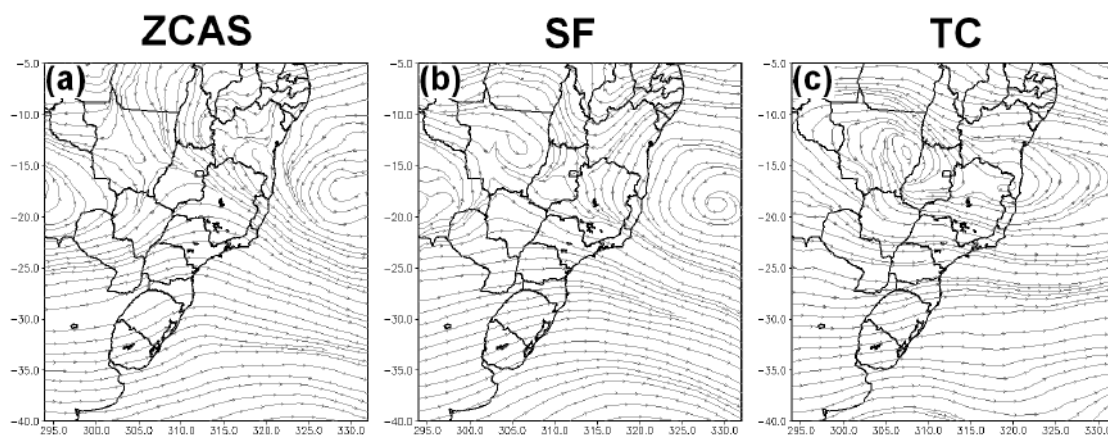


Figura C2 – Campos médios de linhas de corrente em 500 hPa para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).

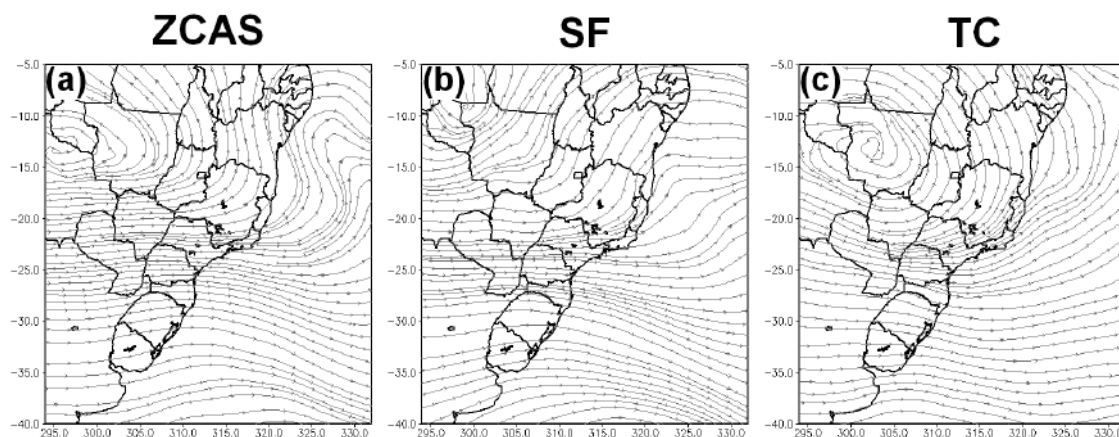


Figura C3 – Campos médios de linhas de corrente em 250 hPa para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).

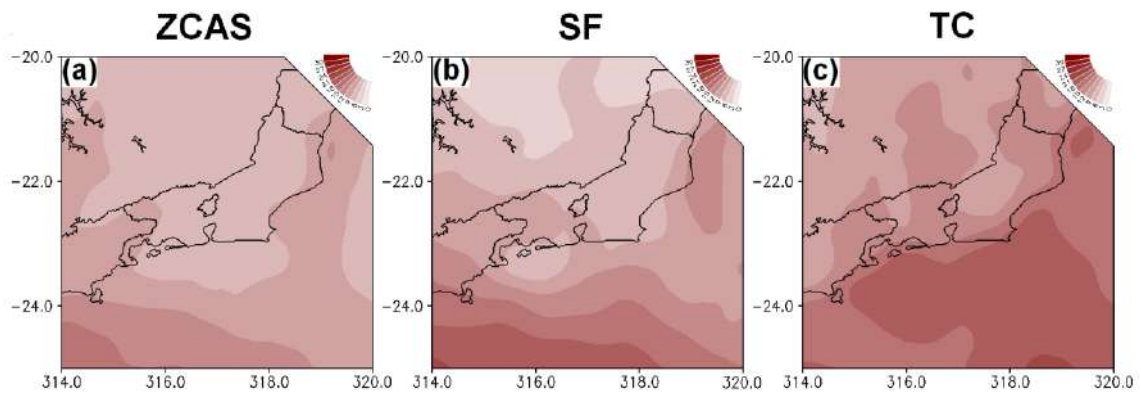


Figura C4 – Campos médios do cisalhamento vertical do vento para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).

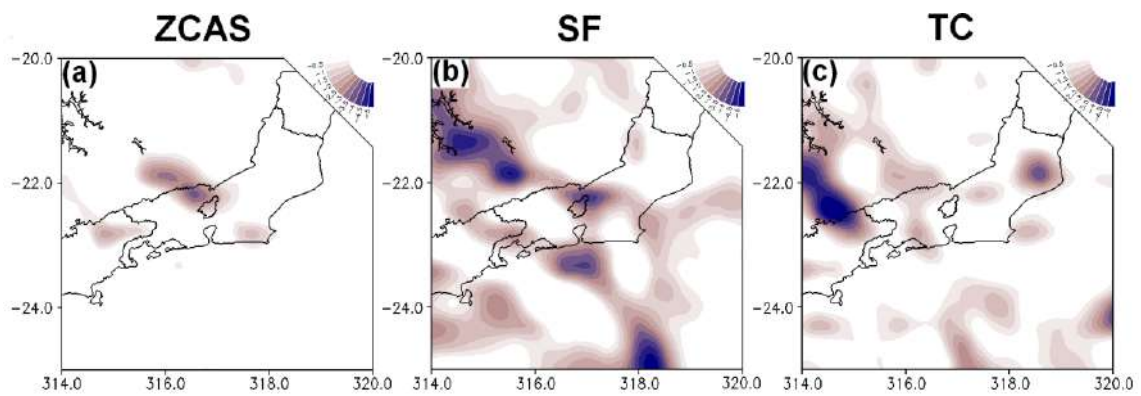


Figura C5 – Campos médios da vorticidade em 500 hPa para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).

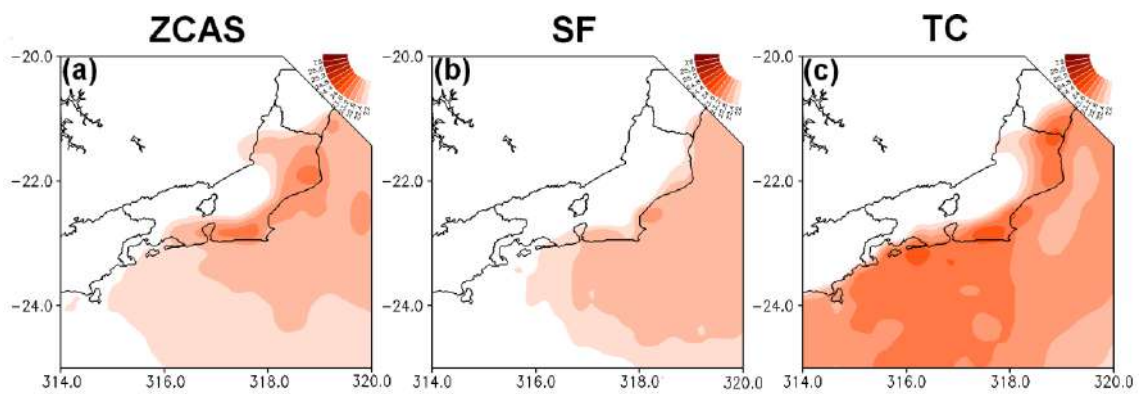


Figura C6 – Campos médios da temperatura do ponto de orvalho a 2 m para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).

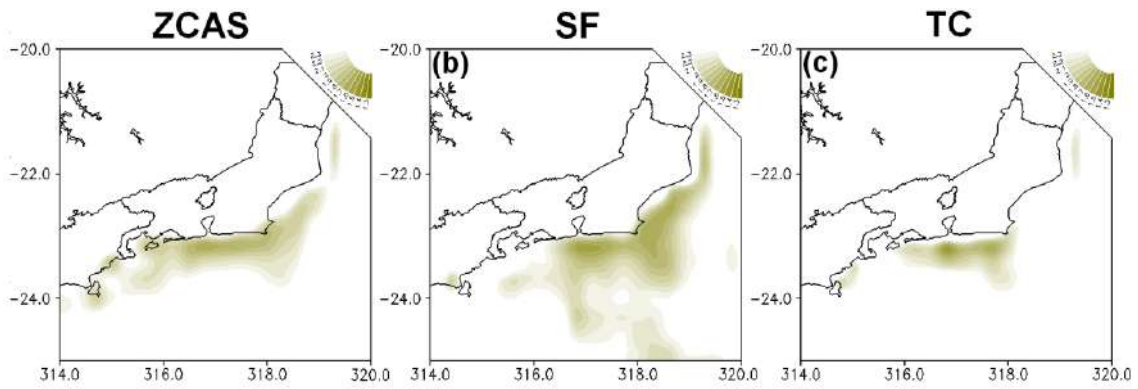


Figura C7 – Campos médios da temperatura da depressão do ar a 2m para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).

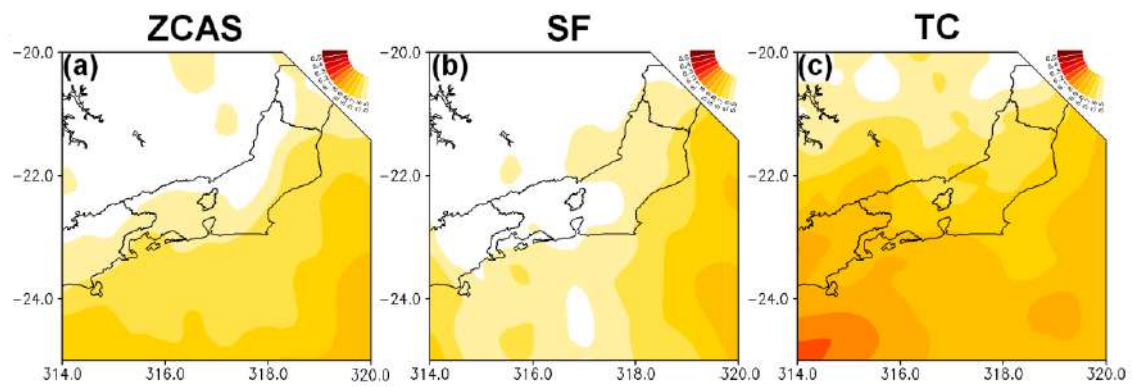


Figura C8 – Campos médios do *lapse-rate* para os eventos de ZCAS (a), SF (b) e TC (c).

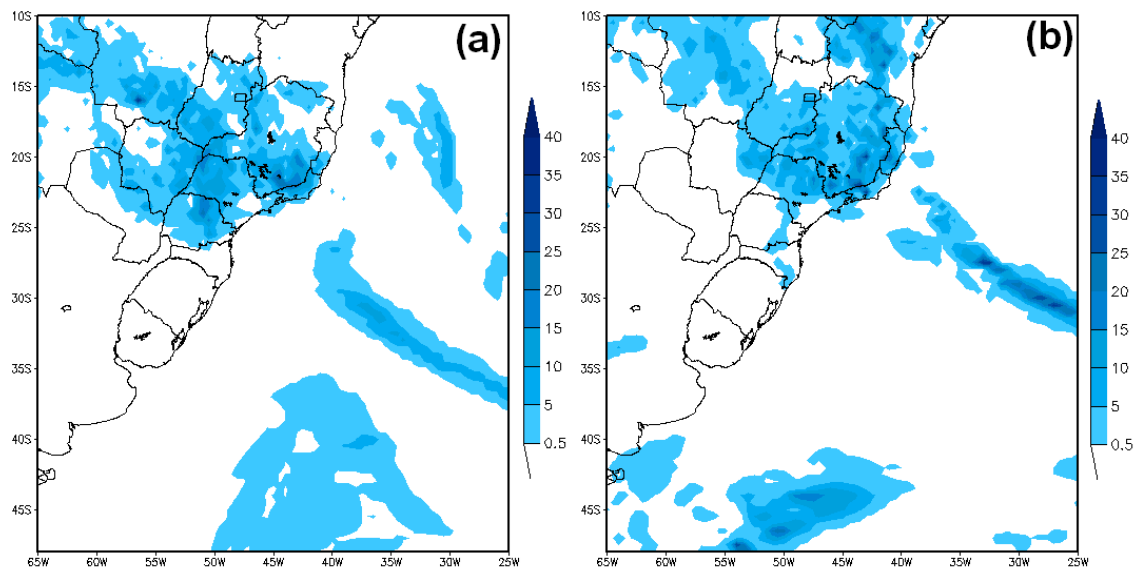


Figura C9 – Previsão de chuva gerada pelo modelo GFS para o dia 29/11/2016 (a) e 12/12/2016 (b).

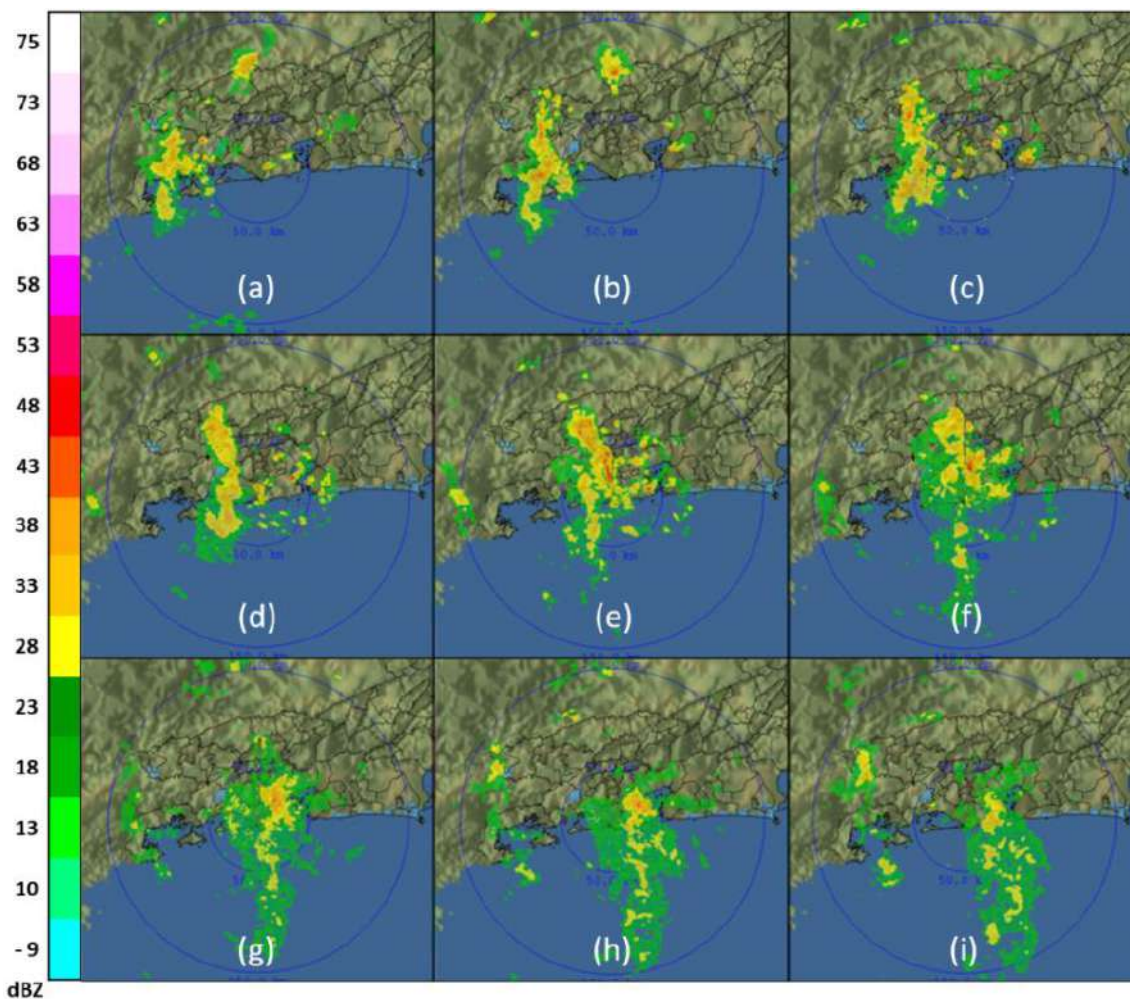


Figura C10 – Imagens do radar de Guaratiba para o evento de chuva às (a) 20 UTC, (b) 20:30 UTC, (c) 21:00 UTC, (d) 21:30 UTC, (e) 22:00 UTC, (f) 22:30 UTC, (g) 23:00 UTC, (h) 23:30 UTC do dia 12/12/2016 e (i) 00: 00 UTC do dia 13/12/2016. (Fonte: INEA).

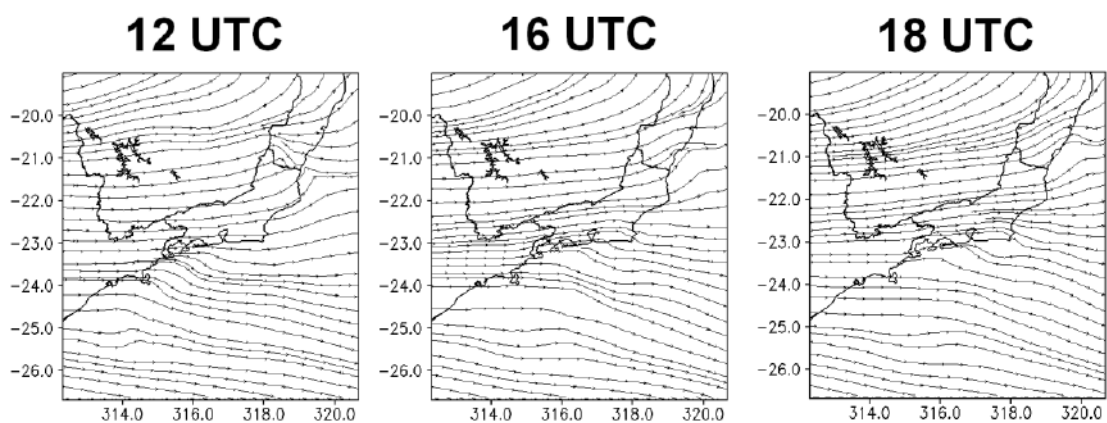


Figura C11 – Escoamento atmosférico em 500 hPa para o dia 29/11/2016 obtidos através das simulações com o modelo WRF.

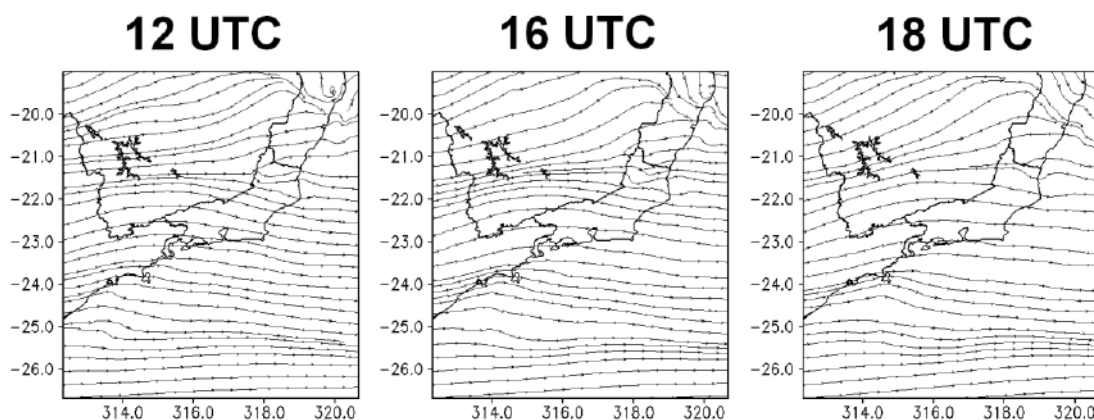


Figura C12 – Escoamento atmosférico em 250 hPa para o dia 29/11/2016 obtidos através das simulações com o modelo WRF.

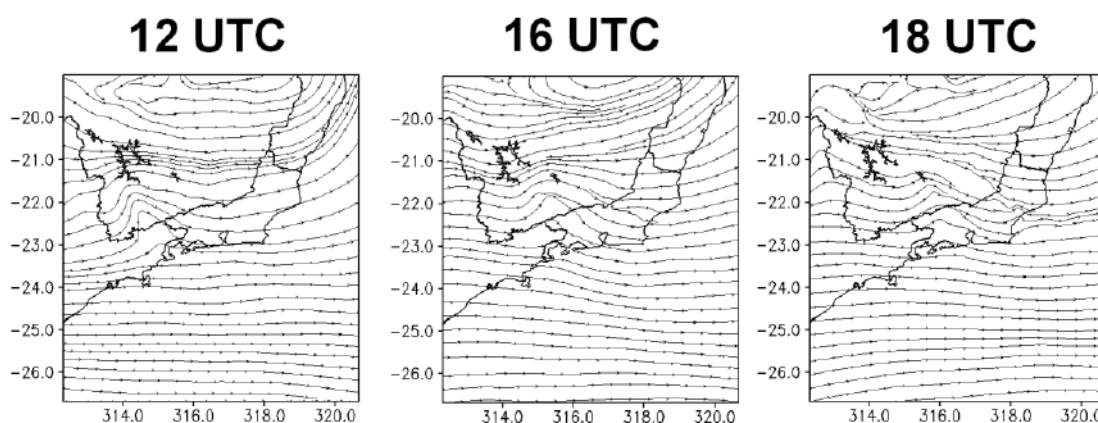


Figura C13 – Escoamento atmosférico em 500 hPa para o dia 12/12/2016 obtidos através das simulações com o modelo WRF.

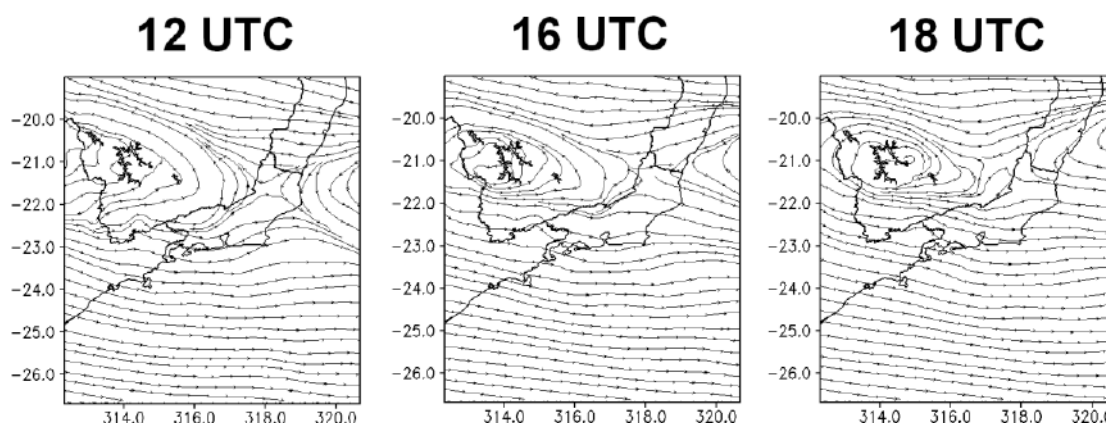


Figura C14 – Escoamento atmosférico em 250 hPa para o dia 12/12/2016 obtidos através das simulações com o modelo WRF.

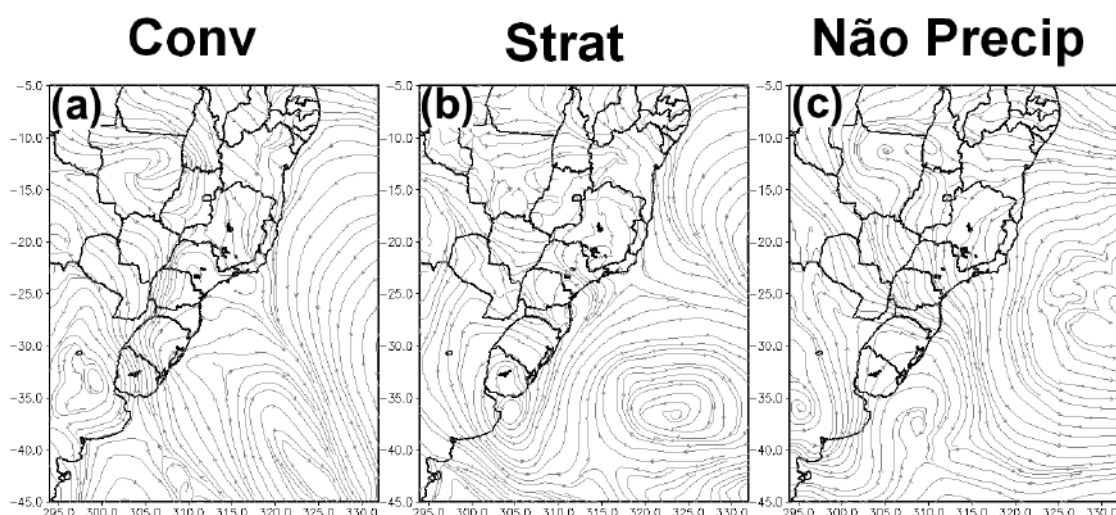


Figura C15 – Escoamento atmosférico em 850 hPa às 15 UTC para o dia 22/02/2018 (a), 08/03/2018 (b) e 15/03/2018 (c) obtidos através do modelo WRF.

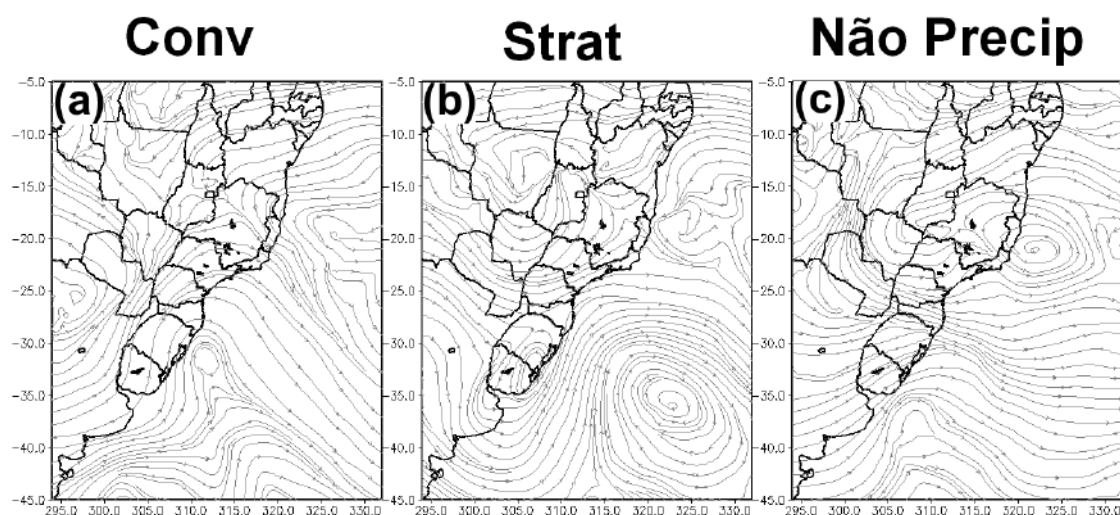


Figura C16 – Escoamento atmosférico em 850 hPa às 17 UTC para o dia 22/02/2018 (a), 08/03/2018 (b) e 15/03/2018 (c) obtidos através do modelo WRF.

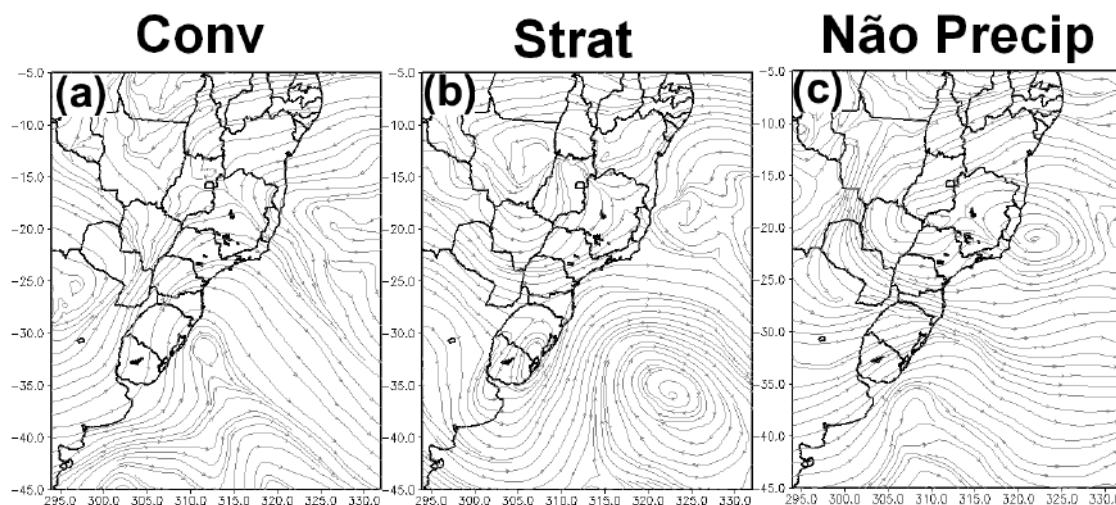


Figura C17 – Escoamento atmosférico em 500 hPa às 15 UTC para o dia 22/02/2018 (a), 08/03/2018 (b) e 15/03/2018 (c) obtidos através do modelo WRF.

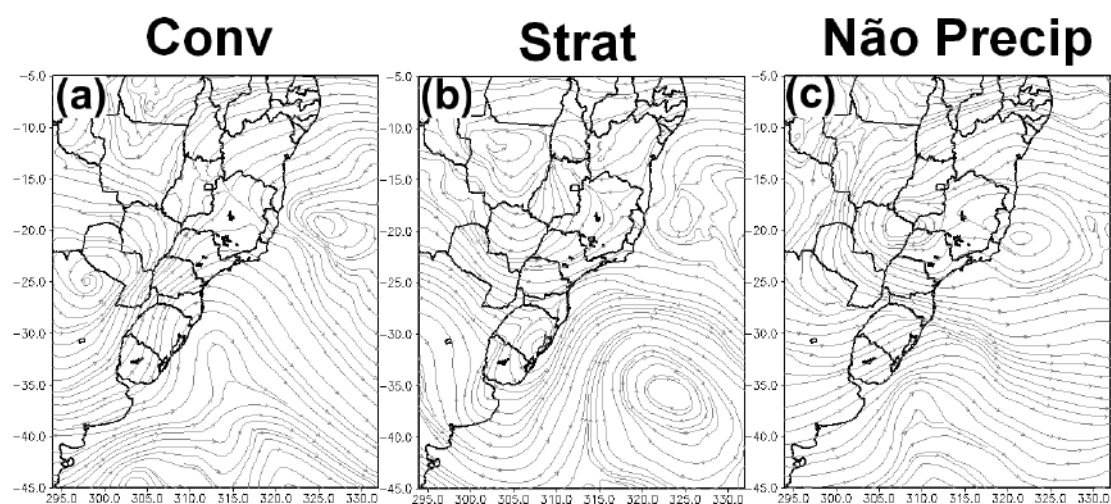


Figura C18 – Escoamento atmosférico em 500 hPa às 17 UTC para o dia 22/02/2018 (a), 08/03/2018 (b) e 15/03/2018 (c) obtidos através do modelo WRF.

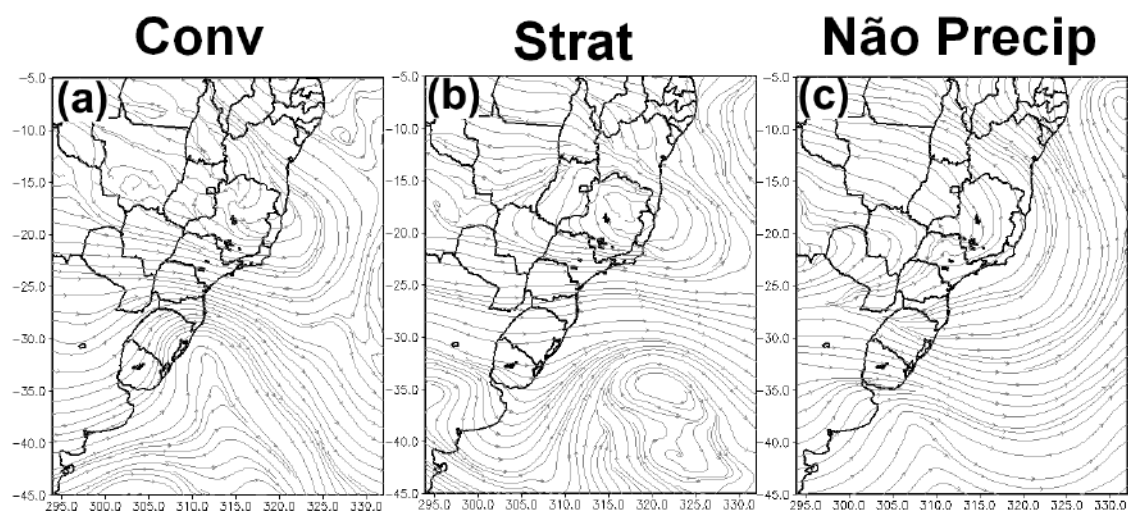


Figura C19 – Escoamento atmosférico em 250 hPa às 15 UTC para o dia 22/02/2018 (a), 08/03/2018 (b) e 15/03/2018 (c) obtidos através do modelo WRF.

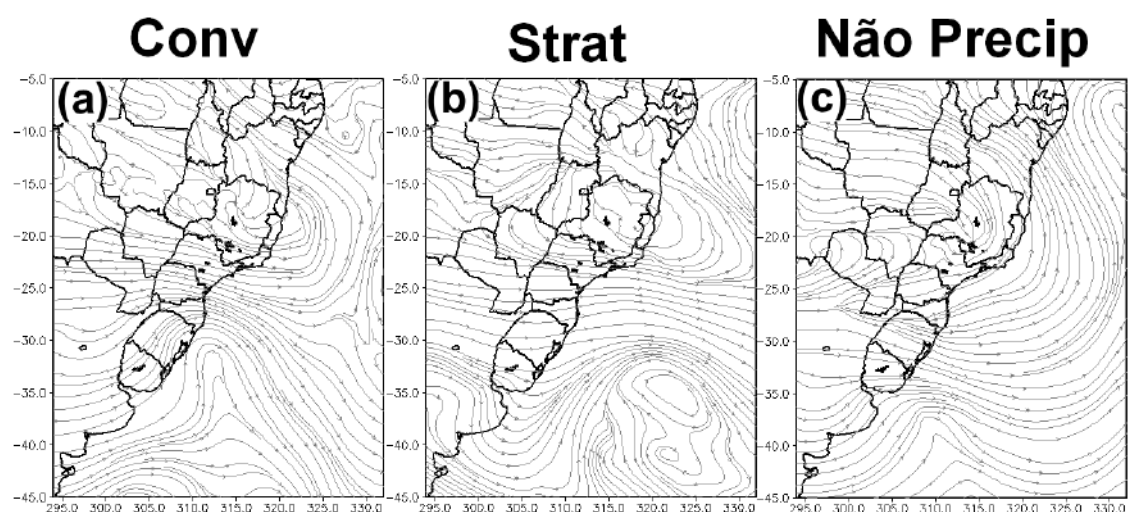


Figura C20 – Escoamento atmosférico em 250 hPa às 17 UTC para o dia 22/02/2018 (a), 08/03/2018 (b) e 15/03/2018 (c) obtidos através do modelo WRF.

Apêndice D – Artigos publicados

Meteorology and Atmospheric Physics
<https://doi.org/10.1007/s00703-017-0570-5>

ORIGINAL PAPER



Evaluation of atmospheric thermodynamics and dynamics during heavy-rainfall and no-rainfall events in the metropolitan area of Rio de Janeiro, Brazil

Fabricio Polifke da Silva^{1,4} · Otto Corrêa Rotunno Filho¹ · Rafael João Sampaio^{1,4} · Ian Cunha D'amato Viana Dragaud¹ · Afonso Augusto Magalhães de Araújo² · Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva³ · Gisele Dornelles Pires⁴

Received: 5 July 2017 / Accepted: 27 November 2017
© Springer-Verlag GmbH Austria, part of Springer Nature 2017

Abstract

Local prediction of thunderstorms is one of the most challenging tasks in weather forecasting due to their high spatiotemporal variability. An improved understanding of such meteorological phenomena, therefore, requires high-frequency measurements along the vertical profile of the atmosphere of interest. In this context, the evaluation of thermodynamic and dynamic parameters obtained from radiosondes to identify atmospheric conditions favorable to thunderstorm and heavy-rainfall development emerges as a valuable tool for investigations of thunderstorms. In this context, four radiosondes were launched to collect a data set for the area of interest at the sub-daily scale (12 UTC, 16 UTC, 18 UTC, and 00 UTC). The collection period encompassed two dates—November 29 and December 12, 2016—chosen specifically due to the existence of heavy-rainfall warnings in the forecast for the Metropolitan Area of Rio de Janeiro, Brazil (“MARJ”) for those days. However, heavy rainfall was registered only for December 12 and not for November 29 (which led us to explore this contrast with the announced rainfall forecasts). Sub-daily radiosonde data showed a clear decrease in atmospheric instability in the early afternoon on November 29. On the other hand, an opposite scenario occurred on December 12, which saw an expressive increase in thermodynamic instability during the day. The meteorological modeling approach used also revealed that the vertical coupling of low-level moisture flux convergence centers and upper-level mass flux divergence centers worked as a dynamic trigger for the thunderstorm and heavy-rainfall developments that took place on December 12, 2016.

Responsible Editor: M. Kaplan.

Electronic supplementary material The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s00703-017-0570-5>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Fabricio Polifke da Silva
fabricio@coc.ufrj.br
Otto Corrêa Rotunno Filho
otto@coc.ufrj.br
Rafael João Sampaio
joaosampaio@ufrj.br
Ian Cunha D'amato Viana Dragaud
iandragaud@lamma.ufrj.br
Afonso Augusto Magalhães de Araújo
afonsoaraujo@poli.ufrj.br
Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva
justi.meteoro@gmail.com
Gisele Dornelles Pires
unigengenharia@gmail.com

¹ Civil Engineering Program, Alberto Luiz Coimbra Institute for Postgraduate Studies and Research in Engineering, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ 21945-970, Brazil

² Department of Water Resources and Environment, Polytechnical School, Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ, Av. Athos da Silveira Ramos, CT, Cidade Universitária, Rio de Janeiro, RJ 21941-590, Brazil

³ Meteorology Laboratory, Science and Technology Center, Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Avenida Brenand, s.n., Imboassica, Macaé, RJ 27925-535, Brazil

⁴ School of Sciences, Universidade Iguaçu, Av. Atilio Augusto Távora, 2134-Jardim Nova Era, Nova Iguaçu, RJ 26275-580, Brazil

Published online: 13 December 2017

Springer

Figura D21 – Artigo “Evaluation of atmospheric thermodynamics and dynamics during heavy-rainfall and no-rainfall events in the metropolitan area of Rio de Janeiro, Brazil”.



Synoptic thermodynamic and dynamic patterns associated with Quitandinha River flooding events in Petropolis, Rio de Janeiro (Brazil)

Fabrizio Polifke da Silva^{1,3} · Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva² · Otto Corrêa Rotunno Filho¹ · Gisele Dornelles Pires³ · Rafael João Sampaio^{1,3} · Afonso Augusto Magalhães de Araújo⁴

Received: 5 February 2018 / Accepted: 2 May 2018
© Springer-Verlag GmbH Austria, part of Springer Nature 2018

Abstract

Natural disasters are the result of extreme or intense natural phenomena that cause severe impacts on society. These impacts can be mitigated through preventive measures that can be aided by better knowledge of extreme phenomena and monitoring of forecasting and alert systems. The city of Petropolis (in a mountainous region of the state of Rio de Janeiro, Brazil) is prone to heavy rain events, often leading to River overflows, landslides, and loss of life. In that context, this work endeavored to characterize the thermodynamic and dynamic synoptic patterns that trigger heavy rainfall episodes and the corresponding flooding of Quitandinha River. More specifically, we reviewed events from the time period between January 2013 and December 2014 using reanalysis data. We expect that the overall description obtained of synoptic patterns should provide adequate qualitative aid to the decision-making processes involved in operational forecasting procedures. We noticed that flooding events were related to the presence of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), frontal systems (FS), and convective storms (CS). These systems showed a similar behavior on high-frequency wind components, notably with respect to northwest winds before precipitation and to a strong southwest wind component during rainfall events. Clustering analyses indicated that the main component for precipitation formation with regard to CS systems comes from daytime heating, with the dynamic component presenting greater efficiency for the FS configurations. The SACZ events were influenced by moisture availability along the vertical column of the atmosphere and also due to dynamic components of precipitation efficiency and daytime heating, the latter related to the continuous transport of moisture from the Amazon region and South Atlantic Ocean towards Rio de Janeiro state.

1 Introduction

The understanding of meteorological phenomena that originate high-accumulated precipitation and their interactions with local geographies has acquired greater relevance and been studied more frequently by an increasing number of scientists in recent years. Since precipitation is one of the variables that triggers certain natural disasters, knowledge

of the physical mechanisms that favor such events, including their formation and forecasting, is of paramount importance (Teixeira and Satyamurty 2007; Marcelino 2007; Medeiros and Barros 2012). As such, improving forecasts of heavy rain has become a top priority theme to be addressed by the research community dedicated to the development of atmospheric sciences, one that requires a multidisciplinary approach due to its special capacity to modify the characteristics of and influence the behavior of the physical environment with which it interacts (Lemos and Calbete 1996).

In South America, this exchange takes place between tropical convection and frontal systems, mainly when the latter are in the 20°S–35°S latitude range. Frontal systems connected to extratropical cyclones move to the northeast in the South America continent. Such configuration almost always tends to be formed and intensified in the central eastern part of South America. This region is recognized as strongly frontogenetic, i.e., it presents atmospheric

Responsible Editor: M. Kaplan.

Electronic supplementary material The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s00703-018-0609-2>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Fabrizio Polifke da Silva
fabrizio@coc.ufrj.br

Extended author information available on the last page of the article.

Published online: 19 May 2018

Springer

Figura D22 – Artigo “Synoptic thermodynamic and dynamic patterns associated with Quitandinha River flooding events in Petropolis, Rio de Janeiro (Brazil)”.