



UFRJ



IGEO

Instituto de Geociências



**Departamento de
METEOROLOGIA**

Universidade Federal do Rio de Janeiro

Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ

Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza

Instituto de Geociências

ESTUDO DE CASO DE CHUVA INTENSA NA CIDADE DO RIO DE JANEIRO ASSOCIADA A AMPLIFICAÇÃO DE UM CAVADO EM NÍVEIS MÉDIOS E ALTOS POR INTRUSÃO DE AR ESTRATOSFÉRICO

Uziel de Oliveira Coelho

Orientadores: Dr. Fabricio Polifke da Silva

e Dr. Wanderson Luiz Silva

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção de grau de Meteorologista.

Rio de Janeiro, RJ

CIP - Catalogação na Publicação

C672e Coelho, Uziel de Oliveira
ESTUDO DE CASO DE CHUVA INTENSA NA CIDADE DO RIO
DE JANEIRO ASSOCIADA A AMPLIFICAÇÃO DE UM CAVADO EM
NÍVEIS MÉDIOS E ALTOS POR INTRUSÃO DE AR
ESTRATOSFÉRICO / Uziel de Oliveira Coelho. -- Rio de
Janeiro, 2024.
102 f.

Orientador: Fabricio Polifke da Silva.
Coorientador: Wanderson Luiz Silva.
Trabalho de conclusão de curso (graduação) -
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto
de Geociências, Bacharel em Meteorologia, 2024.

1. Chuvas Intensas . 2. Cavado. 3. Análise
Sinótica. 4. Intrusão de Ar Estratosférico. I.
Silva, Fabricio Polifke da, orient. II. Silva,
Wanderson Luiz, coorient. III. Título.

Julho, 2024

ESTUDO DE CASO DE CHUVA INTENSA NO RIO DE JANEIRO ASSOCIADA A
AMPLIFICAÇÃO DE UM CAVADO EM NÍVEIS MÉDIOS POR INTRUSÃO DE AR
ESTRATOSFÉRICO

Uziel de Oliveira Coelho

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Meteorologia da
Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à
obtenção de grau de Bacharel em Meteorologia.

Avaliada por:

Prof.º Dr. Fabricio Polifke da Silva - IGEO/UFRJ
(Orientador)

Prof.º Dr. Wanderson Luiz Silva - IGEO/UFRJ
(Coorientador)

Prof.º Dr. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira - IGEO/UFRJ

Prof.º Dr. Edilson Marton - IGEO/UFRJ

Prof.º Dr. Wallace Figueiredo Menezes - IGEO/UFRJ

Rio de Janeiro, RJ

Julho, 2024.

“Donde vem a sabedoria, e onde está o lugar da inteligência?
Deus entende o seu caminho, e ele sabe o seu lugar. Quando deu peso ao vento, e tomou a medida das águas; quando prescreveu leis para a chuva e caminho para o relâmpago dos trovões. Então a viu e relatou; estabeleceu-a, e também a esquadrinhou. E disse ao homem: Eis que o temor do Senhor é a sabedoria, e apartar-se do mal é a inteligência.” (Jó 28: 20, 23, 25-28).

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus, criador do universo completo, complexo e perfeitamente funcional - como dizia o saudoso Prof. Adauto Lourenço - por ter me permitido cursar meteorologia e me auxiliar durante todo o processo até sua conclusão. Agradeço a meus pais Cosme e Maria, por todo apoio, orações e paciência e a meus irmãos pelo incentivo. Agradeço especialmente aos meus orientadores Prof. Dr. Fabricio Polifke da Silva e Prof. Dr. Wanderson Luiz Silva, por abraçarem a ideia, me apoiarem e insistirem, mesmo diante de momentos complicados e desafiantes do trabalho. Agradeço a todos os professores do Departamento de Meteorologia da UFRJ, Wallace Menezes, Edilson Marton, Ana Nunes, Ana Christina e demais docentes pela dedicação ao ensino e esforço que se superou num período em que o mundo exigiu que nos afastássemos uns dos outros. Que Deus abençoe a todos vocês!

RESUMO

Neste estudo analisa-se um evento de chuva intensa no município do Rio de Janeiro que ocorreu nos dias 30 e 31 de dezembro de 2021. Dois picos de chuva foram identificados: o primeiro ocorreu entre 18 UTC do dia 30 e 00 UTC do dia 31 de dezembro, e o segundo na madrugada do dia 31. Os acumulados em 1h durante o primeiro pico foram volumosos e superaram 30 mm em 6 estações e os do segundo oscilaram entre 2,4 e 6,4 mm. Os acumulados em 24h superaram o percentil 99% em 8 estações de um total de 33 estações pluviométricas distribuídas pela cidade. Os resultados da análise sinótica mostraram que este evento estava associado a um cavado em médios níveis (500 hPa) que amplificou-se em resposta a anomalias de vorticidade potencial em altos níveis (200 hPa) devido a uma intrusão de ar estratosférico. A intrusão foi confirmada notando-se concentrações mais altas de ozônio, baixa umidade relativa do ar e temperaturas mais altas coincidindo com a região de anomalia de vorticidade potencial. Estes resultados concordaram com os de Iwabe (2008), que estudou o desenvolvimento de um ciclone em superfície em decorrência de uma intrusão estratosférica. Além disso, havia difluência em 200 hPa sobre a cidade do Rio de Janeiro, um cavado em altos níveis (200 hPa) associado a um jato subtropical pouco intenso e movimento ascendente em médios níveis associado ao cavado em médios e altos níveis. Nos baixos níveis da atmosfera (850 hPa), o escoamento apresentou confluência em uma ampla área incluindo o Rio de Janeiro, com bastante umidade, onde notou-se também um aumento da vorticidade relativa ciclônica à leste do cavado em médios níveis, além de um cavado invertido em superfície próximo aos horários de maior precipitação. Uma análise em escala regional também foi realizada com objetivo de avaliar o ambiente dinâmico e termodinâmico sobre a cidade do Rio de Janeiro. Foram constatadas áreas de divergência em altos níveis (300 hPa) e convergência em baixos níveis (850 hPa). Índices termodinâmicos como K e *Total Totals* apresentaram valores significativos, indicando um ambiente favorável a chuvas torrenciais.

ABSTRACT

This study analyzes a heavy rainfall event in the city of Rio de Janeiro that occurred on December 30 and 31, 2021. Two rainfall peaks were identified: the first occurred between 18 UTC on December 30 and 00 UTC on December 31, and the second in the early hours of the 31st. The 1-h accumulations during the first peak were voluminous and exceeded 30 mm at 6 stations, and those of the second peak ranged between 2.4 and 6.4 mm. The 24-h accumulations exceeded the 99% percentile at 8 stations out of a total of 33 rainfall stations distributed throughout the city. The results of the synoptic analysis showed that this event was associated with a mid-level trough (500 hPa) that amplified in response to potential vorticity anomalies at high levels (200 hPa) due to an intrusion of stratospheric air. The intrusion was confirmed by noting higher ozone concentrations, low relative humidity, and higher temperatures coinciding with the region of potential vorticity anomaly. These results agreed with those of Iwabe (2008), who studied the development of a surface cyclone resulting from a stratospheric intrusion. In addition, there was diffluence at 200 hPa over the city of Rio de Janeiro, an upper-level trough (200 hPa) associated with a weak subtropical jet, and ascending motion at mid-levels associated with the mid- and upper-level trough. At low levels of the atmosphere (850 hPa), the flow confluent over a wide area including Rio de Janeiro, with high humidity, where an increase in cyclonic relative vorticity was also noted to the east of the mid-level trough, in addition to an inverted trough at the surface close to the times of greatest precipitation. A regional-scale analysis was also performed with the aim of evaluating the dynamic and thermodynamic environment over the city of Rio de Janeiro. Areas of divergence at high levels (300 hPa) and convergence at low levels (850 hPa) were observed. Thermodynamic indices such as K and Total Totals showed significant values, indicating an environment favorable to torrential rains.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Contexto do Estudo	1
1.2. Motivação da pesquisa	3
1.3. Objetivo	4
1.3.1. Objetivos específicos	4
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1. Efeitos colaterais das chuvas intensas, ações de prevenção e mitigação de risco	5
2.2. Sistemas meteorológicos que ocasionam chuvas intensas	6
2.2.1. Chuvas na Região Sudeste do Brasil	7
2.2.2. Chuvas intensas no estado do Rio de Janeiro	11
2.2.3. Chuvas intensas na cidade do Rio de Janeiro	15
2.3. Vorticidade potencial e intrusão de ar estratosférico	16
2.4. A avaliação da dinâmica e termodinâmica na formação das tempestades	20
3. METODOLOGIA	24
3.1. Área de estudo	24
3.2. Dados	26
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	32
4.1. Precipitação	32
4.2. Análise sinótica	38
4.2.1. Corrente de jato em 200 hPa, altura geopotencial em 500 hPa e PNMM	38

4.2.2. Intrusão de ar estratosférico	44
4.2.3. Campos de espessura entre 1000-500 hPa, PNMM e umidade em 850 hPa	49
4.2.4. Campos de vorticidade em 500 e 1000 hPa e de advecção de vorticidade em 500 hPa	54
4.2.5. Advecção de temperatura	62
4.3. Análise regional	64
4.3.1. Convergência e movimentos verticais	64
4.3.2. Índices termodinâmicos	66
4.3.3 Umidade	68
4.3.4. Lapse rate e ômega em 300 hPa	70
4.3.5. Anomalia de temperatura da superfície do mar	72
5. CONCLUSÕES	73
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
7. FIGURAS ANEXADAS	84

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 Distribuição espacial dos grupos homogêneos de precipitação (G1, G2, G3, G4, G5 e G6) sobre o Rio de Janeiro no período 1967-2013. Fonte: Brito *et al.*, 2017. 13
- Figura 2.2 (a) Seções transversais longitudinais através do centro de anomalia de VP forçada. O contorno de -1,5 UVP (definição de tropopausa dinâmica para o estudo) é destacado por uma linha magenta espessa. As velocidades meridionais do vento tem intervalos de 4 m/s e são mostradas por contornos na cor cinza. As velocidades positivas (para dentro da página) são representadas por contornos sólidos, enquanto que as velocidades negativas são representadas por contornos tracejados (para fora da página). (b) O efeito da intrusão na pressão na superfície e na vorticidade relativa são mostrados nos painéis da direita. As isóbaras de pressão em um intervalo de contorno de 1 hPa são mostradas por linhas pretas, enquanto a vorticidade relativa é mostrada pelo sombreado. Os painéis nas linhas de 1 a 4 representam diferentes profundidades estratosféricas introduzidas no domínio. As profundidades de anomalia radial dadas ao sistema são 2.500 m (linha 1), 5.000 m (linha 2), 7.500 m (linha 3) e 10.000 m (linha 4). Fonte: Barnes *et al.*, 2022. 19
- Figura 2.3 O mesmo que a Figura 2.2 mas com larguras radiais de anomalias variáveis, de modo que as alturas das intrusões estratosféricas são semelhantes a partir de uma profundidade de tropopausa dinâmica constante de 12.500 m. A intrusão mais fina é criada por uma anomalia com largura radial de 100 km (linha 1), enquanto a intrusão mais larga é criada por uma largura radial de 400 km (linha 3). Fonte: Barnes *et al.*, 2022. 20

Figura 3.1	Bacias do município do Rio de Janeiro. Fonte: Rios do Rio (2020).....	25
Figura 3.2	Mapa das 33 estações do Sistema Alerta Rio e topografia (m). Fonte: Adaptado de Prito <i>et al.</i> (2018).	26
Figura 4.1	Imagens de satélite no canal infravermelho (realçado). Superior à esquerda: 30/12/21 16 UTC, superior à direita: 30/12/21 18 UTC, inferior à esquerda: 30/12/21 20 UTC e inferior à direita: 31/12/21 00 UTC.....	33
Figura 4.2	Precipitação acumulada (mm) em 1h entre 18 UTC do dia 30/12/21 e 08 do dia 31/12/21, das 33 estações pluviométricas do Alerta Rio.	34
Figura 4.4	Precipitação acumulada (mm) em 1 hora de acordo com o produto de dados MERGE para os horários de 18 (UTC) a 23 (UTC).	37
Figura 4.5	Orientação dos vetores Q (setas grossas) para um escoamento confluyente (entrada do jato). As linhas tracejadas são isotermas (na parte de baixo da figura o ar é frio e na parte de cima o ar é quente). Fonte: Adaptado de Holton, 2004.	38
Figura 4.6	Altura geopotencial (m) em 500 hPa (linhas tracejadas em azul), PNMM (hPa, linhas contínuas) e jato em 200 hPa (barra cores, kt). Dia 30/12/21 00 UTC (a) e dia 30/12/21 12 UTC (b). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m e o das isóbaras é de 4 hPa.	40
Figura 4.7	Altura geopotencial (m) em 500 hPa (linhas tracejadas em azul), PNMM (hPa, linhas contínuas) e jato em 200 hPa (barra cores, kt). Dia 30/12/21 18 UTC (c) e dia 31/12/21 00 UTC (d). O	41

intervalo das linhas tracejadas é de 30 m e o das isóbaras é de 4 hPa.

Figura 4.8	Corrente de jato (barra de cores, kt) e linhas de corrente em 200 hPa às 00 UTC (a) e às 18 UTC (b) do dia 30/12/21.	42
Figura 4.9	Anomalia de vorticidade potencial (barra de cores, UVP) e ozônio ($10 \times 10^{-7} \text{ kg/kg}$) em 200 hPa para 30/12/21 às 00 UTC (a) e para 31/12/21 00 UTC (b).	45
Figura 4.10	Anomalia de vorticidade potencial (barra de cores, UVP) e umidade relativa (%) em 200 hPa para 30/12/21 às 00 UTC (a) e para 31/12/21 00 UTC (b).	46
Figura 4.11	Temperatura (barra de cores, K) e vento (kt) em 200 hPa para 30/12/21 às 00 UTC (a) e para 31/12/21 00 UTC (b).	47
Figura 4.12	Cortes verticais do campo de vorticidade potencial (barra de cores, UVP). Corte longitudinal em 055W às 00 UTC do dia 30/12/2021 (esquerda) e 00 UTC do dia 31/12/21 (direita). O contorno de -1.5 UVP (mesmo valor que define a altura da tropopausa no estudo de Barnes <i>et al.</i> , 2022) é destacado por uma linha preta grossa na figura.	48
Figura 4.13	Cortes verticais do campo de vorticidade potencial (barra de cores, UVP). Corte latitudinal em 24S às 00 UTC do dia 30/12/21 (esquerda) e às 00 UTC do dia 31/12/21 (direita). O contorno de -1.5 UVP (mesmo valor que define a altura da tropopausa no estudo de Barnes <i>et al.</i> , 2022) é destacado por uma linha preta grossa na figura.	49
Figura 4.14	Espessura entre 1000-500 hPa (barra de cores, m) e PNMM (hPa) às 00 UTC do dia 30/12/21 (a). O intervalo das isóbaras é de 4 hPa.	50

Figura 4.15	<p>Espessura entre 1000-500 hPa (barra de cores, m) e PNMM (hPa) nos horários 18 UTC do dia 30 (b) e 00 UTC do dia 31 (c). O intervalo das isóbaras é de 4 hPa.</p>	51
Figura 4.16	<p>Umidade específica (barra de cores, g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa nos horários 00 (a) e 18 UTC (b) do dia 30/12/21. ...</p>	53
Figura 4.17	<p>Umidade específica (barra de cores, g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa às 00 UTC do dia 31/12/21 (c).</p>	54
Figura 4.18	<p>Campos no nível de 500 hPa de vorticidade relativa negativa (barra de cores, 10^{-5}/s) e altura geopotencial (m). Dia 30/12/21 às 00 UTC (a) e às 18 UTC (b). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.</p>	56
Figura 4.19	<p>Campos no nível de 500 hPa de vorticidade relativa negativa (barra de cores, 10^{-5}/s) e altura geopotencial (m). Dia 31/12/21 às 00 UTC (c). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.</p>	57
Figura 4.20	<p>Advecção de vorticidade relativa negativa (barra de cores, 10^{-7}/s e 10^{-2}) e altura geopotencial (m) em 500 hPa. Para o dia 30/12/21 às 00 UTC (a). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.</p>	58
Figura 4.21	<p>Advecção de vorticidade relativa negativa (barra de cores, 10^{-7}/s e 10^{-2}) e altura geopotencial (m) em 500 hPa. Dias 30/12/21 às 18 UTC (b) e 31/12/21 às 00 UTC (c). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.</p>	59
Figura 4.22	<p>Vorticidade relativa negativa (barra de cores, 10^{-5}/s) em 1000 hPa e PNMM (hPa). Dia 30/12/21 às 00 UTC (a) e às 18 UTC (b). O intervalo das isóbaras é de 4hPa.</p>	61

Figura 4.23	Vorticidade relativa negativa (barra de cores, $10 \text{ e-}5/\text{s}$) em 1000 hPa e PNMM (hPa). Dia 31/12/21 às 00 UTC (c). O intervalo das isóbaras é de 4hPa.	62
Figura 4.24	Advecção de temperatura em 850 hPa (barra de cores, $10\text{e-}3 \text{ }^\circ\text{C/s}$) e PNMM (hPa). Dia 30/12/21 18 UTC (a) e do dia 31/12/21 00 UTC (b). O intervalo das isóbaras é de 4 hPa.	63
Figura 4.25	Convergência (barra de cores, $10 \text{ e-}4/\text{s}$) em 850 hPa e altura geopotencial em 500 hPa (primeira linha); movimento vertical (ω , Pa/s) em 500 hPa (segunda linha); divergência (barra de cores, $10\text{e-}4/\text{s}$) em 300 hPa e altura geopotencial em 500 hPa (última linha). Da esquerda para direita cada figura corresponde à 16, 18 e 20 UTC, respectivamente. O intervalo das linhas tracejadas é de 15 m.	65
Figura 4.26	Índice K ($^\circ\text{C}$, primeira linha); Índice <i>Total Totals</i> ($^\circ\text{C}$) com destaque para o valor de 45°C (segunda linha); e CAPE (J/kg, última linha). Da esquerda para direita cada figura corresponde à 16, 18 e 20 UTC, respectivamente.	67
Figura 4.27	Umidade específica (barra de cores, g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa (primeira linha); temperatura ($^\circ\text{C}$, isolinhas em verde com intervalo de $0,5^\circ\text{C}$), umidade relativa (barra de cores, %) e linhas de corrente em 500 hPa (segunda linha); e água precipitável (barra de cores, kg/m^2) e CAPE (J/kg, linha preta com intervalo de 300 J/kg) (última linha). Da esquerda para direita cada figura corresponde à 16, 18 e 20 UTC, respectivamente.	69
Figura 4.28	Lapse rate ($^\circ\text{C/km}$) entre 700 e 800 hPa (primeira linha); lapse rate ($^\circ\text{C/km}$) entre 500 e 700 hPa (segunda linha) e movimento vertical (ω , Pa/s) (última linha). Da esquerda para direita cada figura corresponde à 16, 18 e 20 UTC, respectivamente. ...	71

Figura 4.29	Anomalia de TSM ($^{\circ}\text{C}$) no dia 30 de dezembro de 2021, do período base 1991-2020.	72
Figura A7.1	Imagem de satélite no canal infravermelho das 03 UTC do dia 31/12/21. Topos de nuvens frios de -40 a -50°C sobre o município do Rio de Janeiro referente ao segundo pico de precipitação.	84
Figura A7.2	Figura A7.2: Aspectos globais das trocas estratosfera-troposfera de Holton et al. (1995), com novos conceitos sobrepostos. A posição média da tropopausa é mostrada pela linha preta grossa, com regiões sombreadas e cada uma delas representando a região da tropopausa. A região azul é o “mundo superior” no qual isentrópicos (superfície isentrópica acima de 380 K) ficam inteiramente na estratosfera, a região amarela é a estratosfera mais baixa, onde as superfícies isentrópicas cruzam a tropopausa, a região rosa é a troposfera livre, e a região marrom é camada limite atmosférica. As setas largas mostram o transporte pela circulação em escala global. As trajetórias verdes ilustram os novos conceitos. As saliências rosa e amarela próximas à correia transportadora quente e a intrusão estratosférica profunda indicam forte perturbação da tropopausa em relação a sua posição média (linha tracejada). Observe que a pressão não está em escala. Fonte: Stohl et al., 2003.	85
Figura A7.3	Umidade específica (barra de cores, g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa. Às 06 UTC (esquerda) e às 12 UTC (direita) do dia 30/12/21.	85
Figura A7.4	Convergência (barra de cores, $10^{-4}/\text{s}$) em 850 hPa e altura geopotencial em 500 hPa às 12 UTC do dia 30/12/21. O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.	86

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ACP	Análise de Componentes Principais
CAPE	Convective Available Potential Energy
Cb's	Cumulonimbus
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
ECMWF	European Centre for Medium Range Weather Forecasts
EUA	Estados Unidos da América
GrADS	Grid Analysis and Display System
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LR	Lapse Rate
NCL	Nível de Convecção Livre
NE	Nível de Equilíbrio
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
SCMs	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SMAS	Sistema de Monções da América do Sul
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TT	Total Totals
UTC	Coordenada de Tempo Universal, com referência ao Meridiano de Greenwich (Inglaterra), que corresponde a 3 horas a mais em relação ao horário de Brasília.
UVP	Unidade de Vorticidade Potencial

ZCAS

Zona de Convergência da Atlântico do Sul

1. INTRODUÇÃO

1.1. Contexto do Estudo

Eventos de precipitação intensa podem ocasionar inúmeros danos à sociedade, especialmente em cidades com alta densidade populacional. Apesar do Brasil ser um país de grande extensão, a maioria da população (41,80%) reside na Região Sudeste, de acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Cidades dessa região como São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte são vistas constantemente nos noticiários de cobertura das chuvas, como cidades vítimas de desastres naturais. Isto ocorre porque esta região apresenta aspectos fisiográficos que as tornam vulneráveis, como por exemplo, serras e rios juntos às cidades e altos volumes de chuva. Combinadas estas características, muitos pontos dessas cidades são classificados como áreas de risco pela Defesa Civil.

Em abril de 2019 o município do Rio de Janeiro foi surpreendido por um volume extremo de chuva que paralisou a cidade. Os acumulados em 24h foram os maiores em 22 anos, chegando a 343,4 mm na estação da Rocinha. Além dos transtornos e perdas materiais, este episódio extremo deixou 10 mortos (G1.GLOBO.COM, 2019). Recentemente, em fevereiro de 2023, um evento de chuva intensa fez a cidade do Rio de Janeiro entrar em estágio de alerta (quando uma ou mais ocorrências graves impactam a cidade ou há incidência simultânea de diversos problemas de médio e alto impacto em diferentes regiões). Foram registrados alagamentos em diversas ruas, que levou a paralisação da circulação de ônibus, trens e dos veículos leves sobre trilhos, além de um congestionamento 133% maior para o horário (NOTICIAS.UOL.COM.BR, 2023).

Localizado na Região Sudeste do Brasil, o município do Rio de Janeiro é afetado pelos principais sistemas meteorológicos que atuam no Brasil, que são as frentes frias e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A frente fria é o ramo frio do sistema frontal, e está associada a mudanças de temperatura na superfície ao trazer ar frio. O ar frio avança sob o ar quente e úmido forçando-o a se elevar, formando as nuvens que podem dar origem à precipitação intensa. As passagens de frentes frias ocorrem em todas as estações do ano e com maior frequência no inverno (CARDOZO *et al.*, 2015). A ZCAS caracteriza-se por uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste que se estende

da Amazônia ao Sudeste podendo alcançar o sudeste do oceano Atlântico Subtropical (CAVALCANTI *et al.*, 2009 p. 95). Diferente das frentes frias, os episódios de ZCAS ocorrem de outubro a abril, sendo o mês de dezembro o de maior frequência (SILVA *et al.*, 2019). Compósitos de casos de chuvas intensas, mostram que os padrões mais recorrentes apresentam fluxos oriundos do Atlântico que juntamente com o escoamento da região amazônica confluem em direção ao Sudeste em superfície e em altitude destacam-se áreas com divergência sobre o Sudeste e movimentos verticais ascendentes (TEIXEIRA, 2010). Os compósitos relacionados com frentes frias geralmente apresentam confluência em baixos níveis, advecção de vorticidade relativa negativa em 500 hPa e em uma ampla área que abrange estados da Região Sul e o território argentino, advecção de ar frio em 850 hPa (TEIXEIRA, 2010).

Estes dois sistemas são os grandes responsáveis por eventos de precipitação intensa na cidade (DERECZYNSKI *et al.*, 2009; LIMA *et al.*, 2010; ANDRADE e CAVALCANTI, 2018). No entanto, há outras situações meteorológicas capazes de desencadear precipitação intensa e afetar a população, por exemplo, os cavados, mesmo não sendo tão frequentes quanto os citados anteriormente. O cavado é uma região da atmosfera em que a pressão (ou altura geopotencial) é baixa, relativa às regiões circunvizinhas do mesmo nível. Cavados em níveis médios, estão frequentemente associados ao desenvolvimento de ciclones em superfície (PETTERSEN, 1955; GRAY, 1968; GOZZO *et al.*, 2014), podendo ser precursor desses sistemas.

O aprofundamento de um cavado em níveis médios pode estar associado, entre outros mecanismos, a uma intrusão de ar estratosférico para a troposfera, que gera anomalias ciclônicas de vorticidade potencial. Estas anomalias induzem circulações ciclônicas nos médios níveis e também em superfície e são frequentemente associadas ao desenvolvimento de ciclones em superfície (HOSKINS *et al.*, 1985). O transporte da estratosfera para troposfera, climatologicamente possui fluxos de massa maiores em latitudes médias no hemisfério sul na altura da tropopausa. No entanto, conforme o fluxo desce em direção ao equador, alcançam maior profundidade (níveis médios (500 hPa) até níveis baixos (800 hPa)) em latitudes subtropicais ~30°S (SKERLAK *et al.*, 2014). Isto é importante porque as influências da intrusão de ar estratosférico podem alcançar latitudes mais baixas como as da Região Sudeste do Brasil.

1.2. Motivação da Pesquisa

Geograficamente, a proximidade com o mar e a orografia da região, são fatores que contribuem com a organização de sistemas precipitantes no estado do Rio de Janeiro (BRITO *et al.*, 2017). O Oceano Atlântico contribui como fonte de umidade diretamente, como em casos de chuvas associadas a brisa marítima durante o verão, e a orografia contribui como um mecanismo de levantamento ou uma barreira que leva a chuvas orográficas (DERECZYNSKI *et al.*, 2009). No sopé das montanhas encontram-se áreas densamente povoadas, muitas vezes com construções inadequadas que estão vulneráveis a eventos desencadeados por chuvas, como, por exemplo, deslizamentos de terra. Além disso, na estação de verão a termodinâmica assume o papel principal no desenvolvimento de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) que, embebidos em um ambiente sinótico favorável, podem gerar precipitação intensa.

Dadas estas características, é um desafio prever alguns eventos na cidade. Portanto, existe a necessidade de conhecer melhor as características associadas a tais sistemas e as técnicas de previsão a fim de alertar a população e mitigar os riscos de desastres naturais. De fato, há um esforço voltado para a utilização de modelos meteorológicos com melhores resoluções, entretanto, é um desafio implementar, visto que é necessário uma grande quantidade de dados, supercomputadores para o processamento em tempo suficiente e profissionais para acompanhar e fazer a previsão de curtíssimo prazo (*nowcasting*, em inglês).

No dia 30 de dezembro de 2021, um episódio de chuva alagou várias ruas e provocou diversos transtornos à população carioca. De acordo com reportagem do portal g1.globo.com (2021), sirenes de alerta em comunidades foram acionadas em virtude dos acumulados pluviométricos. No total foram acionadas 36 sirenes em 21 comunidades e contabilizados 49 bolsões d'água. Este evento é interessante pois não esteve associado à passagem de uma frente fria e nem a um episódio de ZCAS, que são os principais sistemas geradores de chuvas intensas, e sim a um cavado invertido em superfície com suporte de um cavado em médios níveis.

1.3. Objetivo

O objetivo geral deste estudo é analisar as condições meteorológicas relacionadas ao caso de 30 de dezembro de 2021 na cidade do Rio de Janeiro, caracterizando o ambiente dinâmico e termodinâmico do sistema.

1.3.1. Objetivos específicos

1. Descrever o ambiente em escala sinótica associado a chuva.
2. Mostrar as contribuições da dinâmica em altos níveis favorecendo a amplificação do cavado em médios níveis.
3. Descrever o ambiente em escala regional e seus aspectos termodinâmicos.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Efeitos colaterais das chuvas intensas, ações de prevenção e mitigação de risco

De acordo com a classificação e Codificação Brasileira de Desastres - COBRADE (2012), chuvas intensas (item 1.3.2.1.4) são aquelas que ocorrem acumulados significativos, causando múltiplos desastres (ex.: inundações, movimentos de massa, enxurradas, etc). O volume acumulado de chuva classificada como intensa, pode variar de uma região para outra, de modo que cada região tem seu próprio limiar condicionado ao regime de chuvas e a infraestrutura (urbana, no caso das cidades) desenvolvida.

De acordo com Marcelino (2008), mais de 80% dos desastres que ocorrem no Brasil estão associados às instabilidades atmosféricas severas, que são responsáveis pelo desenvolvimento de nuvens geradoras de precipitação intensa. O estudo ainda mostra que, quanto à distribuição espacial dos desastres no Brasil, a maioria (40%) ocorre na Região Sudeste. Os desastres naturais, de forma geral, podem ocorrer não somente porque determinada região está suscetível aos mesmos, devido às suas características geoambientais, mas também à vulnerabilidade do sistema social sob impacto dos desastres (ALCÁNTARA-AYALA, 2002 *apud* KOBİYAMA *et al.*, 2006).

Diante destes fatos, são necessárias ações de preparação, prevenção e mitigação de risco. De acordo com Kobiyama *et al.* (2004), para o caso em que já exista atividades humanas já implantadas em áreas sujeitas a desastres, a criação de um sistema de alerta para estas áreas pode auxiliar na redução de danos e prejuízos. Portanto, um sistema de alerta com meteorologistas operacionais pode monitorar em tempo real a aproximação ou desenvolvimento de um sistema meteorológico e disparar alertas à população e aos tomadores de decisão para que estes tomem ações em prol da população, com objetivo de minimizar as perdas. Em uma esfera mais abrangente do campo de ações, políticas públicas devem ser tomadas, como por exemplo, adoção de medidas estruturais para contenção de cheias: criação de barragens, alargamentos de rios, etc... ou políticas não estruturais com ações de planejamento e gerenciamento, como por exemplo, o zoneamento de áreas (KOBİYAMA *et al.*, 2004).

Nesse contexto, chuvas intensas representam um perigo que pode ter seu risco agravado ou mitigado por ações humanas e, por características geoambientais de determinada região. O município do Rio de Janeiro, que pertence ao estado de mesmo nome e à Região Sudeste, apresenta como características geoambientais, a presença de relevo elevado e íngreme em certos locais e rios passíveis de transbordamento, e também vulnerabilidade social, dada pela ocupação irregular de áreas de risco. Em boa parte destas áreas as construções são rudimentares e realizadas por pessoas sem o devido conhecimento técnico, o que aumenta o risco de perdas materiais e de vidas humanas.

Em um levantamento do histórico de chuvas extremas no Rio de Janeiro, verificou-se que informações de cunho meteorológico passaram a ser divulgadas em colunas de jornais por volta de 1890 e, apenas em 1917, previsões do tempo passaram a ser difundidas. Entretanto, as informações divulgadas em todo o período analisado pelos autores (entre 1881 e 1996) não eram suficientes para alertar a população nos casos de chuvas intensas. Além disso, explicações razoáveis sobre as causas meteorológicas dos fenômenos só passaram a ser divulgadas para a população a partir da década de 1990 (DERECZYNSKI *et al.*, 2017).

Dentro desse panorama, foi criado em 1996 o Alerta Rio, um sistema de alerta de chuvas intensas e de deslizamentos de encostas, que conta com meteorologistas operacionais para emitir boletins de alerta à população e órgãos da Prefeitura (como Defesa Civil, Rio-Águas e outros). Este sistema monitora as condições de tempo atualmente, com auxílio de uma rede telemétrica de 33 estações espalhadas pelo município, radar meteorológico e outras ferramentas. Apesar do sistema emitir alertas, muitos dos problemas relacionados às chuvas intensas não podem ser evitados, porque alguns fenômenos meteorológicos ainda não são bem previstos em uma região com interações tão complexas como a do Rio de Janeiro. Isso eleva a importância de estudos para esta região que contribuem para o aperfeiçoamento dos profissionais da área de meteorologia, tanto previsores quanto desenvolvedores de modelos de previsão numérica de tempo.

2.2. Sistemas meteorológicos que ocasionam chuvas intensas

Estudos anteriores abordaram o problema de chuvas volumosas para diferentes extensões em área que engloba a região de estudo (DERECZYNSKI *et*

al., 2009; LIMA *et al.*, 2010; BRITO *et al.*, 2017; PRISTO *et al.*, 2018). Como o evento em estudo tem interações de escala sinótica e mesoescala, procurou-se encontrar relações em estudos anteriores que se mostraram estar associadas a chuvas volumosas desde a Região Sudeste (macro região) até a cidade do Rio de Janeiro (microrregião).

2.2.1. Chuvas intensas na Região Sudeste do Brasil

A Região Sudeste do Brasil é afetada por diversos sistemas meteorológicos de escala sinótica ou mesoescala que podem provocar chuvas intensas. De acordo com Alves *et al.* (2005), o período chuvoso na Região Sudeste inicia em média na pêntada 57 (que corresponde ao período de 8 a 12 de outubro), com um desvio padrão de duas pêntadas. O período chuvoso na maior parte do Sudeste dura entre 155 e 173 dias, sendo mais duradouro em áreas próximas ao litoral de São Paulo e do Rio de Janeiro podendo chegar a 229 dias (MINUZZI *et al.*, 2006). Este período coincide com o estabelecimento da fase úmida do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), que é caracterizada por reversão zonal do vento e aumento da precipitação. A convecção profunda se desenvolve primeiro sobre o noroeste da bacia amazônica em meados de setembro e, em seguida, progride para o sudeste do Brasil. A intensidade máxima de chuva ocorre nos meses de verão (MARENGO *et al.*, 2012; SILVA *et al.*, 2019; LUIZ-SILVA *et al.* 2021).

Os principais sistemas em escala sinótica que afetam a região são os sistemas frontais e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Já em mesoescala, os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) são os mais importantes e podem estar relacionados com os de escala sinótica mencionados anteriormente. Dos sistemas em escala sinótica, a frente fria (ramo frio do sistema frontal) é caracterizada como a interface entre massas de ar de temperaturas diferentes e está associada à mudança na direção do vento, pressão em superfície, temperatura do ar e, em alguns casos, à cavados pré-frontais (SCHULTZ, 2005). A massa de ar frio, associada a alta pressão, avança sob a massa de ar quente e úmida, geralmente de sudoeste para nordeste na altura do Sudeste, levantando o ar instável podendo provocar chuvas intensas. Estes sistemas, associados com a geografia do litoral do Rio de Janeiro e São Paulo, podem ser os responsáveis por prolongar o período chuvoso (MINUZZI *et al.* 2006), já que passam com maior

frequência no litoral em comparação com interior do continente (JUSTI DA SILVA e SILVA DIAS, 2002 *apud* CAVALCANTI *et al.* 2009 p. 137).

A ZCAS é uma área de escoamento convergente de umidade caracterizada por uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste que se estende da Amazônia ao Sudeste podendo alcançar o sudeste do oceano Atlântico Subtropical (CARVALHO *et al.*, 2002; CAVALCANTI *et al.*, 2009 p. 95). Esta definição é um pouco simples e a configuração de um episódio de ZCAS está associada também a sistemas de altos níveis, como Alta da Bolívia e Cavado/Vórtice Ciclônico do Nordeste. Um método para identificação correta de um evento de ZCAS pode ser encontrado em Silva *et al.* (2019), com foco na área operacional.

Os episódios de ZCAS podem ser categorizados como continentais ou oceânicos de acordo com a localização geográfica do máximo de precipitação. As ZCAS continentais possuem máximo de precipitação em torno do centro da Amazônia e as de categoria oceânica apresentam máximo de precipitação sobre o Sudeste (CARVALHO *et al.*, 2002; 2004). Os autores também apontam que ZCAS oceânicas são precedidas por distúrbios de latitudes médias. ZCAS e frentes podem se associar e, em muitos casos, episódios de ZCAS se organizam em função do escoamento organizado por um ciclone no oceano cuja frente fria ou estacionária alcança o litoral do Sudeste (ESCOBAR e COSTA, 2005 *apud* SILVA *et al.*, 2019). Baseado em uma climatologia de 10 anos (2006 - 2017), Silva *et al.* (2019), encontraram que 30% dos casos de ZCAS estavam associados a ciclones. Além disso, os autores notaram que há mais umidade no ramo oceânico em eventos com essa associação. Isto reforça a importância destes dois sistemas, ZCAS e frentes, para o período chuvoso no Sudeste do Brasil. Quando há ocorrência de eventos de ZCAS, o jato de baixos níveis da América do Sul apresenta uma componente zonal mais intensa, que transporta umidade de forma mais organizada para a Região Sudeste (SILVA *et al.*, 2019), o que pode ocasionar chuvas intensas. E este transporte de umidade pode ser intensificado quando ocorre em conjunto a formação do ciclone associado à ZCAS no Atlântico, gerando um mecanismo de retroalimentação onde o ciclone atrai o escoamento do jato de baixos níveis e o mesmo alimenta o ciclone com ar quente e úmido que ajuda no aprofundamento do sistema.

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) também podem provocar chuvas intensas no Sudeste, principalmente os multicelulares como linhas de instabilidade e *clusters* (agrupamento de nuvens cumulonimbus). As linhas de instabilidade são linhas de tempestade convectivas mais compridas do que largas, geralmente deslocam-se na direção do vento médio entre os médios e baixos níveis e tem mecanismos próprios de propagação. Tais mecanismos promovem o desenvolvimento de novas células que levam à uma duração maior da tempestade. Em geral os SCMs apresentam um ciclo de vida com três fases: iniciação, maturação e dissipação (conforme mostraram COTTON e ANTHES [1989] e BRYERS e BRAHAN [1989] citados em SILVA [2019]). Na fase de iniciação, as nuvens estão em processo de crescimento, há fortes correntes ascendentes e convergência de umidade nos níveis mais baixos. Na fase de maturação, os topos das nuvens se expandem ao máximo devido a divergência em altos níveis, há movimentos ascendentes e a precipitação ocorre. Enquanto a precipitação acontece, parte das gotas evaporam, gerando correntes descendentes e a frente de rajada. Vale ressaltar, que a frente de rajada tem um papel importante, pois contribui para o desenvolvimento de novas torres de nuvens ao levantar o ar à sua frente. Além disso, ressalta-se também que os SCMs apresentam regiões com precipitação tanto convectiva quanto estratiforme. A fase de dissipação é caracterizada por movimentos descendentes em toda a coluna. E a frente de rajada, que poderia contribuir para o desenvolvimento de novas torres de nuvens ao levantar o ar, está distante o suficiente da nuvem principal, finalizando o mecanismo de auto propagação (HOUZE JR., 2004).

Com objetivo de identificar as condições em grande escala associadas à chuvas intensas na Região Sudeste, que ocorreram pela passagem de uma frente fria ou estabelecimento da ZCAS, Lima *et al.* (2010) identificaram, com base em um período de 45 anos, que 53% dos casos de precipitação severa estavam associados com frentes frias e 47% estavam associados com ZCAS. Isto mostra, que as frentes frias são mais responsáveis por eventos de chuvas intensas do que os eventos de ZCAS. Embora a ZCAS persista por mais tempo, o número de frentes frias que alcançam o Sudeste é maior do que o número de eventos de ZCAS e isto em parte explica esta conclusão. Estes resultados são para o período chuvoso, que corresponde no estudo aos meses de novembro a março.

O comportamento da pressão ao nível médio do mar é importante para a ocorrência de chuvas intensas e, quando foram comparados casos de frente frias com casos de ZCAS, algumas diferenças foram notadas. Nos casos de frentes frias, anomalias negativas e fracas de pressão no Sudeste foram identificadas dois dias antes dos eventos de chuvas intensas. Estas anomalias se intensificam para o dobro do valor (-2 hPa) no dia do evento. Já para os casos associados aos eventos de ZCAS, as anomalias de pressão sobre o Sudeste se mantiveram em torno do mesmo valor (-2,5 hPa) dois dias antes e no dia do evento de precipitação intensa. Em ambos os casos, anomalias positivas de pressão (1 hPa - frentes e 1,5 hPa - ZCAS) aparecem sobre a Argentina no mesmo período, indicando um aumento do gradiente de pressão entre a Argentina e o Sudeste do Brasil (LIMA *et al.*, 2010). Estas características mostram, de forma parcial, que mudanças acentuadas ou suaves do campo de pressão no Sudeste podem levar aos eventos de chuva intensa, desde que sejam acompanhadas de uma mudança mais abrangente espacialmente do gradiente de pressão.

Conforme Lima *et al.* (2010), a análise de anomalias de altura geopotencial em 500 hPa mostra um trem de ondas sobre o Pacífico Sul e América do Sul com uma crista bem definida sobre a Argentina e um cavado sobre o Sudeste. Para os casos com frentes frias as anomalias apresentam-se mais bem definidas quando comparadas com as anomalias associadas a eventos de ZCAS. Isto mostra que o padrão para eventos de chuvas intensas no Sudeste podem ser semelhantes, mas com intensidades diferentes, quando comparados os sistemas sinóticos ZCAS e frentes frias.

Andrade e Cavalcanti (2018), analisaram as características dos sistemas frontais que provocam precipitação intensa (percentil 95%) na Região Sudeste em comparação com os que têm pouca precipitação (percentil 5%) durante o verão (DJF). Os compósitos de sistemas frontais úmidos, aqueles que podem provocar chuvas intensas, foram caracterizados por baixa pressão em superfície na Região Sudeste que se estende (na forma de um cavado invertido) em direção ao Atlântico e alta pressão centrada ao sul do Uruguai, caracterizando uma alta pós-frontal. Além disso, um gradiente meridional de pressão mais forte foi encontrado ao sul de 35°S sobre o oceano em comparação com os casos secos, demonstrando que os eventos úmidos são mais intensos em termos de pressão e vento. Para os sistemas frontais secos, aqueles que produzem pouca precipitação, o cavado em superfície

associado ao sistema frontal estende-se do oceano e alcança parte do Sudeste. A alta pós-frontal associada é mais fraca em comparação aos casos úmidos caracterizada por um crista nos compósitos. Ressalta-se que os casos em que um sistema frontal desencadeou um episódio de ZCAS, foram contabilizados junto com os demais casos de frentes frias, considerando-se o primeiro dia.

As linhas de instabilidades, que são tipo de Sistema Convectivo de Mesoescala organizado em forma de linha (tempestade multicelular), podem produzir precipitação intensa no Sudeste, principalmente se estiverem associadas a sistemas frontais. O deslocamento das linhas de instabilidades podem ser observados em todas as direções, mas preferencialmente de noroeste para sudeste, paralela ou perpendicular aos sistemas frontais (SANTOS DA SILVA, 2006 *apud* FERREIRA, 2010). Bender (2012), em estudo sobre linhas de instabilidade que ocorrem em São Paulo, identificou que a maioria ocorre no período de verão, tem deslocamento preferencial para leste e estão diretamente associadas a frentes frias e ZCAS (86% dos casos). Esta associação ocorre quando a linha forma-se como parte da banda frontal ou quando a linha forma-se no continente aproveitando o escoamento de calor e umidade associados ao sistema frontal oceânico ou ZCAS. Quando a linha de instabilidade ocorre antes da frente fria, o sistema é caracterizado como pré-frontal. Dos casos estudados por Bender (2012), 7% foram pré-frontais e outros 6% dos casos não tiveram relação com sistemas frontais ou ZCAS.

A característica geográfica da Região Sudeste com relevo acidentado e de grande extensão, como as Serras do Mar e da Mantiqueira, pode influenciar a distribuição da chuva (NETO, 2005). Sistemas convectivos estacionários podem se formar e/ou intensificar ocasionalmente nas regiões de montanha provocando um aumento do volume diário de precipitação (SMITH *et al.*, 1996). A radiação solar incidente sobre estas regiões pode ser intensa o suficiente para desencadear nuvens convectivas quando o ambiente está úmido, e provocar estas chuvas orográficas, mesmo que não estejam atuando sistemas frontais ou ZCAS.

2.2.2. Chuvas intensas no estado do Rio de Janeiro

Como descreveu Brito e colaboradores (2017), o estado do Rio de Janeiro é influenciado por um série de fenômenos meteorológicos e devido a sua localização em latitudes subtropicais, alguns fatores geográficos contribuem para a organização

de sistemas meteorológicos precipitantes: 1) a incidência de radiação solar é alta principalmente no período de verão provocando um aumento da evaporação que eleva a quantidade de umidade disponível para a precipitação; 2) a proximidade com mar contribui com o aumento da umidade por meio do transporte de umidade do oceano para o continente, via circulação de brisa e escoamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul, além disso a Corrente do Brasil que transporta águas quentes de norte para sul próximo ao estado do Rio de Janeiro facilita essa evaporação; 3) a topografia complexa do estado com picos altos (2700 m), maciços com orientações que interagem com os sistemas meteorológicos, criando chuvas orográficas; 4) os diversos sistemas meteorológicos que interferem na região, como por exemplo, sistemas frontais, linhas de instabilidades, sistemas convectivos de mesoescala, Zona de Convergência do Atlântico Sul, bloqueios atmosféricos e Alta Subtropical do Atlântico Sul. Os bloqueios no Pacífico Sudeste tendem a reduzir a precipitação e a quantidade de passagens de frentes sobre a Região Sudeste (MENDES *et al.*, 2005) e a Alta Subtropical do Atlântico Sul tende a atuar como inibidor de convecção principalmente no período de inverno quando se estabelece com forte inversão térmica sobre o estado do Rio de Janeiro. Um detalhamento acerca do período do ano em que estes sistemas são mais influentes no estado do Rio de Janeiro assim como as principais áreas afetadas pode ser visto em Brito *et al.* (2017) e nas referências indicadas no trabalho.

Dadas estas características, a distribuição de chuvas no estado é irregular, dependente do sistema e da orografia, como demonstraram os autores usando a técnica de análise de agrupamentos (*clustering analysis*). Brito *et al.* (2017), identificaram seis grupos homogêneos, ou seja, com precipitação total similar, para um conjunto de 100 estações distribuídas no estado. O período analisado foi de 1967-2013, considerando um período mínimo de 25 anos devido a dados faltantes. A distribuição da precipitação por grupos mostra que devido a complexidade orográfica algumas regiões têm maior volume de precipitação do que outras (Tabela 2.1) dependendo da direção do vento e do fenômeno meteorológico. Os grupos que localizam-se nas montanhas da região Serrana, na face direcionada para o mar (G1 e G2), representam cerca de 46% do total anual de precipitação enquanto que o grupo homogêneo situado na região metropolitana que está mais próxima do nível do mar, apresenta 14% do total anual de precipitação. Os demais grupos estão distribuídos pelo estado da seguinte forma: Oeste do estado na região do vale do

Paraíba, ao norte da Serra no lado voltado para o continente e norte e nordeste do estado com percentuais de precipitação anual de 15%, 11% e 13%, respectivamente (Figura 2.1).

Tabela 2.1: Médias mensais de precipitação (mm) para todos os grupos, acumulados anuais (mm) e fração do total de precipitação (%) sobre o estado. Fonte: Brito *et al.*, 2017.

Months/groups	G1 (mm)	G2 (mm)	G3 (mm)	G4 (mm)	G5 (mm)	G6 (mm)
Jan	404.1	305.1	251.3	165.0	275.5	190.1
Feb	246.1	214.7	150.7	96.1	206.3	147.1
Mar	295.0	239.4	158.2	104.9	206.2	157.4
Apr	215.8	144.9	75.6	61.6	100.5	118.5
May	155.5	80.4	43.9	38.2	52.9	85.4
Jun	97.9	50.5	27.5	23.9	32.2	59.3
Jul	108.7	53.5	23.3	25.8	30.0	57.9
Aug	111.1	53.0	25.5	31.0	35.0	57.5
Sep	176.3	106.7	63.3	63.9	72.0	88.0
Oct	223.2	149.9	105.7	105.8	117.0	102.5
Nov	339.3	239.8	183.3	170.6	179.6	144.3
Dec	392.3	309.3	249.5	195.6	257.6	193.3
Annual rainfall (mm)	2765.4	1947.0	1357.6	1082.5	1564.9	1401.4
Fraction of annual rainfall (%)	27	19	13	11	15	14

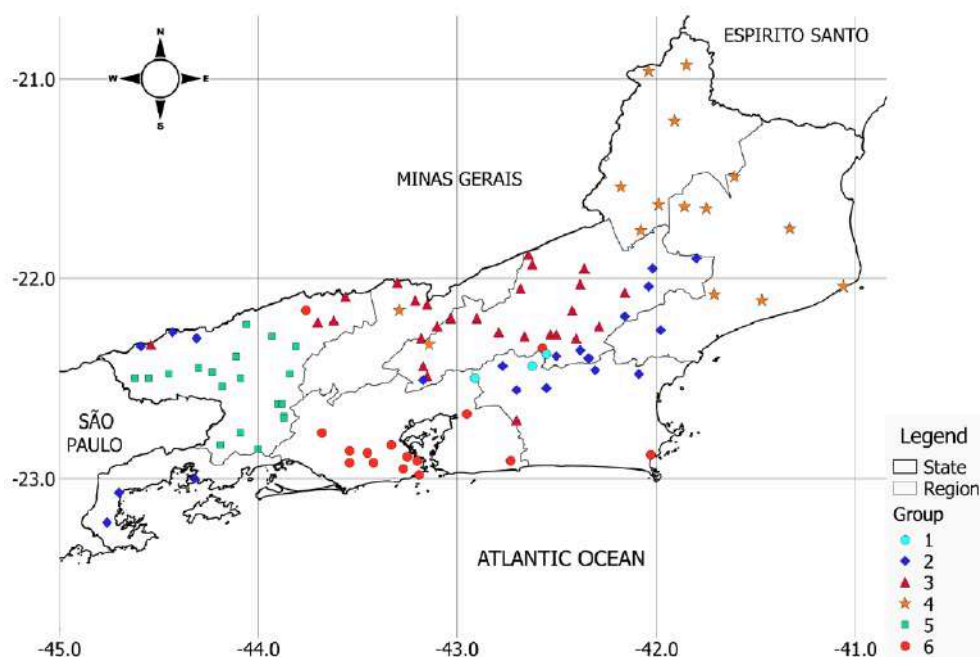


Figura 2.1: Distribuição espacial dos grupos homogêneos de precipitação (G1, G2, G3, G4, G5 e G6) sobre o Rio de Janeiro no período 1967-2013. Fonte: Brito *et al.*, 2017.

Em uma abordagem para eventos extremos no Rio de Janeiro, Lima *et al.* (2021), por meio de análise de agrupamento e outros métodos estatísticos, como o de funções de distribuição de probabilidade para verificar a recorrência dos eventos, encontraram diferenças significativas nos volumes de precipitação entre os agrupamentos que estão ao norte e ao sul da região Serrana. De acordo com o estudo, os maiores extremos de precipitação foram encontrados na Costa Verde, Região Metropolitana, Baixadas Litorâneas, Médio Paraíba e ao sul da Serra dos Órgãos na região central do estado. A recorrência dos extremos de precipitação também seguiu esse padrão, ocorrendo nestas mesmas regiões. Um dos resultados mostra, por exemplo, que uma chuva com volume de 100-120 mm/dia tem probabilidade de ocorrer a cada 5 anos e um evento extremo com 220-250 mm/dia tem um tempo de retorno de 50 anos na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Ao norte da Região Serrana, no entanto, eventos extremos de 80-100 mm/dia e de 80-150 mm/dia tem tempos de retorno de 5 e 50 anos, respectivamente. Isto demonstra que esta última região apresenta extremos de chuvas com volume mais regulares no tempo. Já na Região Metropolitana os volumes são maiores e mais irregulares no tempo, o que demanda mais atenção, visto que é a segunda área com maior densidade populacional do Brasil.

Como mostraram Luiz-Silva e Oscar-Júnior (2022), a Serra do Mar afeta a frequência de chuvas intensas, sendo que as áreas próximas ao mar e ao relevo apresentam os maiores valores médios de dias consecutivos com chuvas expressivas (mais de 150 mm em 5 dias seguidos). Essas áreas também apresentam alta concentração de eventos de inundações e deslizamentos de terra. Além disso, os autores identificaram tendência de aumento relacionada ao número de dias com precipitação intensa de volumes maiores ou iguais a 30 mm na maior parte do estado. A intensidade média de precipitação na maior parte do Rio de Janeiro apresenta de cerca de 13 mm/dia. O período dos conjuntos de dados pluviométricos analisados corresponde a: 1940–2014, para dados de estações da Agência Nacional de Águas e, 1961–2012, para dados de estações do Instituto Nacional de Meteorologia.

2.2.3. Chuvas intensas na cidade do Rio de Janeiro

Moura *et al.* (2013) fizeram a Análise de Componentes Principais (ACP) de campos de pressão em superfície e de altura geopotencial em 500 hPa de eventos de chuva intensa na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Dos padrões encontrados para estes eventos, foram analisados os três principais. De acordo com o estudo, o primeiro e o segundo padrão do campo de pressão ao nível médio do mar, estão associados a passagens de frentes frias ou eventos de ZCAS. Os dois padrões somados explicam 47,3% dos casos de chuva intensa. O terceiro padrão apresentado explica 8,3% dos casos e é menos claro em relação ao tipo de fenômeno que pode estar associado. Este padrão tem como característica a presença de um anticiclone a leste do Rio Grande do Sul (32°S e 045°W), no dia em que ocorreu a chuva no Rio de Janeiro.

A ACP dos níveis médios mostrou que dos padrões de altura geopotencial em 500 hPa, o primeiro e o terceiro foram relacionados com sistemas frontais e ZCAS. No entanto, para o segundo não foram encontradas relações claras com os padrões de superfície. Este padrão em 500 hPa tem variância explicada de 28,5% e é caracterizado por um vórtice anticiclônico no Atlântico por volta de 40°S, 45°W e por um vórtice ciclônico a sudoeste deste sistema, centrado entre o Pacífico e o continente.

Na análise de eventos de chuva intensa no município do Rio de Janeiro realizada por Dereczynski *et al.*, (2009), 77% dos casos analisados estavam relacionados com frentes frias quando consideradas todas as quatro estações do ano. Outra fatia importante dos casos (13%) estavam relacionadas com eventos de ZCAS, sendo que se a chuva intensa ocorresse na chegada de um sistema frontal frio que fosse desencadear um episódio de ZCAS, o evento de chuva intensa era contabilizado como relacionado à frente fria. Um percentual menor (8% dos casos) estava relacionado a sistemas convectivos de mesoescala.

Pristo *et al.* (2018) elaborou uma climatologia de 20 anos (1997-2016) de eventos de chuva intensa para o município do Rio de Janeiro. Usando as técnicas de percentis, considerava-se casos de chuva intensa os volumes referentes percentil 95 dos acumulados em 24h e, concomitantemente, o mesmo percentil dos acumulados em 15min nos postos pluviométricos do Alerta Rio. Os resultados mostram que esses eventos ocorrem em média 6,6 dias/ano e representam em média 33% da precipitação anual em cada posto pluviométrico. Além disso, os

eventos ocorrem com maior frequência no verão (43,7%), seguido do outono (30,9%), primavera (18,2%) e inverno (7,2%).

2.3. Vorticidade potencial e intrusão de ar estratosférico

A Vorticidade Potencial (VP) é uma medida da capacidade de rotação do ar na atmosfera que possui duas propriedades úteis para análises meteorológicas. A primeira é o fato que a vorticidade potencial é conservada para fluxos adiabáticos e sem atrito (HOSKINS *et al.* 1985). A segunda é chamada de “princípio da invertibilidade” da distribuição de VP, em que pode-se obter, diagnosticamente, alturas geopotenciais, campos de vento, velocidades verticais em condições adequadas de equilíbrio e de contorno (HOSKINS *et al.* 1985; DAVIS, 1992b). A VP aumenta muito acima da tropopausa e pode ser usada para avaliar trocas entre a estratosfera e a troposfera. A estabilidade estática na tropopausa é alta e na estratosfera é baixa. Quando o ar se move da estratosfera para a troposfera adquire vorticidade ciclônica para compensar a menor estabilidade estática da troposfera, por meio da conservação da VP. Hoskins *et al.* (1985), usou as propriedades da VP para discutir suas relações com os sistemas sinóticos de superfície. Por exemplo, o papel da advecção de vorticidade ciclônica em altos níveis, em combinação com a advecção quente em baixos níveis, para desencadear a liberação de calor latente levando ao desenvolvimento de um ciclone explosivo.

Em estudo sobre mudanças rápidas na taxa de ozônio na estação de Cerro Tololo (20S 070W, 2200m) no Chile, Rondanelli *et al.* (2002) identificaram que o ar estratosférico rico em ozônio é advectado de latitudes médias para subtropicais durante o desenvolvimento de *cut-off lows* (COLs) e cavados profundos. COL é uma circulação ciclônica fechada e de núcleo frio em médios níveis gerada por um cavado precursor. Estes sistemas desenvolvem-se deslocando-se em direção ao equador para fora do escoamento de oeste de latitudes extratropicais. No caso estudado por Rondanelli *et al.* (2002), a análise mostrou que a amplificação e fase madura do sistema ocorreu durante uma intrusão de ar estratosférico rico em ozônio, que alcançou os níveis baixos da troposfera (800 hPa) sobre o Oceano Pacífico Sul, próximo ao Chile.

A presença de ozônio provocada pela mistura de ar estratosférico e troposférico tem efeitos químicos. As concentrações de hidroxila, que são resultado da mistura química de vapor d'água e ozônio, aumentam (até um fator de 25) na

massa de ar misto, que resulta em perda química de ozônio (STACCATO Team, 2002 *apud* STOHL *et al.*, 2003). Além disso, a hidroxila promove uma maior capacidade oxidativa da atmosfera. Isso, por sua vez, leva a uma degradação mais forte de monóxido de carbono, metano e hidrocarbonetos, e também a uma perda mais rápida de óxidos de nitrogênio (ESLER *et al.*, 2001 *apud* STOHL *et al.*, 2003). Em uma escala global, a vida útil do ozônio de origem estratosférica é determinada principalmente pelo tempo de transporte entre a estratosfera e a troposfera inferior subtropical, onde a radiação é forte e as concentrações de vapor de água são altas (STOHL *et al.* 2003).

Em um trabalho de revisão, Stohl *et al.* (2003) sintetizaram que o transporte de ar estratosférico para a troposfera foi observado ocorrendo em dobras da tropopausa, tanto na vizinhança do jato polar quanto no jato subtropical, *cutoff lows*, em complexos convectivos de mesoescala e tempestades, e devido à quebra de ondas gravitacionais. Os mais importantes, de acordo com o trabalho, são os transportes associados a dobra da tropopausa e *cutoff lows*, porque estão associados a grandes deslocamentos latitudinais da tropopausa em superfícies isentrópicas, que facilitam a troca de grandes quantidades de ar.

Dinamicamente, a intrusão é caracterizada por anomalia ciclônica de VP. Regiões com anomalias negativas (HS) de vorticidade potencial em altos níveis, podem influenciar o ambiente ao redor incluindo a média troposfera. As influências podem ser através da modificação do campo de temperatura, indução de uma circulação ciclônica e aumento dos movimentos verticais a leste da anomalia, em um ambiente baroclínico (SANTURETTE e GIORGIEV, 2005). Ou seja, quando a anomalia de VP se aproxima de uma zona baroclínica e induz uma vorticidade ciclônica em baixos níveis, ao mesmo tempo induz advecção térmica, levando a uma anomalia quente em baixos níveis, ligeiramente a leste da anomalia de vorticidade de altos níveis. Uma circulação ciclônica em baixos níveis pode se estabelecer e os movimentos verticais resultantes, podem se amplificar levando a uma maior ciclogênese.

Satyamurty e Seluchi (2007), estudaram a estrutura vertical e horizontal de um vórtice ciclônico de núcleo frio (cerca de 6°C mais frio que a periferia) em 500 hPa que ocorreu em latitudes subtropicais (25S - 30S) sobre a América do Sul (em torno de 060W). No dia de maior intensidade (14 de junho de 1999), a estrutura vertical do vórtice apresentava vorticidade relativa negativa acima de 700 hPa com

máximo próximo à tropopausa; temperaturas mais altas ao redor do vórtice entre 700 hPa e 400 hPa, e acima de 400 hPa o centro do mesmo era mais quente (3°C) que a periferia. Os autores também notaram convergência em baixos níveis (850 hPa) e divergência acima de 600 hPa. Esta estrutura vertical foi compatível com a de um remanescente de anomalia negativa de vorticidade potencial em altos níveis, como indica o modelo proposto por Thorpe (1985) citado pelos autores no trabalho.

De acordo com Iwabe (2008), uma intrusão de ar estratosférico foi responsável pelo desenvolvimento de um ciclone secundário na costa do Uruguai e Sul do Brasil em 17 de abril de 1999. A intrusão foi comprovada por encontrar baixa umidade relativa do ar em 300 hPa (10%); anomalias de vorticidade potencial abaixo de -1,5 Unidade de Vorticidade Potencial (UVP, $1UVP = 10^{-6} Km^2 kg^{-1} s^{-1}$) em 300 hPa; movimento descendentes na região de anomalia de vorticidade potencial e temperaturas mais altas em 200 hPa coincidindo com as regiões de anomalia de vorticidade potencial, como destacado no trabalho de Iwabe (2008).

Barnes *et al.* (2021a) analisaram um intenso sistema de baixa pressão em superfície associado a *cutoff lows* que afetou o sudoeste do Cabo da África do Sul entre 6 e 7 de junho de 2017. O evento provocou fortes chuvas, ventos intensos, incêndios e ondas extremamente grandes. A análise mostrou que o sistema estava associado a eventos de quebra de onda de Rossby e intrusões estratosféricas com altos valores de VP. A análise desde o desenvolvimento do ciclone em superfície até o evento de chuva forte mostrou três *cutoff lows* com efeitos diretos e indiretos no sistema. A primeira intrusão de ar estratosférico associada a *cutoff low* 1 auxiliou o desenvolvimento de baixa pressão na superfície (43,5S e 088,3W, em 27 de maio de 2017) à oeste da América do Sul. O sistema cruza a América do Sul e o sinal da *cutoff low* 1 desapareceu (ou seja, não foi mais observada circulações fechadas em 500 hPa ou 300 hPa), no entanto, o sistema em superfície continua a existir. Uma segunda *cutoff low* se desenvolveu devido a uma nova intrusão, e provocou a intensificação do mesmo ciclone em superfície no Oceano Atlântico. O sinal desta desapareceu em 5 de junho de 2017. A terceira *cutoff low* desenvolveu-se em 6 de junho a sudeste da África do Sul e provocou novo aprofundamento do sistema em superfície quando este está próximo ao Cabo da África do Sul afetando a região.

Barnes *et al.* (2022), realizaram experimentos numéricos a partir de diagnósticos de inversões de VP. Os resultados mostraram que a profundidade da

intrusão é crucial na intensidade da circulação ciclônica induzida na superfície. Intrusões rasas de VP (acima de 300 hPa) resultaram em um efeito marginal na superfície, enquanto que intrusões mais profundas resultaram em aumento da circulação induzida e anomalias de pressão na superfície (Figura 2.2). As simulações realizadas mostraram que a altura da tropopausa tem efeitos na intensidade dos ciclones. Quando comparadas diferentes alturas de tropopausa em uma intrusão com altura do solo até a mesma constante, a tropopausa mais baixa intensifica o ciclone em superfície de forma mais eficiente. O efeito da largura da intrusão também foi avaliado. Os resultados mostraram que intrusões mais amplas levam a um forçamento ciclogênético mais intenso na superfície (Figura 2.3).

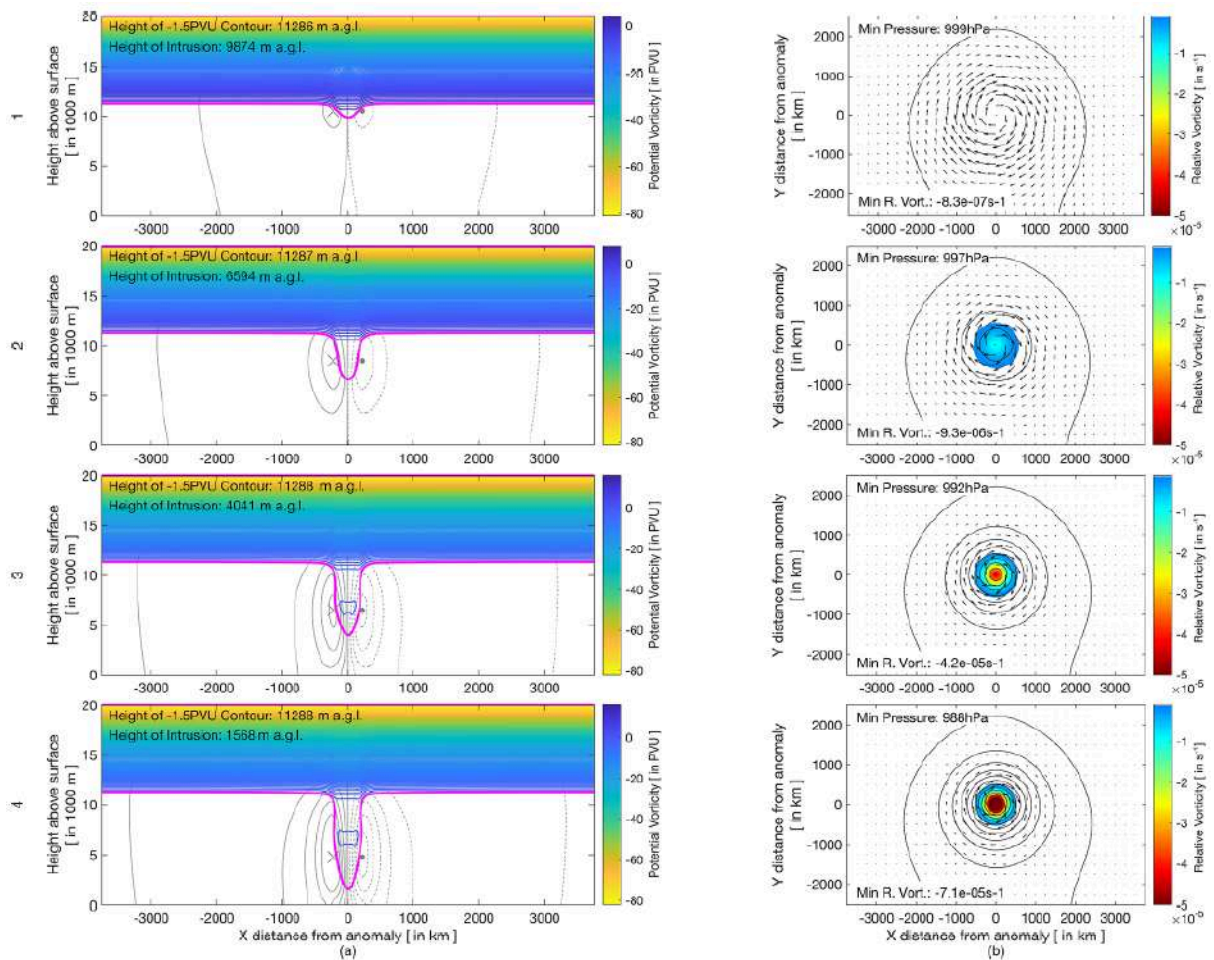


Figura 2.2: (a) Seções transversais longitudinais através do centro de anomalia de VP forçada. O contorno de -1,5 UVP (definição de tropopausa dinâmica para o estudo) é destacado por uma linha magenta espessa. As velocidades meridionais do vento tem intervalos de 4 m/s e são mostradas por contornos na cor cinza. As velocidades positivas (para dentro da página) são representadas por contornos sólidos, enquanto que as velocidades negativas são representadas por contornos tracejados (para fora da página). (b) O efeito da intrusão na pressão na superfície e na vorticidade

relativa são mostrados nos painéis da direita. As isóbaras de pressão em um intervalo de contorno de 1 hPa são mostradas por linhas pretas, enquanto a vorticidade relativa é mostrada pelo sombreado. Os painéis nas linhas de 1 a 4 representam diferentes profundidades estratosféricas introduzidas no domínio. As profundidades de anomalia radial dadas ao sistema são 2.500 m (linha 1), 5.000 m (linha 2), 7.500 m (linha 3) e 10.000 m (linha 4). Fonte: Barnes *et al.*, 2022.

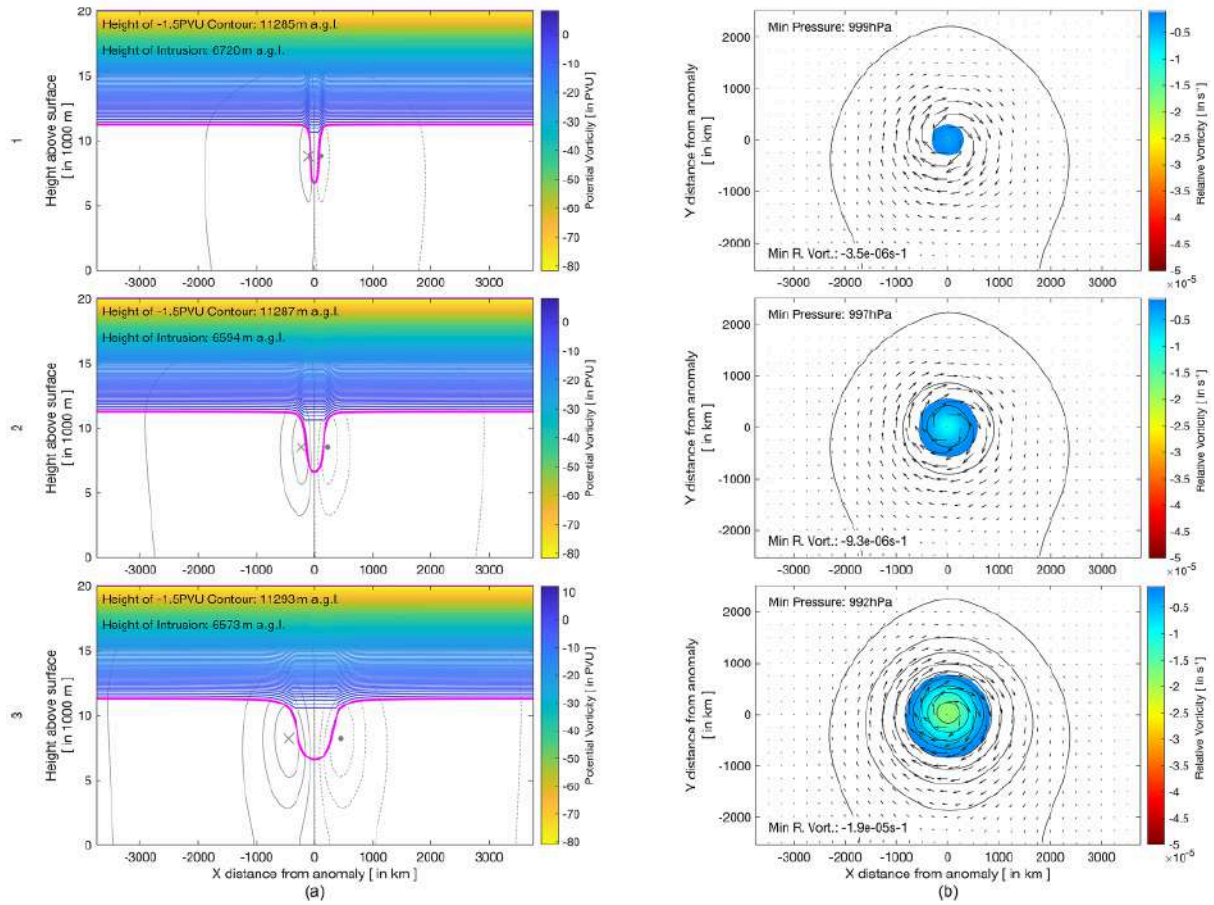


Figura 2.3: O mesmo que a Figura 2.2 mas com larguras radiais de anomalias variáveis, de modo que as alturas das intrusões estratosféricas são semelhantes a partir de uma profundidade de tropopausa dinâmica constante de 12.500 m. A intrusão mais fina é criada por uma anomalia com largura radial de 100 km (linha 1), enquanto a intrusão mais larga é criada por uma largura radial de 400 km (linha 3). Fonte: Barnes *et al.*, 2022.

2.4. A avaliação da dinâmica e termodinâmica na formação das tempestades

As tempestades desenvolvem-se apenas quando há condições favoráveis o suficiente no ambiente em que estão inseridas, ou seja, é necessário uma combinação de fatores dinâmicos e termodinâmicos para levar um processo convectivo a desenvolver as nuvens dos seus estágios iniciais ao de dissipação,

produzindo precipitação entre estes processos. De acordo com Doswell (1987), o escoamento em grande escala cria um ambiente termodinamicamente favorável enquanto que os processos em mesoescala são os principais responsáveis pelo desenvolvimento de convecção.

Na busca por avaliar estes processos de forma mais prática, diversos estudos têm sido realizados, e as propostas mais aceitas são as que sugerem utilizar índices de instabilidade. Os índices de instabilidade procuram sintetizar as características apresentadas pela atmosfera que indicam condições favoráveis ou não para o desenvolvimento de uma tempestade e o seu grau de severidade. Um único índice não é capaz de traduzir o estado da atmosfera, no que tange as condições para chuva, mas um conjunto de índices poderia respaldar a interpretação da atmosfera como favorável ou não para a ocorrência de um evento importante. Há, porém, o desafio em definir os limiares e as combinações de índices que são mais importantes dentro do processo, ou seja, que os representa melhor. Por exemplo, os processos e as condições ambientais para um evento severo com precipitação de granizo gigante, requer valores de combinações de índices de instabilidade bem diferentes dos de uma tempestade não severa em que não há precipitação de granizo. Logo, os índices de instabilidade são usados como parâmetro que auxilia a previsão do tempo e a emissão de avisos por parte dos meteorologistas.

Geralmente, os índices de instabilidade são calculados a partir de perfis atmosféricos obtidos por radiossondagem ou modelagem numérica. No Brasil, as estações de ar superior que fazem radiossondagem estão irregularmente espaçadas e não cobrem boa parte do território nacional. Quando são utilizados os modelos atmosféricos para realizar os perfis, tem-se como vantagem obter dados regularmente espaçados com pontos de grade a poucos quilômetros de distância uns dos outros e também numa frequência temporal maior (dependendo do modelo). Isto facilita encontrar áreas mais favoráveis ou desfavoráveis ao desenvolvimento dos sistemas convectivos pelos meteorologistas, pois é possível gerar mapas da distribuição espacial de determinados índices ou combinações dos mesmo com outras variáveis, como por exemplo, pressão em superfície e/ou altura geopotencial.

Hallack e Filho (2012), discutiram o uso de índices termodinâmicos e cinemáticos como prognóstico de curtíssimo prazo na Região Metropolitana de São

Paulo, a partir da análise de episódios de chuvas que ocorreram entre 28 de janeiro e 5 de fevereiro de 2004. Dentro do período analisado, cinco do total de dias apresentaram acumulados superiores à 40 mm por dia em estações pluviométricas. A análise do ambiente sinótico em que ocorreram estes volumes de precipitação, mostraram que o mesmo não foi determinante para o desenvolvimento dos SCMs, ou seja, estes sistemas não tiveram a influência direta de uma frente fria, ZCAS ou de um vórtice ciclônico de altos níveis. Uma abordagem a partir de índices termodinâmicos poderia, então, ser mais adequada para determinar as características do ambiente que o deixaram propício à tempestades. A análise do ambiente foi realizada a partir de índices calculados de radiossondagens das 0000 UTC e 1200 UTC. De acordo com o estudo, os índices¹ *Showalter* e de levantamento, diagnosticaram instabilidade, mas não na magnitude apropriada para a ocorrência das tempestades observadas. O índice *Total Totals* ficou abaixo do limiar em 4 dos 5 dias mais chuvosos e o índice K apresentou valores abaixo do esperado para o volume de precipitação observada. Os valores de Energia Potencial Disponível para a Convecção (CAPE, do inglês *Convective Available Potential Energy*), entretanto, indicaram alto potencial para tempestades severas. Os autores concluíram então, que valores pelo menos moderados destes índices, associados com uma dinâmica de grande escala de pequena influência, parecem ser características comuns de dias com chuvas abundantes na Região Metropolitana de São Paulo.

Uma combinação prática entre índices de instabilidade e outras variáveis foi proposta por Pinheiro *et al.* (2014). Com foco em meteorologia operacional, os autores apresentaram combinações para a detecção de ambientes favoráveis a diferentes tipos de eventos severos ou não severos. Os autores apresentaram quatro cartas intituladas: 1) Pancadas de Chuva por Calor e Umidade, onde seria possível detectar chuvas convectivas não necessariamente intensas e bem distribuídas; 2) Pancadas de Chuva com Trovoadas, onde identifica chuvas geralmente moderadas ou intensas com atividade elétrica; 3) Tempestade, onde identifica eventos mais severos, associados a chuvas torrenciais, rajadas de vento, descargas elétricas abundantes e tornados; 4) Granizo, que como indica o título desta carta, procura-se identificar áreas com potencial para a ocorrência de granizo.

¹ Os limiares e o grau de severidade usados como base no trabalho, foram originalmente designados para tempestades em latitudes médias nos EUA.

Estas cartas foram implementadas na rotina operacional do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), e auxiliaram os meteorologistas na previsão do tempo. Ressalta-se que os índices escolhidos e seus respectivos limiares foram baseados na experiência dos autores. O comportamento do modelo numérico utilizado (ETA 20km), também influenciou os limiares dos parâmetros, portanto, em outros modelos numéricos estes limiares podem ser diferentes.

Em um estudo de caso Siqueira e Marques (2016), usaram índices de instabilidade para analisar o ambiente potencialmente convectivo associado a um SCM que provocou expressivos acumulados pluviométricos (219,2 mm no dia 03/01/2013) em Xerém, bairro do município de Duque de Caxias que fica a poucos quilômetros do município do Rio de Janeiro. De acordo com o estudo, este sistema foi responsável por enchentes e deslizamentos de terra na Região Serrana e Metropolitana do estado. Quanto ao ambiente dinâmico e termodinâmico que o sistema estava inserido, os autores descrevem a aproximação de uma frente fria, forte instabilidade condicional e alta umidade em baixos níveis (abaixo de 700 hPa, inicialmente, alcançando 600 hPa, posteriormente) seguida por uma camada seca em médios e altos níveis. Além disso, o ambiente apresentava forte convergência de umidade em baixos níveis e forte cisalhamento vertical do vento, ou seja, apresentava características favoráveis à convecção profunda. Este sistema teve longa duração (mais de 6 horas) e apesar de ter surgido próximo ao sistema frontal, deslocou-se de forma independente. Durante o seu deslocamento atingiu as encostas da Serra do Mar próximo a Xerém, onde a precipitação foi mais volumosa, o que indica que a orografia da região contribuiu para o volume de chuva.

Silva (2019), usou índices de instabilidade para avaliar os padrões dinâmicos e termodinâmicos de tempestades severas que levaram ao transbordamento do Rio Quitandinha em Petrópolis/RJ. O autor propõe uma estratégia para prever eventos de chuvas intensas na região em três fases. Na primeira fase, caracteriza-se a bacia por meio de seus padrões morfológicos e identifica-se os sistemas que atuam na região (ZCAS, frentes frias ou tempestades convectivas); Na segunda fase analisa-se os padrões dinâmicos e termodinâmicos associados aos sistemas com auxílio de índices de instabilidade; Na terceira fase, utiliza-se dados oriundos de Radar meteorológico para estimar a precipitação e um possível transbordamento do rio em curtíssimo prazo.

3. METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

O município do Rio de Janeiro é um dos mais importantes do país em diversos aspectos: cultural, econômico, turístico, político, entre outros. Dentre estes, o aspecto econômico destaca-se por estar localizado no município áreas industriais, comerciais e um porto por onde passam as importações e exportações. O turismo é forte em função de suas paisagens naturais que atrai muitos estrangeiros que vão à cidade a passeio e também à negócios. Esses atrativos estão presentes a centenas de anos e, no decorrer do tempo, milhares de pessoas vieram à cidade em busca de oportunidade e instalaram-se nela levando a um crescimento desordenado em diversas regiões do município. De acordo com IBGE a população atual estimada é de 6.211.223 de habitantes, sendo o segundo município com maior população do país e possui densidade demográfica de 5.174,60 hab/km² ocupando a 18ª posição entre os municípios do Brasil, a área territorial é de 1.200,329 km². Esta área é marcada por três relevos principais: Maciço da Tijuca, entre as Zona Norte e Zona Sul; Maciço da Pedra Branca e Maciço de Gericinó, ambos na Zona Oeste.

As temperaturas mínimas médias no município durante o verão oscilam entre 21,5 e 23°C, com exceção de áreas no Maciço da Tijuca (20 e 21,5). Já as temperaturas máximas médias oscilam entre 32 e 33,5 na maior parte do município com exceção da Zona Sul onde oscilam entre 29 e 30,5. Os totais pluviométricos médios durante o verão oscilam entre 300 e 450 mm na maior parte do município com exceção de áreas dos maciços onde a precipitação é maior variando de 450 a 600 mm (SILVA e DEREZYNSKI, 2014).

A cidade do Rio de Janeiro possui três macrorregiões drenantes: Bacia da Baía de Guanabara, Bacia da Baía de Sepetiba e Bacia das Lagoas Oceânicas (Figura 3.1). Estas macrorregiões são compostas por 267 cursos d'água com designação diversas tais como rios, riachos, canais, arroios, valas e valões.

Com o desenvolvimento da cidade ao longo dos anos, boa parte dos rios sofreram antropização, principalmente na Bacia da Baía de Guanabara, onde há maior densidade populacional do município. Muitos rios foram retificados em seções abertas ou fechadas, e seus percursos passam por vias e lotes (RIO DE JANEIRO, 2020). Além disso, as águas são comprometidas por lançamento de esgoto sanitário

e resíduos sólidos sem controle, motivo pelo qual os transbordamentos podem ser mais frequentes.



Figura 3.1: Bacias do município do Rio de Janeiro. Fonte: Rio de Janeiro (2020).

O alagamento de vias importantes da cidade são comuns em dias com temporal. De acordo com uma matéria de reportagem no site oglobo.globo.com (2017), trechos da Avenida Brasil, Rua do Catete, Rua Jardim Botânico, Avenida Maracanã e Autoestrada Lagoa-Barra sofrem constantemente com este problema. Não apenas estas ruas em si, o entorno também é afetado e, consequentemente, a mobilidade no município é significativamente prejudicada. Os comerciantes destas ruas têm prejuízos repentinos, pois há casos que a água invade os estabelecimentos.

Há casos de precipitação mais extrema, como o que ocorreu nos dias 8 e 9 de abril de 2019. De acordo com Unfer (2021), este caso esteve associado com o estabelecimento de um corredor de umidade do Centro-Oeste para o Sudeste estabelecendo ventos de quadrante norte, e simultaneamente a formação de um ciclone próximo à costa do estado do Rio de Janeiro proporcionando ventos de quadrante sul, que levaram a forte convergência de umidade sobre o município do Rio de Janeiro. Durante estes dois dias uma série de alagamentos foram registrados, além de queda de árvores, deslizamento de terra, perdas materiais e de vidas (G1.GLOBO.COM, 2019). Algumas estações do Alerta Rio registraram volumes de chuva que superaram os 300 mm em 24h.

A área de estudo contempla um grande número de regiões vulneráveis a eventos que representam risco à população, podendo ser desencadeados por chuvas intensas. Portanto, estudos que possam contribuir para segurança da população e melhorar o entendimento dos fenômenos que desencadeiam os eventos de maior risco são importantes.

3.2. Dados

Foram utilizadas as informações pluviométricas das 33 estações de rede telemétrica do Alerta Rio, que fornecem dados de acumulados de chuva a cada 15 minutos e estão distribuídas pelo município conforme a Figura 3.2. Para a análise sinótica e termodinâmica a partir de campos meteorológicos, foram utilizados produtos de reanálise ERA5 do Centro Europeu de Previsão de Tempo (ECMWF, do inglês *European Centre for Medium Range Weather Forecasts*) (HERSBACH *et al.*, 2018).

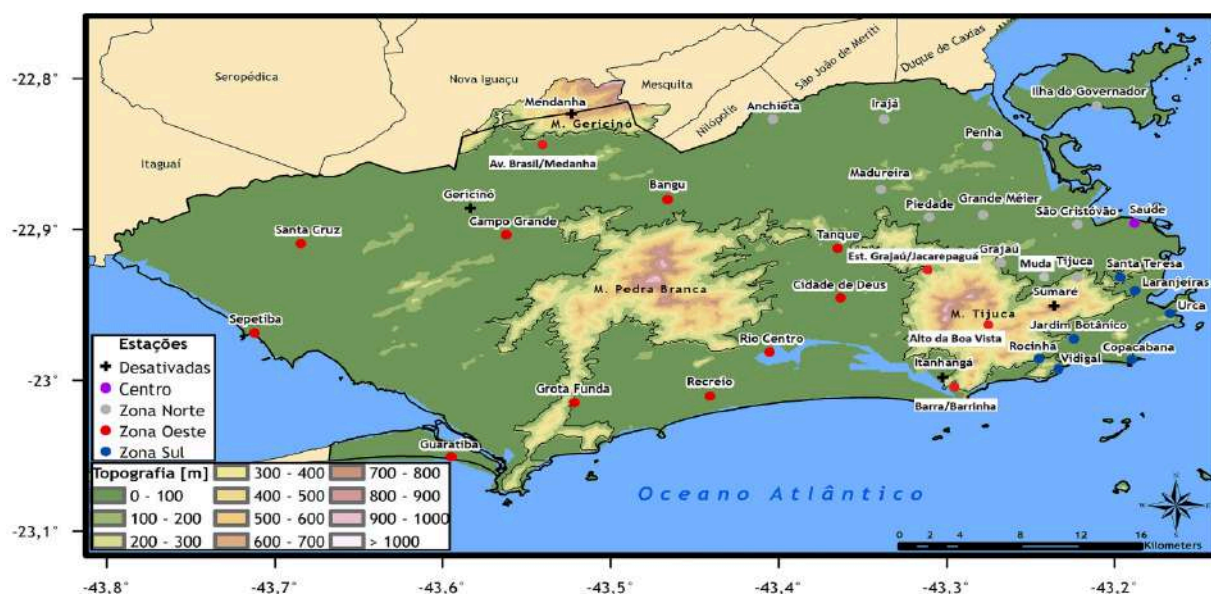


Figura 3.2: Mapa das 33 estações do Sistema Alerta Rio e topografia (m). Fonte: Adaptado de Prito *et al.* (2018).

As variáveis utilizadas do produto de reanálise ERA5 estão descritas na Tabela 3.3. A maioria destas variáveis são baixadas e plotadas sem tratamento apenas com adequações de unidade. Campos como de advecção e linhas de corrente são calculados usando funções do próprio *software Grid Analysis and Display System* (GrADS) que foi utilizado para a geração das figuras. Os produtos

de dados tem resolução espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ e temporal de 1h com exceção dos utilizados para cálculo de climatologia que são médias mensais.

Tabela 3.3: Variáveis meteorológicas utilizadas e disponibilizadas pela reanálise ERA5.

VARIÁVEL METEOROLÓGICA	NÍVEL
Componentes u e v do vento	200 e 850 hPa
Divergência	300 e 850 hPa
Fluxos de calor latente e sensível	Único ²
Geopotencial	500 hPa
Índice CAPE	Único
Índice K	Único
Índice <i>total totals</i>	Único
Ômega	300 e 500 hPa
Ozônio	200 hPa
Pressão ao nível médio do mar	Único
Temperatura da superfície do mar	Único
Temperatura do ar	200, 500, 700, 850 e 1000 hPa
Temperatura do ponto de orvalho à 2m	Único
Total de vapor d'água na coluna atmosférica	Único
Umidade específica	850 hPa
Umidade relativa	200 hPa
Vorticidade potencial	100-1000 hPa
Vorticidade relativa	500 e 1000 hPa

O produto MERGE (ROZANTE *et al.*, 2010; 2020) também foi utilizado para a análise de precipitação. Este produto combina a precipitação observada com as estimativas de precipitação por satélite, e possui resolução horizontal de $0,25^\circ$ e a

² Variável disponibilizada pela reanálise em um único nível ou integrada verticalmente.

resolução temporal utilizada foi de 1h. Os dados pluviométricos de estações meteorológicas são primeiramente georreferenciados na grade referente às estimativas de satélite. Em sequência, nas proximidades das estações pluviométricas, são removidos os pontos de grade correspondente uma caixa quadrada de 5 X 5 pontos de grade dos dados de satélite. Todos os dados pluviométricos são interpolados, e quaisquer estimativas de satélite restantes são realizadas. Deste modo são priorizados os dados observados nas estações (ROZANTE *et al.*, 2020).

Uma análise prévia do período que corresponde de janeiro de 2021 a fevereiro de 2022 foi realizada usando cartas sinóticas de superfície, médios e altos níveis do CPTEC. Este período foi escolhido arbitrariamente para que o caso fosse recente. Buscou-se durante a análise uma configuração da estrutura de circulação atmosférica onde houvesse a presença de um cavado em médios níveis (500 hPa) na altura da Região Sudeste sem estar, necessariamente, associado a um sistema frontal em superfície. Ou seja, desejava-se encontrar os eventos que não estavam associados a passagens de frentes. Desta forma tem-se situações mais particulares em que os estudos relacionados são mais escassos. Para os casos em que essa configuração foi confirmada, analisou-se o volume de chuva associado a partir do dados da rede pluviométrica do Alerta Rio. O evento do presente estudo foi escolhido pois apresentou o maior volume de precipitação acumulada em 24h na rede do Sistema Alerta Rio.

Os campos são analisados em duas escalas: sinótica, que abrange boa parte da América do Sul (5°-50°S; 010°-080°W) e regional, na qual destaca o estado do Rio de Janeiro, partes dos estados vizinhos e do Oceano Atlântico adjacente (19°-27°S; 039°-047°W). Estas regiões foram escolhidas com o propósito de compreender melhor o ambiente em que este caso ocorreu e as características mais particulares associadas ao desenvolvimento do sistema convectivo que originou a precipitação, respectivamente.

Elaborou-se médias climatológicas de duas variáveis meteorológicas, vorticidade potencial e temperatura da superfície do mar. As médias climatológicas de vorticidade potencial são calculadas para a estação de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) do período de 1991 a 2020. Desta forma as anomalias de vorticidade potencial são representativas da estação de verão, quando os fluxos de massa da estratosfera para a troposfera, que estão associados a vorticidade potencial

(SPRENGER, *et al.*, 2007), sazonalmente se posicionam mais ao sul (SKERLAK *et al.*, 2014). Já as médias climatológicas de temperatura da superfície do mar foram calculadas usando o mesmo período base (1991-2020) com todas as estações do ano.

Índices termodinâmicos

A análise do ambiente em escala regional em que ocorreram as chuvas, tem como método o uso de índices termodinâmicos descritos a seguir.

- Índice K

O índice K é uma medida do potencial de desenvolvimento de uma tempestade calculado a partir da temperatura e da temperatura do ponto de orvalho em níveis médios de baixos da atmosfera. Valores mais altos indicam maior potencial para o desenvolvimento de tempestades. De acordo com Nascimento (2005), valores acima de 30 indicam potencial para ocorrência de chuvas intensas. O índice é definido como (GEORGE, 1960):

$$K = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - Dep_{700} [^{\circ}C]$$

Onde T, é a temperatura, Td, é a temperatura do ponto de orvalho e Dep, é a depressão do bulbo úmido (em graus Celsius) para os níveis indicados em subscrito.

- Índice *Total Totals*

O índice *Total Totals* (TT) é a soma de dois índices de instabilidade: o *Vertical Totals*, dado pelo *lapse rate* (LR) entre 850 e 500 hPa; e o *Cross Totals*, dado pela diferença entre a temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa, que traz consigo a informação do conteúdo de umidade, e a temperatura em 500 hPa. Sua aplicação é útil para avaliar entranhamento de ar frio na troposfera média, sendo relevante para eventos severos associados à queda de granizo (PINHEIRO *et al.*, 2014). Valores deste índice acima de 40°C indicam condições favoráveis para ocorrência de tempestades, e acima de 50°C, possibilidade de tempestades severas (NASCIMENTO, 2005). Contudo, este índice não deve ser analisado isoladamente, pois em condições ambientais com LR alto em níveis médios o índice pode apresentar valores altos, sem haver, no entanto, quantidade de umidade suficiente em baixos níveis para desencadear a tempestade (HENRY, 1987 *apud* NASCIMENTO, 2005).

Índice *Total Totals* (MILLER, 1972):

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

Onde T, é a temperatura, Td, é a temperatura do ponto de orvalho (em graus Celsius) para os níveis indicados em subscrito.

- Energia Potencial Disponível para a Convecção

Uma indicação da instabilidade (ou estabilidade) da atmosfera que pode ser usada para avaliar o potencial de desenvolvimento da convecção, pode ser calculado como um índice que mensura a Energia Potencial Disponível para a Convecção - CAPE. Este é um índice que avalia a energia necessária para ascender uma parcela de ar pseudo adiabaticamente do Nível de Convecção Livre (NCL) ao Nível de Equilíbrio (NE). O NCL é o nível em que a parcela de ar pode flutuar livremente e ascender por estar mais quente que o ambiente, ou seja, sem um forçante dinâmico. O NE é o nível em que a flutuabilidade é neutra e geralmente coincide com a altura dos topos das nuvens. O índice CAPE não possui um nível de pressão exato definido para iniciar a ascensão da parcela na sua formulação.

O índice CAPE (HOUZE, 1993), é definido como:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{LN} \frac{T_{vp}(z) - T_v(z)}{T_v(z)} dz$$

Onde g, é aceleração da gravidade, Tvp(z) é a temperatura virtual da parcela, Tv(z) é a temperatura virtual do ambiente, LFC é o nível de convecção livre e LN é o nível de equilíbrio.

Valores de CAPE positivos são uma condição necessária para a ocorrência de precipitação convectiva e indicam instabilidade condicional (SILVA, 2014). Quanto maior for o índice CAPE maiores são as chances de desenvolver convecção profunda, diante de um forçante dinâmico (SILVA, 2019).

- *Lapse Rate*

A taxa de variação vertical da temperatura ou lapse rate, é um indicativo da instabilidade do ambiente. A lapse rate é medida a partir de dois níveis na atmosfera, geralmente entre os baixos níveis (700 ou 850 hPa) e a troposfera média (500 hPa) e, quanto maior a lapse rate, maior é a instabilidade da camada. De acordo com Nascimento (2005), a lapse rate abaixo de 6°C/km indica condições estáveis, entre 6 e 9,5°C/km o ambiente é condicionalmente instável e a partir de 9,5°C/km absolutamente instável. Os autores também ressaltam que quando combinado altos valores de CAPE com altos valores de lapse rate, correntes ascendentes intensas podem ocorrer se a convecção for disparada.

$$LR = - \frac{\Delta T_{700/500}}{\Delta z_{700/500}}$$

- Água Precipitável

A concentração de vapor d'água é indispensável nos processos convectivos úmidos. Na atmosfera, a distribuição vertical do vapor d'água é exponencial concentrando-se mais nos primeiros 5 km de altura. Uma forma de medir essa concentração, que varia espacialmente, é integrando verticalmente a umidade específica. Dessa forma, tem-se um parâmetro denominado água precipitável, que representa a quantidade de água coletada se todo o vapor d'água da coluna atmosférica fosse condensado e usado para a precipitação. Em outras palavras, a água precipitável representa o total de água disponível para condensação e precipitação na coluna atmosférica. Usado em conjunto com outros índices e campos meteorológicos, este parâmetro fornece indicação para ocorrência de chuvas ou até mesmo, sistemas em escala sinótica.

A água precipitável pode ser expressa como (BENTON e ESTOQUE, 1954):

$$AP = 1/g \int_{ps}^p q dp$$

Onde q é a umidade específica, g é a aceleração da gravidade, ps é a pressão em superfície, p é a pressão no topo (300 hPa) e dp é o elemento infinitesimal de pressão avaliado pela diferença entre as camadas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Precipitação

No dia 30 de dezembro de 2021 a ocorrência de um episódio de chuva intensa no município do Rio de Janeiro causou transtornos à população carioca. A chuva ocorreu entre a tarde e à noite, horário de grande movimentação na cidade. Conforme mostram as imagens de satélite no canal infravermelho das 16 UTC (Figura 4.1), houve nebulosidade sobre o município. As temperaturas de brilho eram superiores a -40°C (16 UTC) na cidade mostrando Cb's ainda não desenvolvidos ou em desenvolvimento e, no entorno, em contraste, foi possível observar topos de nuvens mais frios (-40 a -60°C) indicando topos de nuvens mais maduras. Na imagem seguinte, referente às 18 UTC, nota-se topos mais frios do que os da imagem anterior (aproximadamente -50°C) sobre o município, indicando Cb's mais desenvolvidos. Estas temperaturas de brilho se mantiveram na imagem de satélite das 20 UTC e às 00 UTC do dia 31 observa-se claramente o estágio de dissipação, devido aos topos de nuvens apresentarem significativo aumento da temperatura de brilho (superiores a -40°C). Outro ponto a se ressaltar está relacionado à forma esticada dos topos de nuvens de oeste para leste vista nas imagens de satélite. Este aspecto indica ventos intensos em altos níveis. O volume de chuva referente ao ciclo de vida, iniciação, maturidade e dissipação do conjunto de nuvens observado nas imagens de satélite, foi medido pela rede pluviométrica do Alerta Rio e estimado pelo produto MERGE. Estes dados foram analisados em sequência.

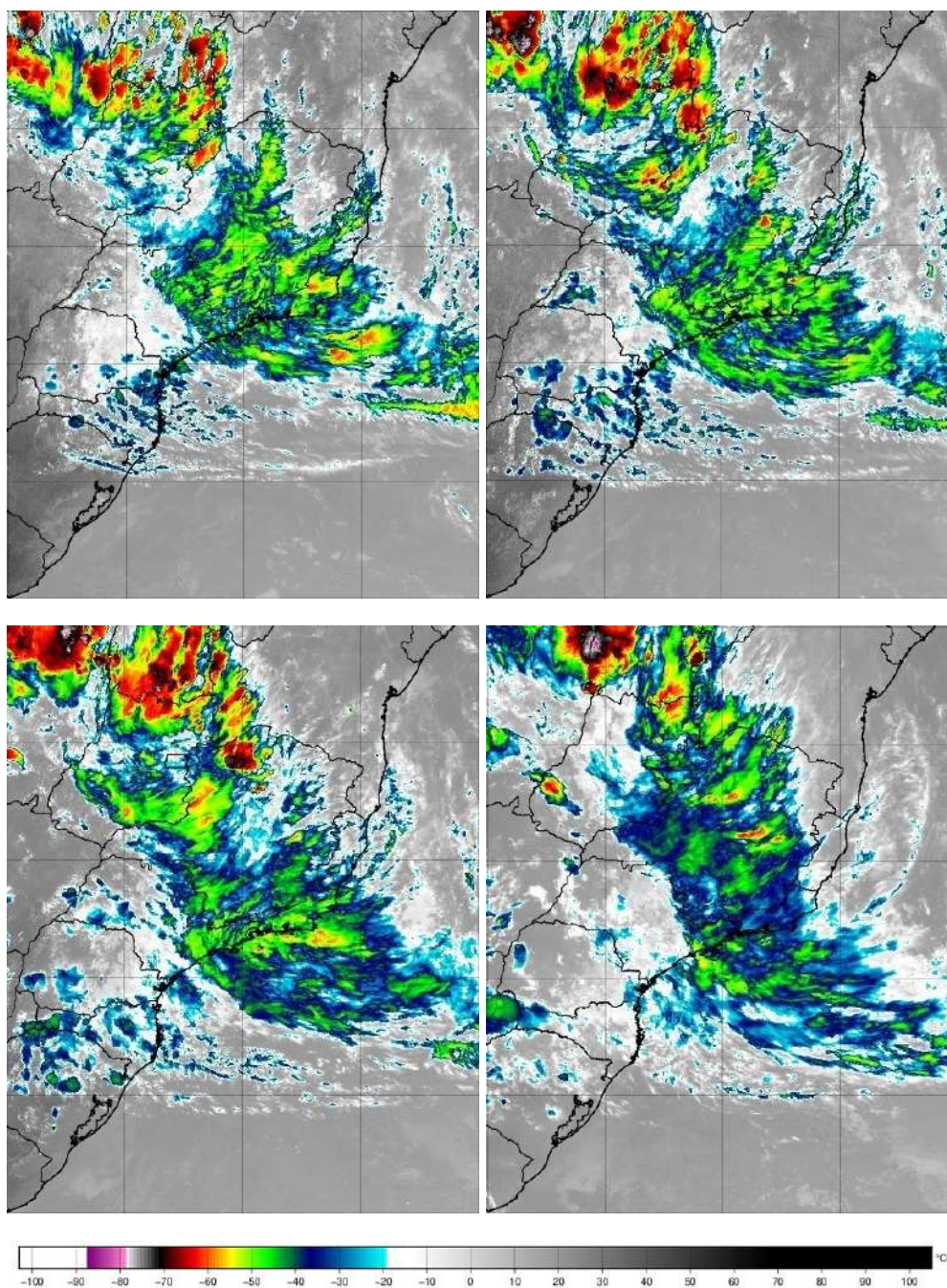


Figura 4.1: Imagens de satélite no canal infravermelho (realçado). Superior à esquerda: 30/12/21 16 UTC, superior à direita: 30/12/21 18 UTC, inferior à esquerda: 30/12/21 20 UTC e inferior à direita: 31/12/21 00 UTC.

Os acumulados no período de 1 hora registrados nas estações pluviométricas do Sistema Alerta Rio são mostrados na Figura 4.2. A precipitação associada a esse caso foi volumosa e consideravelmente bem distribuída pelo município do Rio de Janeiro. A distribuição temporal da chuva apresentou dois picos principais de

precipitação (Figura 4.2). O primeiro pico ocorreu entre 18 UTC do dia 30/12/21 e 00 UTC do dia 31/12/21, e o segundo ocorreu entre 03 e 07 UTC.

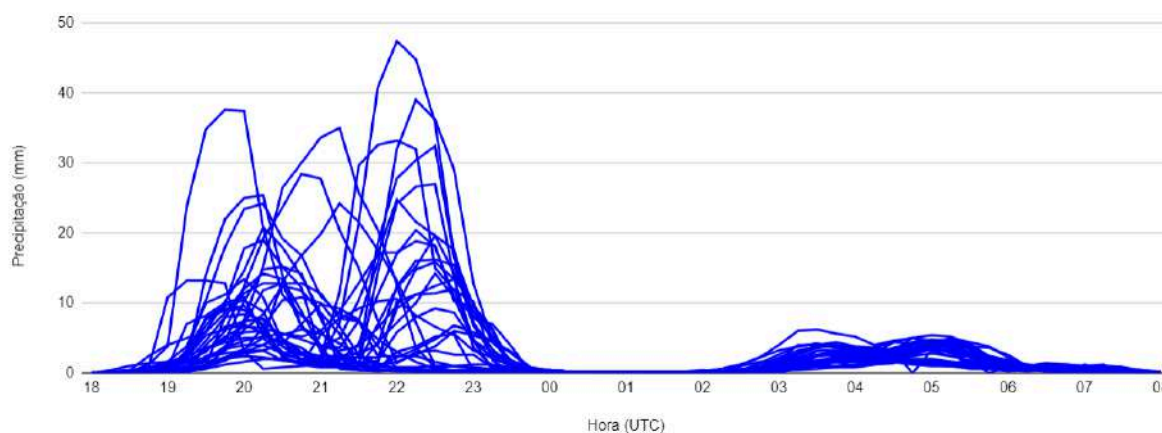


Figura 4.2: Precipitação acumulada (mm) em 1h entre 18 UTC do dia 30/12/21 e 08 do dia 31/12/21, das 33 estações pluviométricas do Alerta Rio.

Dentro do período em que ocorreu o primeiro pico de precipitação, observou-se picos secundários que apresentaram, para a maioria das estações (23 no total), volumes máximos em torno das 20 UTC. O maior volume acumulado nesse horário foi de 37,6 mm na estação Anchieta. Por volta das 21 UTC, as estações: Tanque, Madureira e Cidade de Deus registraram volumes expressivos 35 mm, 28,4 mm e 24,2 mm, respectivamente, enquanto a maioria registrou acumulados em torno de 10 mm. Entre 22 e 23 UTC observou-se um aumento no volume acumulado na maioria das estações. O maior volume registrado nesse horário foi de 47,4 mm na estação Grajaú, 39 mm na estação Alto da Boa Vista e 33,2 mm na estação Grande Méier.

Um total de 15 estações que registraram acumulados entre 19 e 20 UTC e tiveram redução dos acumulados às 21 UTC, voltaram a registrar volumes maiores do que os registrados anteriormente, entre 22 e 23 UTC. Este segundo máximo nos acumulados dentro do primeiro pico principal aumentou as chances de ocorrências de deslizamentos, enchentes e alagamentos. Com o solo encharcado pela primeira chuva, o gatilho para ocorrência desses eventos depende do volume de chuva e do grau risco que determinada região enfrenta.

O segundo pico ocorreu no dia seguinte pela madrugada e teve como característica um menor volume de chuva quando comparado com o primeiro

(Figura 4.2). Os máximos acumulados em 1 hora oscilaram entre 2,4 mm (Copacabana) e 6,4 mm (Anchieta). Este segundo pico mostrou que o ambiente teve condições dinâmicas e termodinâmicas suficientes para um novo desenvolvimento de nuvens precipitantes. De acordo com a imagem de satélite das 00 UTC (Figura 4.1), as nuvens sobre o município do Rio de Janeiro estavam em estágio de dissipação. Entretanto, no Sul do estado de Minas Gerais, próximo à fronteira com o estado do Rio de Janeiro, a imagem de satélite das 00 UTC (Figura 4.1) mostra algumas nuvens com topos mais frios -40 a -50°C. Em função do escoamento, estas nuvens foram transportadas em direção ao município do Rio de Janeiro e desenvolveram-se mais no percurso (Figura A7.1, em anexo), levando a ocorrência de precipitação.

Os acumulados de chuva em 24h estão listados para cada estação na Tabela 4.3, onde volumes significativos (acima de 30 mm) estão sombreados de azul e, sombreados de roxo, volumes considerados como chuva extrema. O valor de 30 mm foi adotado tendo como referência o trabalho de Dereczynski *et al.* (2009), onde os eventos de chuva intensa são aqueles em que a precipitação diária é igual ou superior à 30 mm em pelo menos 5 estações pluviométricas. Neste estudo, 22 estações apresentaram acumulados superiores à 30 mm o que corresponde a mais de 66% do total de estações, indicando uma boa distribuição espacial de chuva intensa.

No trabalho de Polifke da Silva e Justi da Silva (2010), o percentil 99% dos acumulados em 24h das estações pluviométricas do Alerta Rio eram considerados como chuva extrema. Sendo assim, cada posto pluviométrico tinha seu próprio limiar, de modo que, nos postos onde climatologicamente o volume de precipitação é alto, a metodologia dos percentis revela valores proporcionalmente altos também. Utilizou-se, então, os limiares obtidos pelos referidos autores, para determinar dentre os volumes acumulados em 24h em cada estação, quais poderiam ser considerados extremos. Estes também são apresentados na Tabela 4.3.

Os maiores acumulados foram registrados nas estações Alto da Boa Vista (87,6 mm), Grajaú (75,6 mm) e Tanque (67,6 mm). Dentre estes três, os volumes acumulados nas estações Grajaú e Tanque podem ser considerados extremos. Estas estações localizam-se próximo ao Maciço da Tijuca e, de acordo com a climatologia (de 10 anos) realizada por Dereczynski *et al.* (2009), os maiores

volumes de chuva concentram-se nessa região. Portanto, o presente estudo está em concordância com este anterior.

A chuva intensa também foi significativa em regiões densamente povoadas e a alguns quilômetros de distância dos principais maciços. Os acumulados em 24 h registrados nas estações Grande Méier (67 mm), Madureira (54,7 mm) e Piedade (50,8 mm), sendo essas duas últimas com volumes considerados extremos, revelam esse comportamento que pode afetar de maneira significativa os residentes dessas localidades.

Tabela 4.3: Precipitação acumulada entre 18 UTC do dia 30 e 18 UTC do dia 31 de dezembro. Valores acima de 30 mm estão destacados em azul e em roxo os que ultrapassaram o limiar correspondente ao percentil 99% considerado como chuva extrema no trabalho de Polifke da Silva e Justi da Silva (2010).

PRECIPITAÇÃO ACUMULADA EM 24H (12 UTC)			
ESTAÇÃO	PRECIP. (mm)	ESTAÇÃO	PRECIP. (mm)
Alto da Boa Vista	87,6	Madureira	57,4
Anchieta	66,4	Penha	36,6
Av. Brasil Mendanha	29,8	Piedade	50,8
Bangu	35,6	Recreio	26
Barrinha	45,6	Riocentro	35,2
Campo Grande	26,2	Rocinha	37,4
Cidade de Deus	49	Santa Cruz	35
Copacabana	16,6	Santa Teresa	24,2
Grajaú Jacarepaguá	56,4	São Cristóvão	46
Grajaú	75,6	Saúde	33,2
Grande Méier	67	Sepetiba	26,6
Grota Funda	21	Tanque	67,6
Guaratiba	24,2	Tijuca Muda	59,8
Ilha do Governador	43,4	Tijuca	42,2
Irajá	52,8	Urca	18,4
Jardim Botânico	31,6	Vidigal	25
Laranjeiras	17,2		

A Figura 4.4 mostra os acumulados em 1 hora com base no produto de dados MERGE. Com esses dados, vê-se claramente o desenvolvimento da chuva

de noroeste para sudeste nos horários em torno do primeiro pico. Também podemos observar a partir dos acumulados das 20 UTC que a chuva estendeu-se desde a região sul do estado até partes da região serrana, no entanto foi mais volumosa sobre o município do Rio de Janeiro e extremo sul do estado do Rio de Janeiro, como mostra a figura que corresponde ao horário das 22 UTC na Figura 4.4. Uma justificativa para este comportamento é a orografia da região que contribuiu para o estacionamento das nuvens de chuva gerando os acumulados mais expressivos.

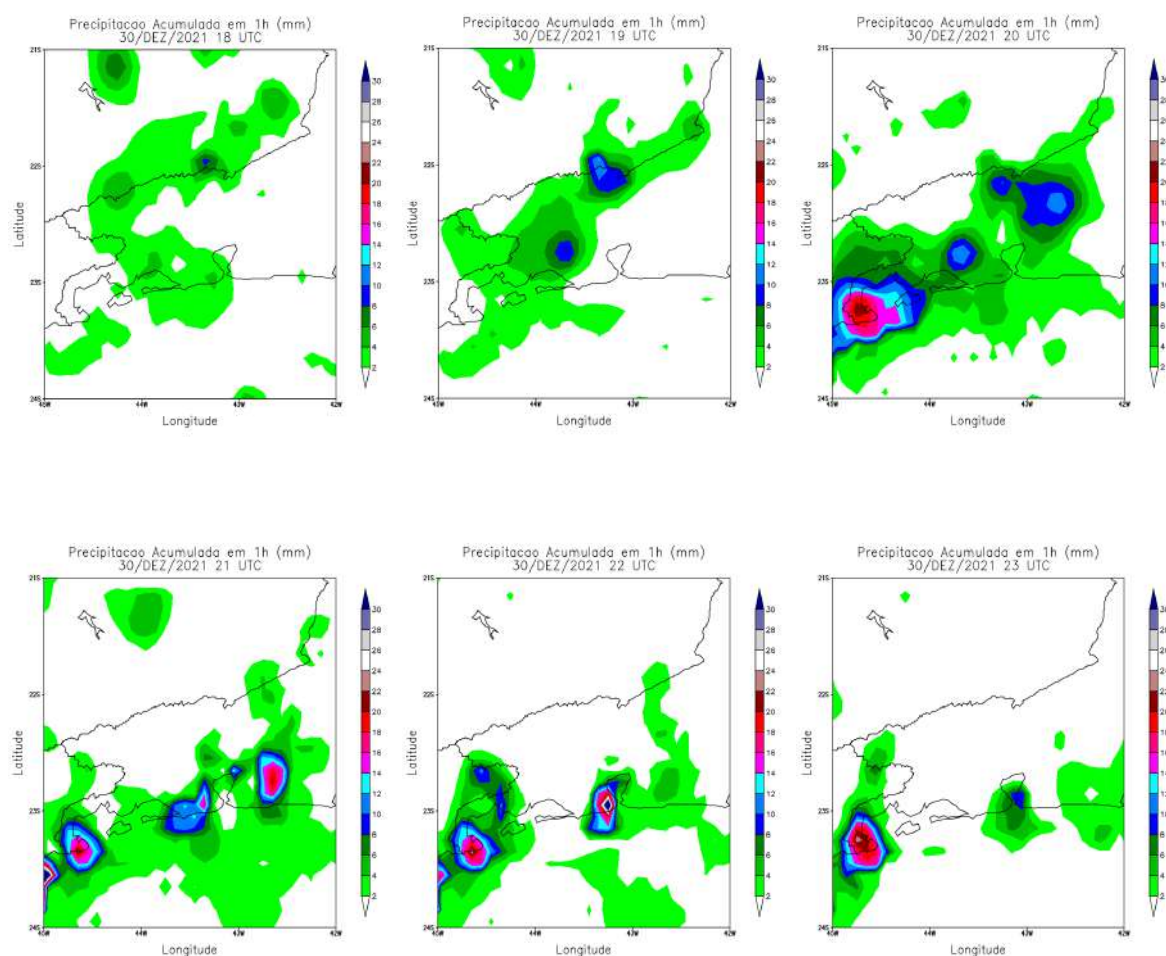


Figura 4.4: Precipitação acumulada (mm) em 1 hora de acordo com o produto de dados MERGE para os horários de 18 (UTC) a 23 (UTC).

Os acumulados com base nos dados MERGE são menos volumosos do que os registrados pelas estações do Alerta Rio mostrados na Figura 4.2. O produto combina estimativas de precipitação por satélite e dados observados de estações.

Como no município do Rio de Janeiro há dados de estações que compõem o produto, esperava-se resultados mais próximos ao observado na rede pluviométrica do Alerta Rio. O produto MERGE, no entanto, subestimou o volume de precipitação, o que pode ser justificado se as estações usadas no produto eram diferentes da rede do Alerta Rio e ao mesmo tempo registraram baixo volume de fato. Ainda assim, a diferença é significativa principalmente para volumes mais altos de chuva.

4.2. Análise sinótica

4.2.1. Corrente de jato em 200 hPa, altura geopotencial em 500 hPa e PNMM

As Correntes de Jato em altos níveis são caracterizadas por ventos fortes concentrados em uma faixa relativamente estreita e são observados em latitudes médias e subtropicais. Se formam em regiões com forte gradiente horizontal de temperatura devido ao balanço do vento térmico. Com base na teoria quase geostrófica, a chamada entrada equatorial da corrente de jato é uma região com movimentos ascendentes que pode ser constatada pela convergência do vetor \mathbf{Q} (HOLTON, 2004 pg. 172) conforme o esquema da Figura 4.5, onde o vetor \mathbf{Q} longe do núcleo do jato é pequeno ou nulo.

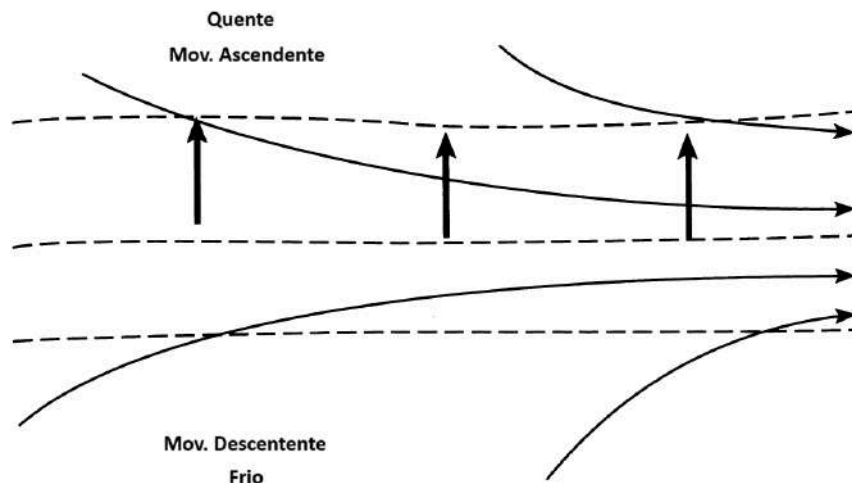


Figura 4.5: Orientação dos vetores \mathbf{Q} (setas grossas) para um escoamento confluyente (entrada do jato). As linhas tracejadas são isotermas (na parte de baixo da figura o ar é frio e na parte de cima o ar é quente). Fonte: Adaptado de Holton, 2004.

De forma geral o jato pode contribuir com a divergência, pois o vento está acelerando em direção ao núcleo, e cisalhamento vertical do vento. Ambas contribuições facilitam movimentos verticais ascendentes.

Na Figura 4.6, pode-se observar concomitantemente a pressão ao nível médio do mar (PNMM, linhas pretas contínuas), altura geopotencial em 500 hPa (linhas azuis tracejadas) e as correntes de jato em 200 hPa (sombreado em tons de vermelho). Em 200 hPa a magnitude do vento em parte do estado do Rio de Janeiro varia entre 60 e 80 kt em 30 de dezembro às 00 UTC indicando a presença do jato subtropical. Nos próximos horários, até às 12 UTC (Figura 4.6b), há uma tendência de enfraquecimento e deslocamento do jato para sudeste. Às 18 UTC do dia 30, observa-se que o jato se fortaleceu e posicionou-se ao sul do estado do Rio de Janeiro (Figura 4.7c). Esta posição é considerada mais favorável a dar suporte dinâmico aos sistemas convectivos de mesoescala que se formaram em torno deste horário. Ou seja, promover a divergência do vento e a convergência do vetor **Q** quando a entrada equatorial do jato está sobre o estado do Rio de Janeiro. Às 00 UTC o jato está mais afastado do estado do Rio de Janeiro e sua influência é menos significativa (Figura 4.7d).

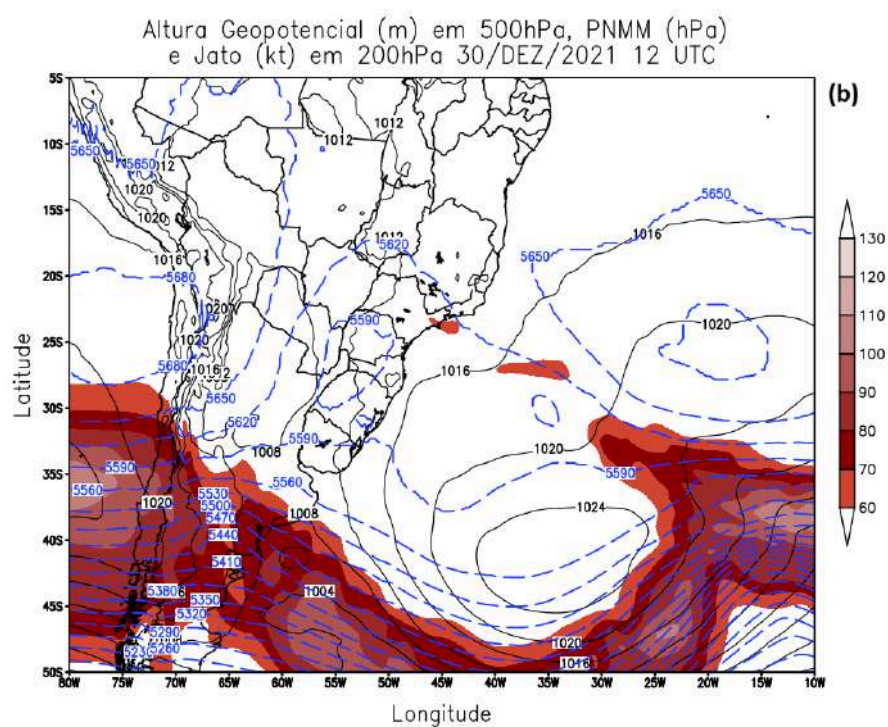
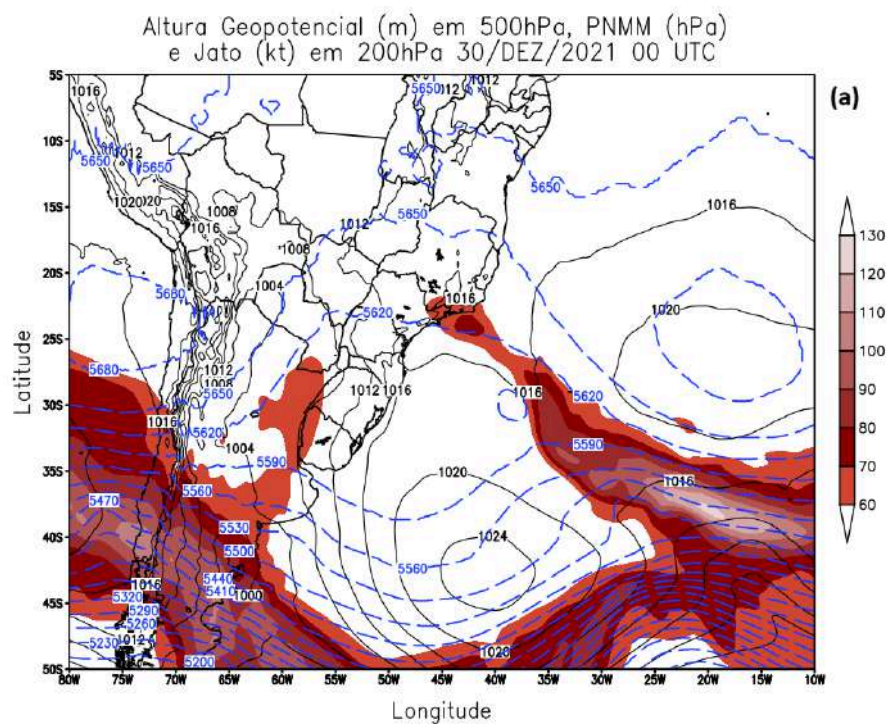


Figura 4.6: Altura geopotencial (m) em 500 hPa (linhas tracejadas em azul), PNMM (hPa, linhas contínuas) e jato em 200 hPa (barra cores, kt). Dia 30/12/21 00 UTC (a) e dia 30/12/21 12 UTC (b). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m e o das isóbaras é de 4 hPa.

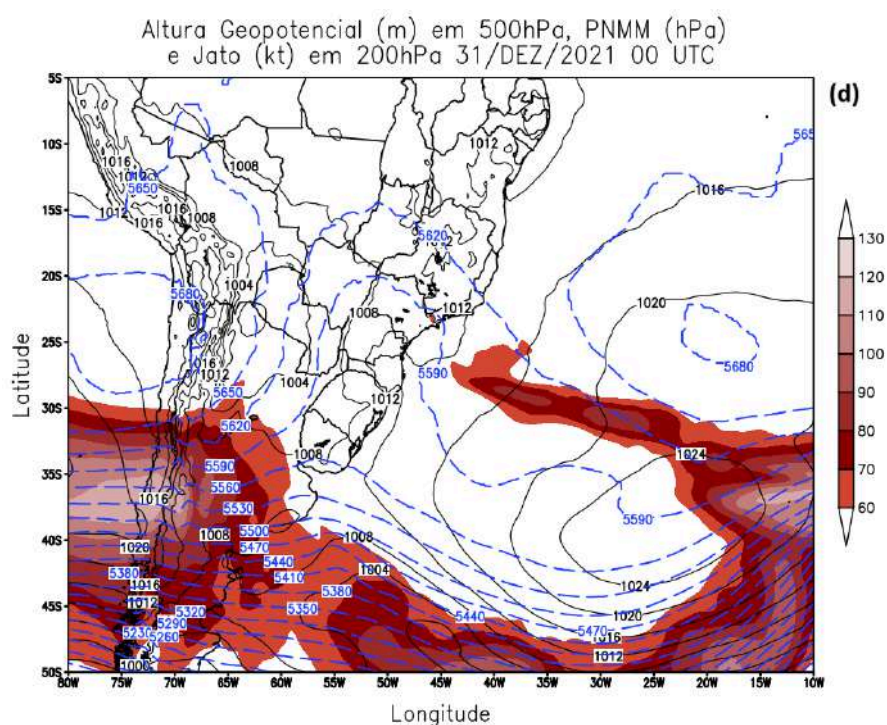
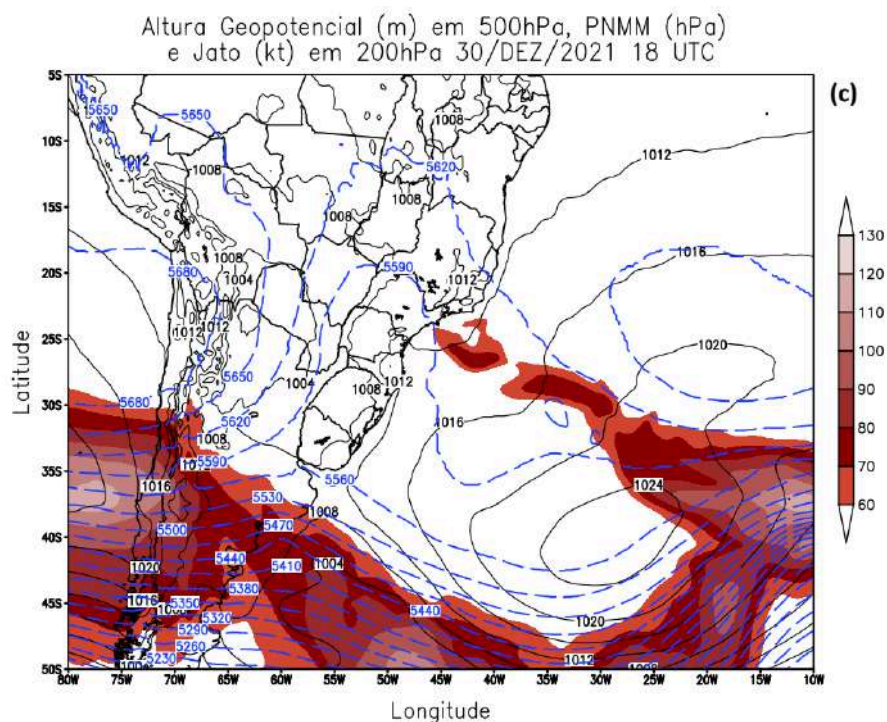


Figura 4.7: Altura geopotencial (m) em 500 hPa (linhas tracejadas em azul), PNMM (hPa, linhas contínuas) e jato em 200 hPa (barra cores, kt). Dia 30/12/21 18 UTC (c) e dia 31/12/21 00 UTC (d). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m e o das isóbaras é de 4 hPa.

Quando o jato é plotado junto com as linhas de correntes em 200 hPa (Figura 4.8), o escoamento neste nível fica mais evidente, de modo que é possível visualizar um cavado bastante extenso meridionalmente com eixo em aproximadamente 050W

(Figura 4.8b). As linhas de corrente da Figura 4.8b também mostram difluência sobre o estado do Rio de Janeiro e sobre o oceano adjacente. Dessa forma o estado do Rio de Janeiro está a leste do cavado em 200 hPa, com difluência e na entrada do jato, ou seja, em uma área que favorece movimentos ascendentes.

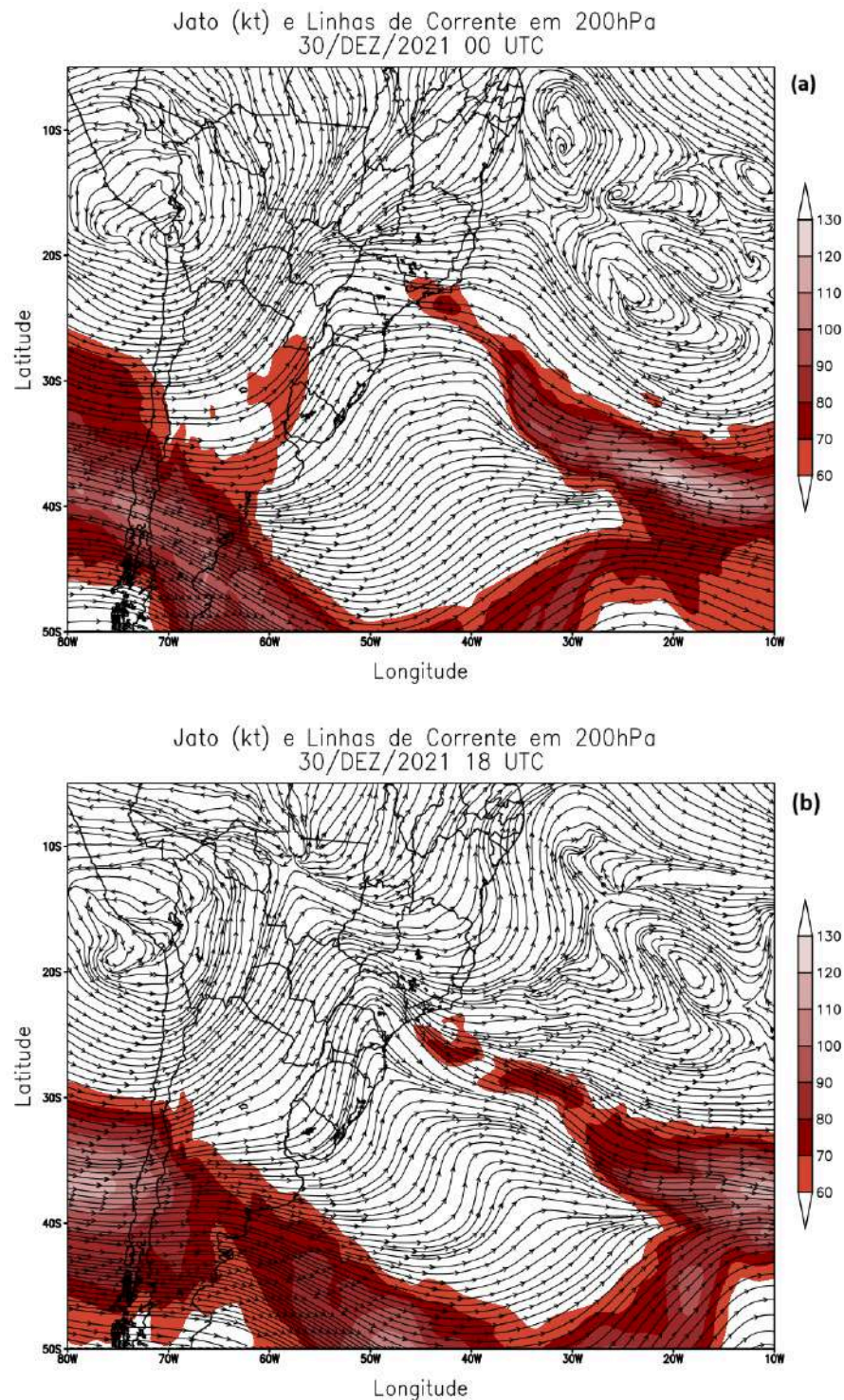


Figura 4.8: Corrente de jato (barra de cores, kt) e linhas de corrente em 200 hPa às 00 UTC (a) e às 18 UTC (b) do dia 30/12/21.

Em médios níveis (500 hPa), nota-se um cavado com eixo em 053W (Figura 4.6a) amplificando-se nos horários seguintes, apresentando circulação fechada observada por meio de altura geopotencial (Figuras 4.6b e 4.7c). A amplificação deste cavado tem um papel dinâmico importante no desenvolvimento das tempestades sobre o estado do Rio de Janeiro durante a tarde/noite do dia 30 (Figura 4.2). Acompanhando a isoípsa de 5620 m, observa-se o avanço do cavado no decorrer do tempo. Note, que a mesma se encontrava sobre o estado de São Paulo às 00 UTC e às 18 UTC sobre o Espírito Santo (Figuras 4.6a e 4.7c). Durante o processo de avanço, o mesmo interage com os níveis mais baixos (superfície). Como mostra estudos anteriores (EVANS e BRAUN, 2012; GOZZO *et al.*, 2014; ESCOBAR *et al.*, 2019), a interação com ar quente e úmido da superfície produz um aumento da nebulosidade e a liberação de calor latente, que contribui para o desenvolvimento de uma baixa pressão em superfície. Seis horas mais tarde às 00 UTC do dia 31/12/2021, nota-se uma aproximação da isoípsa de 5590 m ao sul do estado do Rio de Janeiro, o que pode indicar uma influência dinâmica por parte do cavado dentro desse período de seis horas, para a ocorrência de um 2° pico de precipitação que houve na cidade do Rio de Janeiro na madrugada do dia 31. Este cavado também apresenta, como um todo, características estacionárias deslocando-se pouco para leste e inclinado seu eixo para oeste entre 18 e 00 UTC (Figura 4.7). Tal comportamento mantém o estado do Rio de Janeiro a leste do cavado, ou seja, em uma área favorável à ocorrência de movimentos ascendentes (HOLTON, 2004).

Em superfície, observa-se sobre o Oceano Atlântico a Alta Subtropical do Atlântico Sul com centro por volta de 25S e 020W, e pressão de 1020 hPa em 30 de dezembro às 00 UTC. A sudoeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul em 43S e 041W há um sistema de alta pressão migratório de 1024 hPa. Entre estes dois sistemas, há um cavado invertido com pouca amplificação e com eixo passando pelo Rio de Janeiro em direção ao Atlântico (Figura 4.6a). No decorrer do dia 30, os dois sistemas de alta pressão se unem formando um sistema com pressão de 1024 hPa em torno de 40S e 030W às 18 UTC e o cavado em superfície aprofunda-se no período de 00 UTC (1016 hPa) às 18 UTC (1012 hPa) (Figuras 4.6a e 4.7c). O aprofundamento do cavado em superfície está relacionado a ação conjunta do afastamento para leste do sistema de alta pressão, que agora permite ventos de

quadrante N/NE próximo à costa dos estados do Rio e Espírito Santo, e principalmente, ao cavado em médios níveis que contribuiu para o aumento de vorticidade ciclônica ao interagir com o ar próximo à superfície.

4.2.2. Intrusão de ar estratosférico

A amplificação do cavado em médios níveis, está relacionada com uma intrusão de ar estratosférico na troposfera. Para comprovar a intrusão, decidiu-se a semelhança do trabalho de Iwabe (2008) plotar campos meteorológicos de variáveis que apresentam características geralmente associadas à baixa estratosfera, na troposfera (200 hPa). Ou seja, anomalias de vorticidade potencial que são geralmente encontradas quando o ar com menor estabilidade estática da estratosfera passa para a troposfera que é mais estável levando a geração de vorticidade ciclônica; concentrações maiores de ozônio; baixa umidade e temperatura mais elevada.

No campo de anomalia de vorticidade potencial em 200 hPa, observa-se dois núcleos entre 25S e 35S (Figura 4.9a). O núcleo mais a oeste, que está em torno de 55W no dia 30 às 00 UTC (Figura 4.9a), está associado aos cavados observados nos médios e altos níveis. A Figura 4.9b mostra as anomalias de VP 24h mais tarde. Observa-se que houve um deslocamento para nordeste em relação ao posicionamento anterior e intensificação das anomalias para -5 UVP. As anomalias que estavam mais a leste na figura anterior (Figura 4.9a) diminuíram e deslocaram-se mais rapidamente para leste com o fluxo de oeste que é comum nesta região. O comportamento das anomalias observadas é semelhante ao de um evento de Quebra de Onda de Rossby observado por Barnes *et al.*, 2021a sobre o Oceano Atlântico Sul. Nesse horário (00 UTC do dia 31) ocorreu o máximo (-5 UVP) de anomalia negativa, diminuindo nos horários seguintes (figuras não mostradas).

Observa-se também, que associado às anomalias de vorticidade potencial há concentrações maiores de ozônio e ar seco. Em 200 hPa a concentração de ozônio chega a 2.4 kg/kg na mesma área onde há forte anomalia de vorticidade potencial (Figura 4.9b). A umidade relativa em 200 hPa apresenta valores baixos (5%) e um forte gradiente que acompanha as anomalias de VP do estado do Paraná ao estado de São Paulo conforme elas se intensificaram em um período de 24h (Figura 4.10). Além disso, são observadas temperaturas mais altas que acompanham o cavado em 200 hPa (Figura 4.11). A presença de ozônio, anomalias negativas de VP, baixa

umidade relativa e temperaturas mais altas em torno da mesma região indicam uma intrusão de ar estratosférico. Tal intrusão, influenciou o ambiente entre os médios e altos níveis levando a amplificação do cavado em 500 hPa.

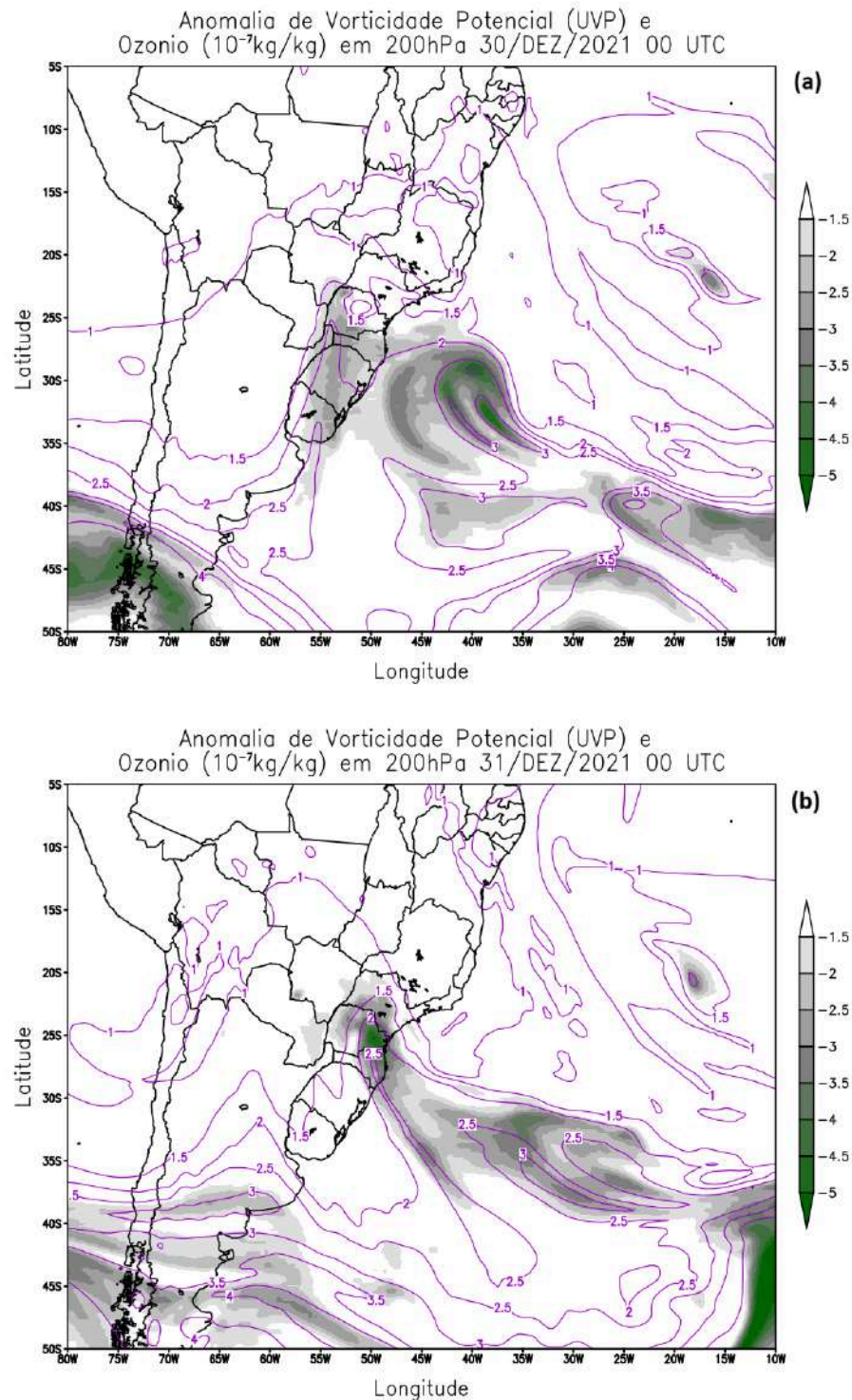


Figura 4.9: Anomalia de vorticidade potencial (barra de cores, UVP) e ozônio (10^{-7}kg/kg) em 200 hPa para 30/12/21 às 00 UTC (a) e para 31/12/21 00 UTC (b).

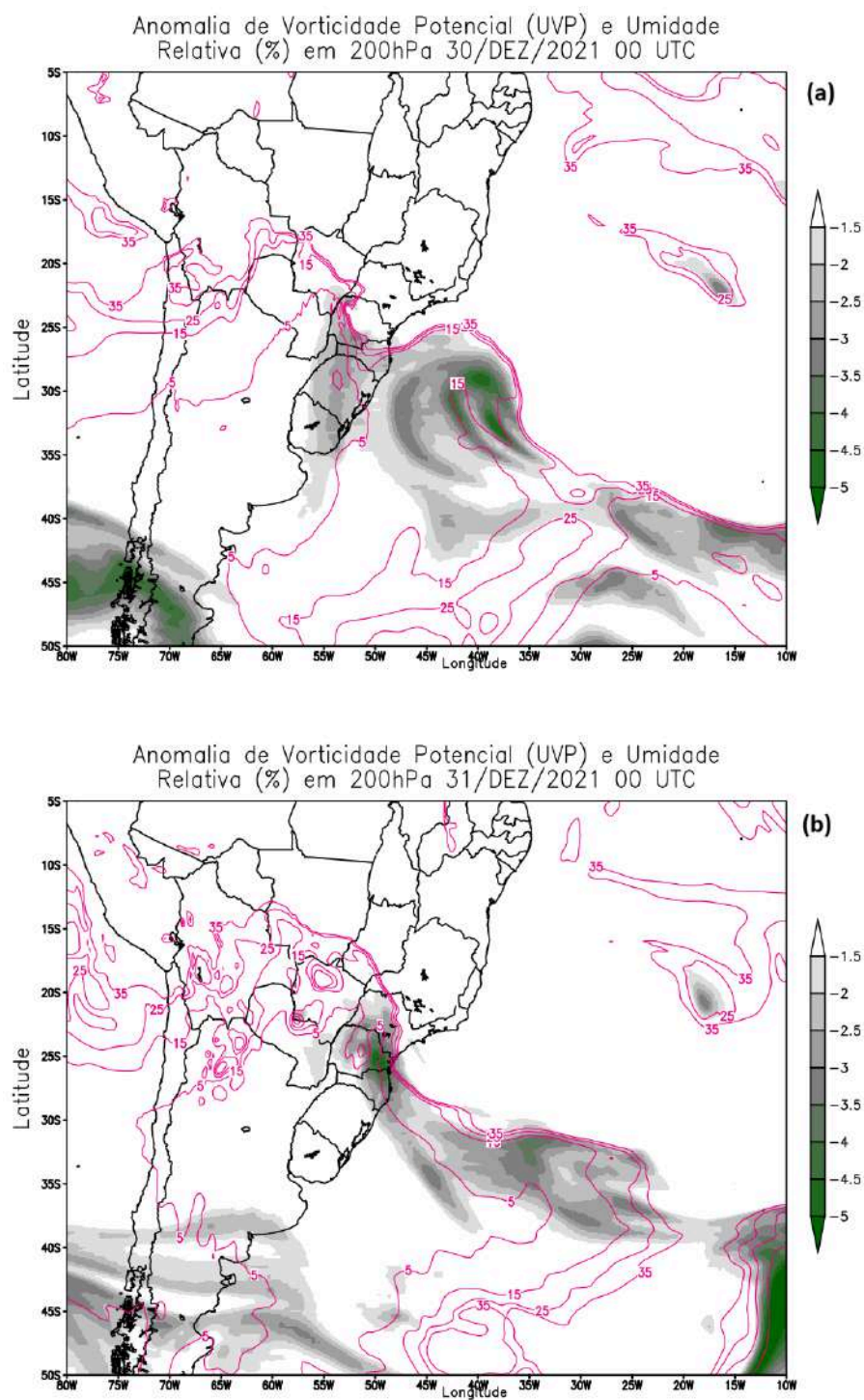


Figura 4.10: Anomalia de vorticidade potencial (barra de cores, UVP) e umidade relativa (%) em 200 hPa para 30/12/21 às 00 UTC (a) e para 31/12/21 00 UTC (b).

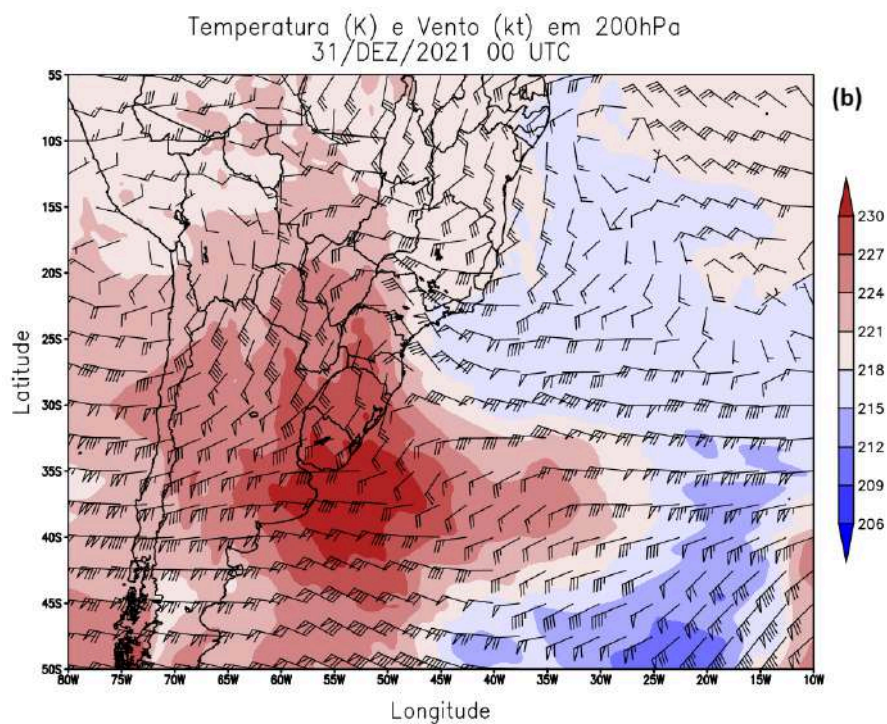
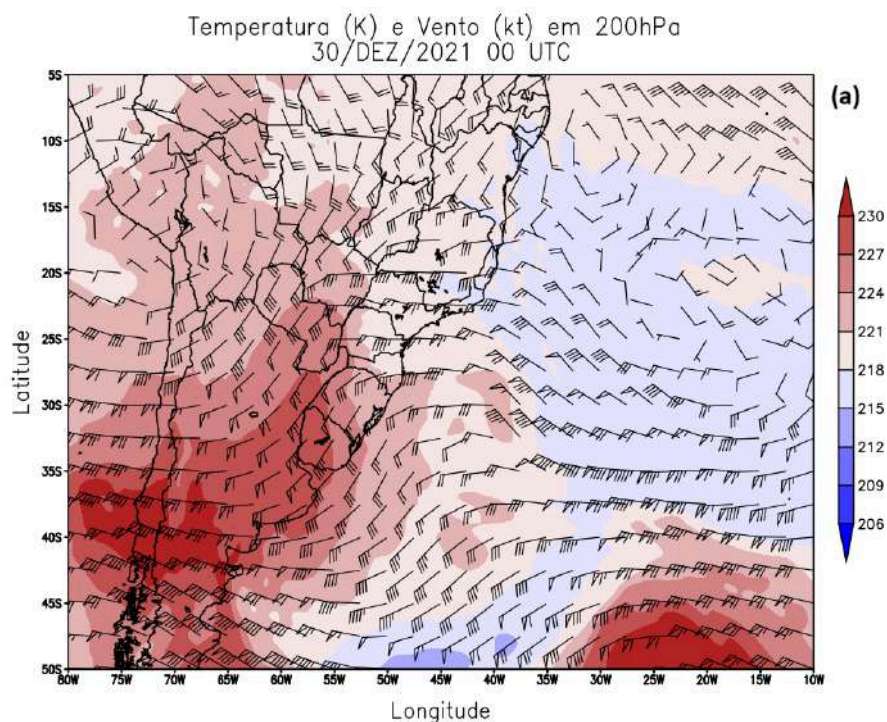


Figura 4.11: Temperatura (barra de cores, K) e vento (kt) em 200 hPa para 30/12/21 às 00 UTC (a) e para 31/12/21 00 UTC (b).

Por meio de cortes verticais (Figuras 4.12 e 4.13) nota-se que a intrusão de ar estratosférico caracterizada pela VP, é advectada de latitudes mais altas ($> 35S$) para latitudes subtropicais (até $22S$) como mostra a Figura 4.12. Observa-se

também que o contorno de -1.5 UVP, que foi usado por Barnes e colaboradores (2022) para demarcar a altura da tropopausa, alcança os médios níveis (400 hPa). Além disso, a “língua” de VP parte da estratosfera inclinando-se para oeste conforme mostra a Figura 4.13. Essas características foram observadas também em outros estudos, por exemplo, Rondanelli *et al.*, 2002 quando rastreou que o ozônio era transportado de latitudes médias para subtropicais; nos esquemas que representam trocas estratosfera-troposfera, com o proposto por Holton *et al.*, 1995 e mais recentemente adaptado com novos conceitos por Stohl *et al.*, (2003), os quais mostram que intrusão pode se propagar de latitudes médias para subtropicais (Figura A7.2, em anexo).

A intrusão contribuiu com a amplificação dos cavados em 200 e 500 hPa devido às anomalias ciclônicas de VP. Em 200 hPa há uma contribuição direta baseado nas anomalias encontradas neste nível e em 500 hPa a contribuição seria por indução de uma circulação ciclônica. Esta indução de circulação ciclônica não se restringe aos níveis médios, mas pode-se propagar para os níveis baixos e gerar movimentos verticais a leste da anomalia (SANTURETTE e GIORGIEV, 2005).

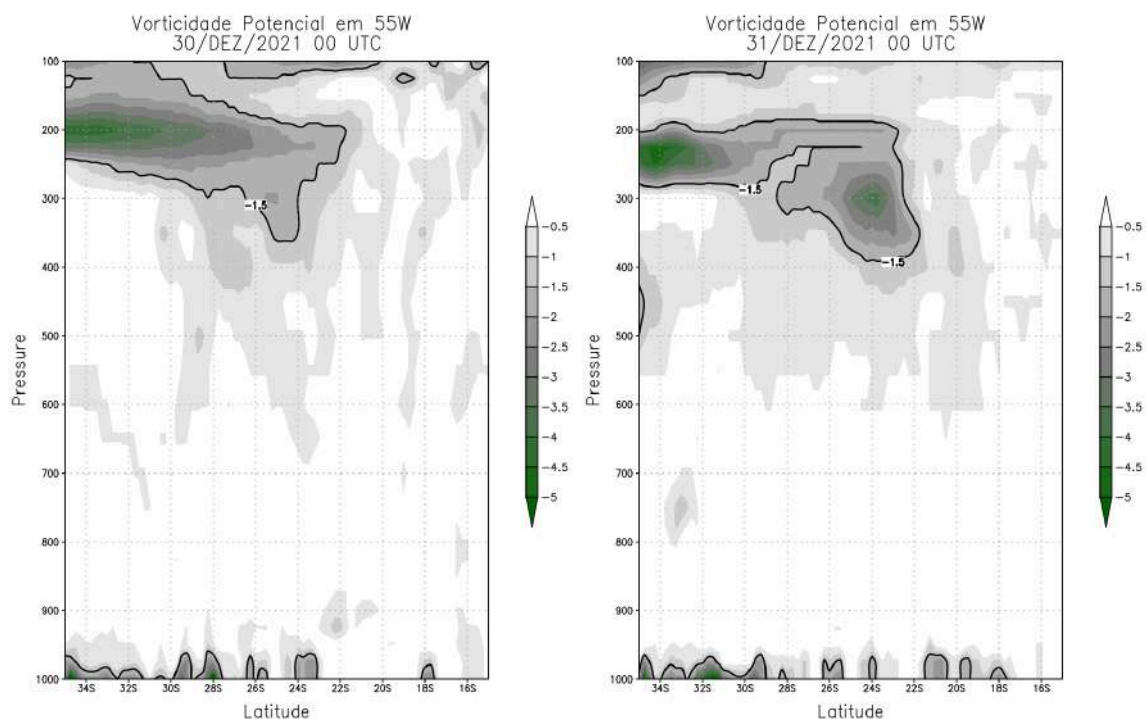


Figura 4.12: Cortes verticais do campo de vorticidade potencial (barra de cores, UVP). Corte longitudinal em 055W às 00 UTC do dia 30/12/2021 (esquerda) e 00 UTC do dia 31/12/21 (direita). O contorno de -1.5 UVP (mesmo valor que define a altura da tropopausa no estudo de Barnes *et al.*, 2022) é destacado por uma linha preta grossa na figura.

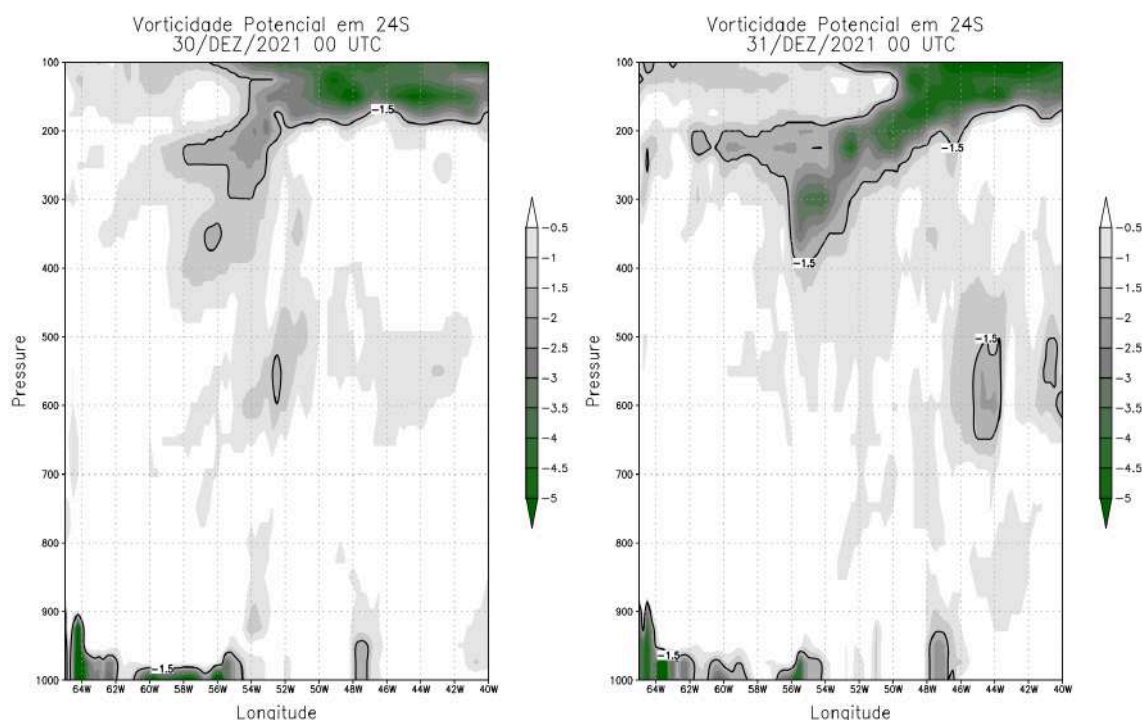


Figura 4.13: Cortes verticais do campo de vorticidade potencial (barra de cores, UVP). Corte latitudinal em 24S às 00 UTC do dia 30/12/21 (esquerda) e às 00 UTC do dia 31/12/21 (direita). O contorno de -1.5 UVP (mesmo valor que define a altura da tropopausa no estudo de Barnes *et al.*, 2022) é destacado por uma linha preta grossa na figura.

4.2.3. Campos de espessura entre 1000-500 hPa, PNMM e umidade em 850 hPa

No campo de espessura nota-se no primeiro horário (30 de dezembro às 00 UTC, Figura 4.14a) que não há um gradiente de espessura significativo próximo ao estado do Rio de Janeiro e a espessura da camada sobre o mesmo está entre 5700 e 5750 m. De acordo com Seluchi *et al.*, (2017), de forma subjetiva, um sistema frontal que provoca chuvas intensas está associado com um gradiente de espessura acentuado. Sobre o Oceano Atlântico, na região em torno do cavado invertido há uma diminuição do gradiente de espessura com o tempo. Isso mostra que se um sistema passou por essa região do Atlântico dias anteriores, o atual processo é de frontólise. Além disso, no campo de PNMM não se observa sobre Sul do Brasil e Nordeste da Argentina um sistema de alta pressão característico de alta pós-frontal (Figura 4.14a). Sistema esse que geralmente está associado a frentes frias e que aparece nos compósitos de chuvas intensas provocadas por sistemas frontais (por exemplo, ANDRADE e CAVALCANTI, 2018). Portanto, não há um sistema frontal clássico atuando no estado do Rio de Janeiro dentro do período analisado que justifique o volume observado de precipitação.

Observa-se sobre Atlântico no campo de PNMM (Figura 4.14a), dois sistemas de alta pressão e um cavado invertido conforme descrito anteriormente. Às 18 UTC do dia 30, em função do aquecimento diurno, a espessura aumenta no Norte de São Paulo, Minas Gerais e Espírito Santo fazendo com que o gradiente meridional de espessura aumente entre o Oceano Atlântico e o norte de Minas Gerais passando pelo Rio de Janeiro (Figura 4.15b). Com ventos de quadrante norte, devido ao cavado invertido em superfície, e perpendiculares as isolinhas de espessura pode-se esperar uma advecção de temperatura positiva no Norte do Rio de Janeiro. No entanto, esta advecção deve ser fraca devido ao gradiente de espessura ser fraco, nesse horário. No dia 31 (00 UTC), tanto a pressão como a espessura se mantiveram aproximadamente constantes em relação ao horário anterior (18 UTC) no estado do Rio de Janeiro (Figuras 4.15b e 4.15c).

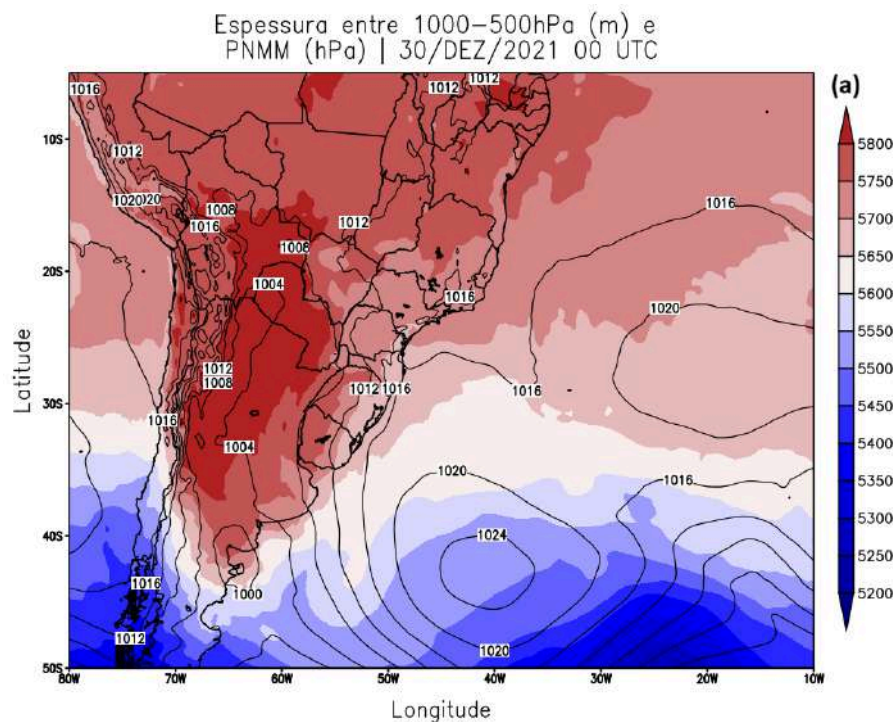


Figura 4.14: Espessura entre 1000-500 hPa (barra de cores, m) e PNMM (hPa) às 00 UTC do dia 30/12/21 (a). O intervalo das isóbaras é de 4 hPa.

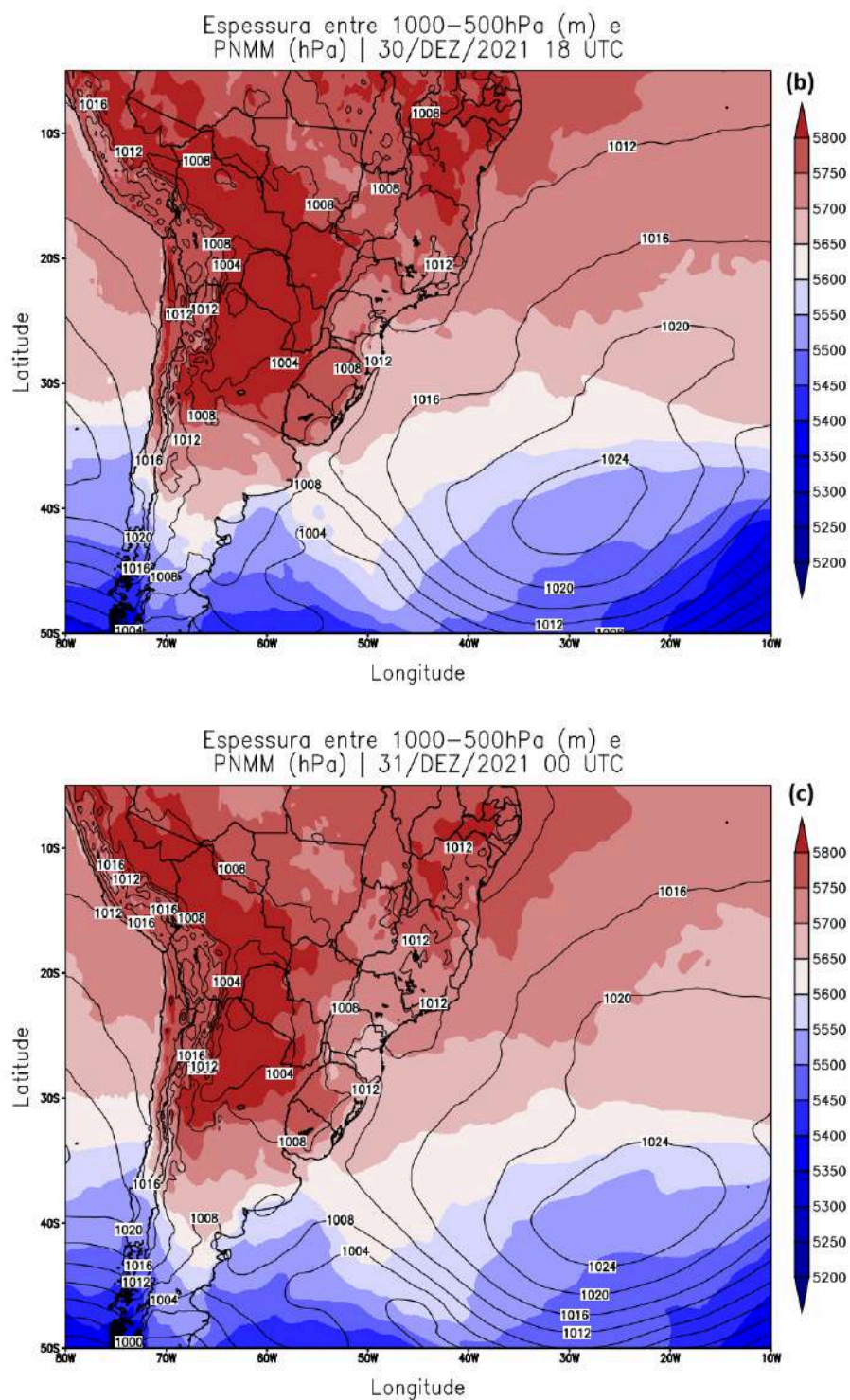


Figura 4.15: Espeçura entre 1000-500 hPa (barra de cores, m) e PNMM (hPa) nos horários 18 UTC do dia 30 (b) e 00 UTC do dia 31 (c). O intervalo das isóbaras é de 4 hPa.

No campo de umidade específica e linhas de corrente, é possível notar um escoamento predominante de leste confluindo no Sul do estado de Minas Gerais, com umidade específica entre 12 e 14 g/kg às 00 UTC do dia 30 de dezembro (Figura 4.16a). De acordo com o estudo realizado por Drumond *et al.* (2008), a costa

leste do Brasil é a principal fonte de umidade dos sistemas precipitantes na região central do Brasil, incluindo o Rio de Janeiro, durante o verão do Hemisfério Sul. A umidade rastreada de volta no tempo pelo período de um dia, que corresponde aproximadamente ao período aqui analisado, tem origem na costa leste dos estados da Bahia e do Espírito Santo (DRUMOND *et al.*, 2008). Uma segunda fonte de umidade está localizada no interior do continente por volta de 25S e 060W (DRUMOND *et al.*, 2008). Nas duas regiões citadas, a evaporação é maior do que a precipitação indicando, de acordo com estudo, que são fontes de umidade para a chuva.

No Rio de Janeiro a umidade específica nesse horário (00 UTC) está entre 10 e 12 g/kg e o escoamento é de quadrante leste, ou seja, há um transporte de umidade do oceano para o continente. Também há oferta de umidade no Espírito Santo e na sua costa com valores em torno de 14 g/kg. Contudo, nota-se um ar mais seco (2 g/kg) no litoral baiano neste horário, o que poderia refletir futuramente na quantidade de umidade do ar no estado do Rio de Janeiro (Figura 4.16a). Entre 06 e 12 UTC, o escoamento, de forma geral, se organiza em direção aos estados da Região Sul do Brasil (Figura A7.3, em anexo), mas o estado do Rio de Janeiro continua sendo abastecido de umidade.

Às 18 UTC, nota-se confluência mais organizada no Sul do estado do Rio de Janeiro, vista aqui pelas linhas de corrente. A confluência juntamente com a quantidade de umidade observada, também presentes nos estados de São Paulo e Minas Gerais (Figura 4.16b), são pré-condições para o desenvolvimento de nuvens cumulonimbus (Cb's). Observa-se que o escoamento organizou-se de forma que as duas áreas citadas como fonte de umidade em Drumond *et al.* (2008) podem contribuir ao mesmo tempo para a precipitação nessas regiões. Nesse horário, as regiões central e sul do estado do Rio de Janeiro estão mais úmidas (12-14 g/kg, Figura 4.16b) em relação aos horários anteriores e com um escoamento de nordeste que ao transportar ar quente (Figura 4.15b) contribuiu para diminuição da estabilidade entre os médios e baixos níveis (500 - 850 hPa). Seis horas mais tarde, as linhas de corrente indicam uma circulação ciclônica em São Paulo (21S e 050W) e confluência bem organizada desde o estado de Tocantins até o sul de São Paulo (Figura 4.17). No Rio de Janeiro a oferta de umidade permanece, com exceção do norte do estado onde há um núcleo de ar mais seco (6-8 g/kg) em função das condições de 24 horas anteriores (Figuras 4.16a, 4.16b e 4.17). Além disso, as

linhas de corrente indicam uma circulação de um pequeno cavado invertido sobre o estado do Rio de Janeiro, que é reflexo do cavado em superfície nos três horários analisados (Figuras 4.16 e 4.17).

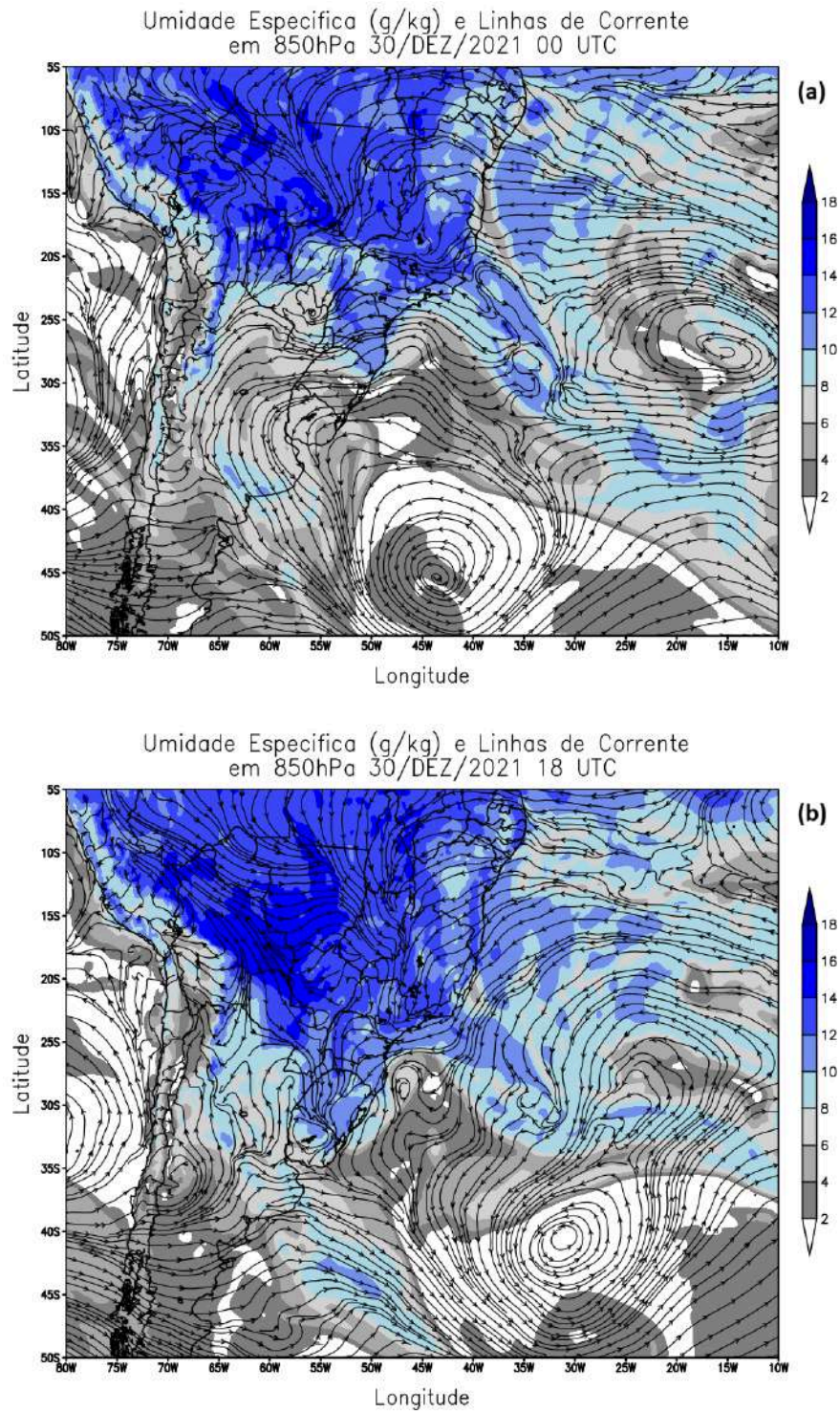


Figura 4.16: Umidade específica (barra de cores, g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa nos horários 00 (a) e 18 UTC (b) do dia 30/12/21.

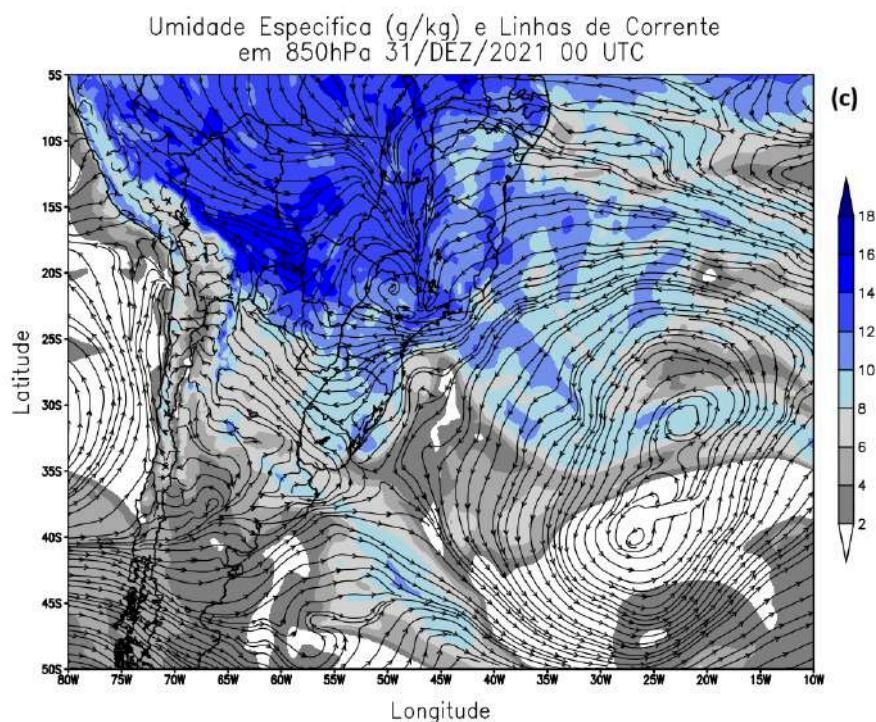


Figura 4.17: Umidade específica (barra de cores, g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa às 00 UTC do dia 31/12/21 (c).

4.2.4. Campos de vorticidade em 500 e 1000 hPa e de advecção de vorticidade em 500 hPa

O campo de vorticidade relativa negativa em médios níveis (500 hPa) está associado a movimentos ascendentes. Quando áreas com vorticidade relativa negativa aumentam ou surgem, os movimentos ascendentes decorrentes também são aumentados de maneira que há implicações diretas no desenvolvimento das nuvens em um ambiente úmido favorável. Ressalta-se que estes movimentos ascendentes associados à vorticidade podem ter duas origens. Uma relacionada com o ambiente sinótico em que a anomalia de vorticidade potencial induz a geração de vorticidade relativa negativa. E outra ao ambiente em mesoescala, relacionada com cisalhamento vertical do vento gerando vorticidade horizontal que, ao ser levantada pela corrente ascendente, gera vorticidade vertical. Neste último caso, parcelas de ar levantadas ao nível de convecção livre podem experimentar maior flutuabilidade (ou CAPE) e gerar correntes ascendentes intensas capazes de inclinar verticalmente a vorticidade horizontal. Dessa forma as correntes ascendentes são reforçadas pela vorticidade. No caso do presente estudo, o ambiente sinótico tem a primazia. Uma vez que a dinâmica em altos níveis está

favorecendo muito a geração de vorticidade e movimentos ascendentes na coluna atmosférica (Itens 4.2.1 e 4.2.2).

Inicialmente no dia 30 de dezembro às 00 UTC havia poucas áreas com vorticidade relativa negativa no nível de 500 hPa sobre a Região Sudeste. Conforme mostrado na Figura 4.18a, as áreas com vorticidade relativa negativa concentram-se nos estados do Sul do Brasil, parte do Paraguai e Argentina. Estas áreas deslocaram-se para nordeste seguindo o escoamento entre o eixo do cavado e um vórtice anticiclônico centrado em aproximadamente, 25S e 075W (Figura 4.18b). Estas áreas de vorticidade relativa negativa estão associadas com a vorticidade potencial ciclônica e, de certa forma, respondem à intrusão de ar estratosférico (Figuras 4.9, 4.12 e 4.13).

Com a amplificação do cavado (Figura 4.18b), observa-se um aumento significativo da vorticidade ciclônica entre São Paulo e sul de Minas Gerais. Seis horas mais tarde, núcleos de vorticidade estão também sobre parte do estado do Rio de Janeiro (Figura 4.19c). Estes núcleos deslocaram-se do sul de Minas Gerais dentro dessas seis horas em função do escoamento em 500 hPa ser de noroeste. A presença de vorticidade relativa negativa dentro desse período de tempo tem o papel de influenciar dinamicamente os níveis inferiores e, além disso, coincidiu com o período que as chuvas mais fortes ocorreram (Figura 4.2). Ou seja, dado esse mecanismo dinâmico, que é a geração de vorticidade e movimentos ascendentes, houve uma intensificação na formação de nuvens Cb's (Figura 4.1).

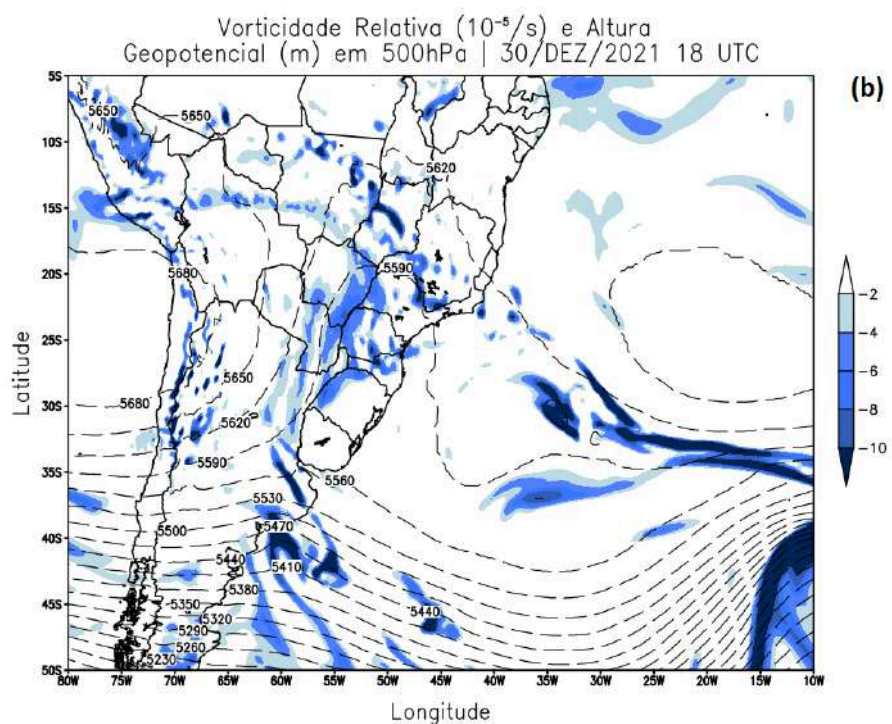
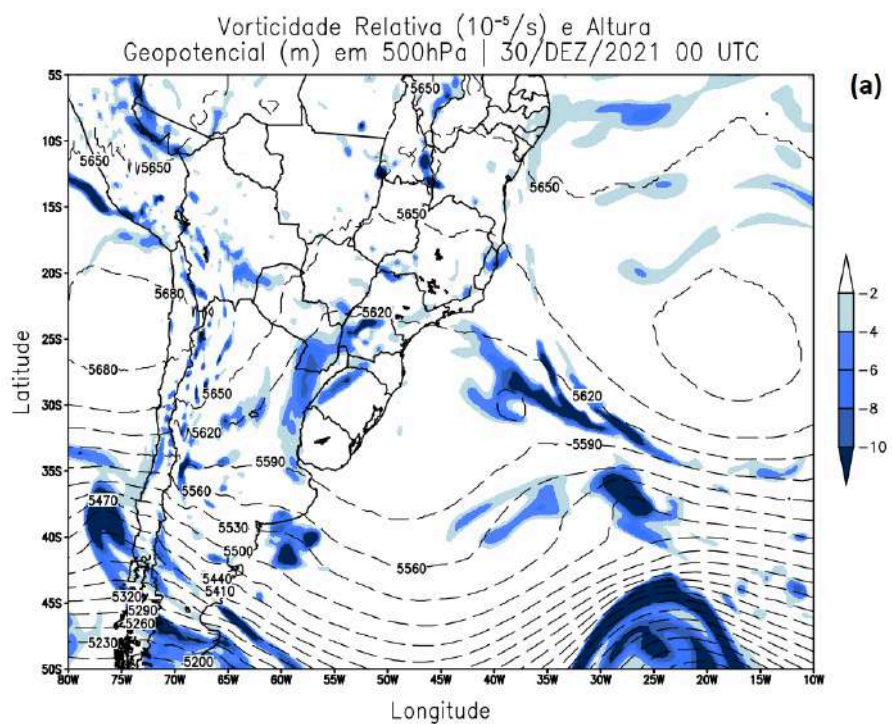


Figura 4.18: Campos no nível de 500 hPa de vorticidade relativa negativa (barra de cores, $10^{-5}/s$) e altura geopotencial (m). Dia 30/12/21 às 00 UTC (a) e às 18 UTC (b). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.

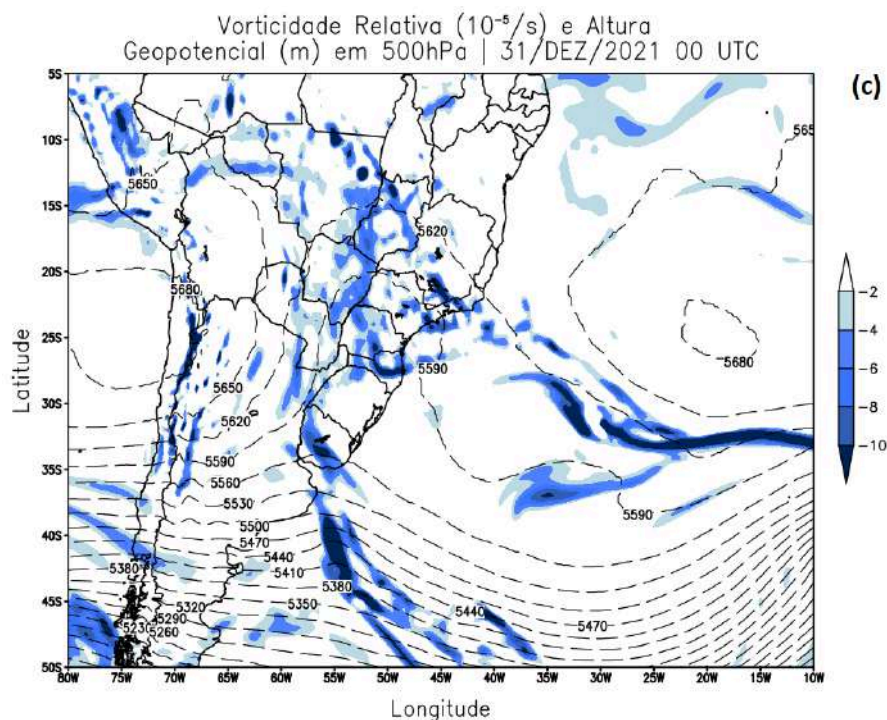


Figura 4.19: Campos no nível de 500 hPa de vorticidade relativa negativa (barra de cores, $10^{-5}/s$) e altura geopotencial (m). Dia 31/12/21 às 00 UTC (c). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.

No campo de advecção de vorticidade relativa ciclônica, observa-se que no horário das 00 UTC do dia 30 não há advecção associada ao cavado com exceção de dois pontos sobre o Paraná (Figura 4.20). Conforme a amplificação do cavado nota-se a leste do eixo alguns pontos com advecção de vorticidade relativa negativa que podem ter contribuído para movimentos ascendentes (Figura 4.21b). Sabe-se que a leste do eixo do cavado a advecção de vorticidade ciclônica em 500 hPa favorece os movimentos ascendentes e aprofundamento de baixas pressões em superfície (HOLTON, 2004 pg 167). No entanto, as quantidades e o tamanho da área com advecção não foram suficientes para gerar ciclogênese em superfície dentro do período analisado, e além disso, o evento ocorreu em latitudes subtropicais onde os ventos nos médios níveis em média são mais fracos em comparação com latitudes médias. Mas, conforme mostram as Figuras 4.21b e 4.21c, as áreas com advecção coincidem com as áreas em que a pressão em superfície diminuiu (veja o campo de pressão na Figuras 4.14a e 4.15b) e também ocorreu precipitação, ou seja, houve levantamento de ar dentro desse período. Isto mostra que há uma contribuição do campo de advecção de vorticidade ciclônica

para o evento, porém não é determinante. Ressalta-se que o fato da contribuição do campo de advecção de vorticidade não ser determinante, não é incomum para casos de chuvas intensas e já foi observado em estudo anterior. Por exemplo, em um dos compósitos de campos meteorológicos associados a chuvas intensas, Teixeira (2010) encontrou uma configuração em que a advecção de vorticidade relativa negativa nos níveis médios não foi observada. O autor então concluiu que este parâmetro não era importante para a ocorrência de chuvas intensas no Sudeste.

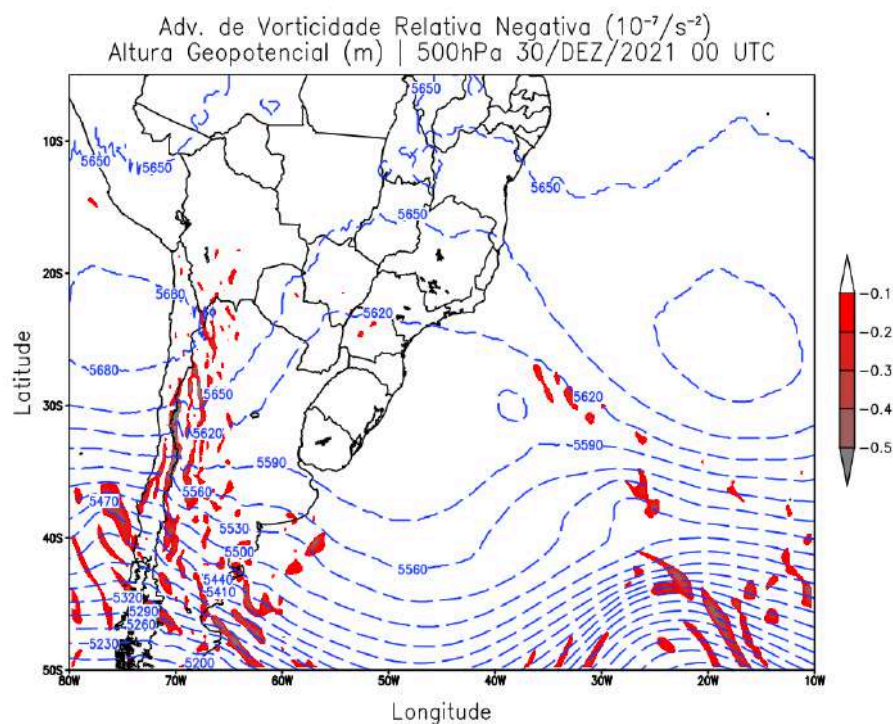


Figura 4.20: Advecção de vorticidade relativa negativa (barra de cores, $10^{-7}/s^{-2}$) e altura geopotencial (m) em 500 hPa. Para o dia 30/12/21 às 00 UTC (a). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.

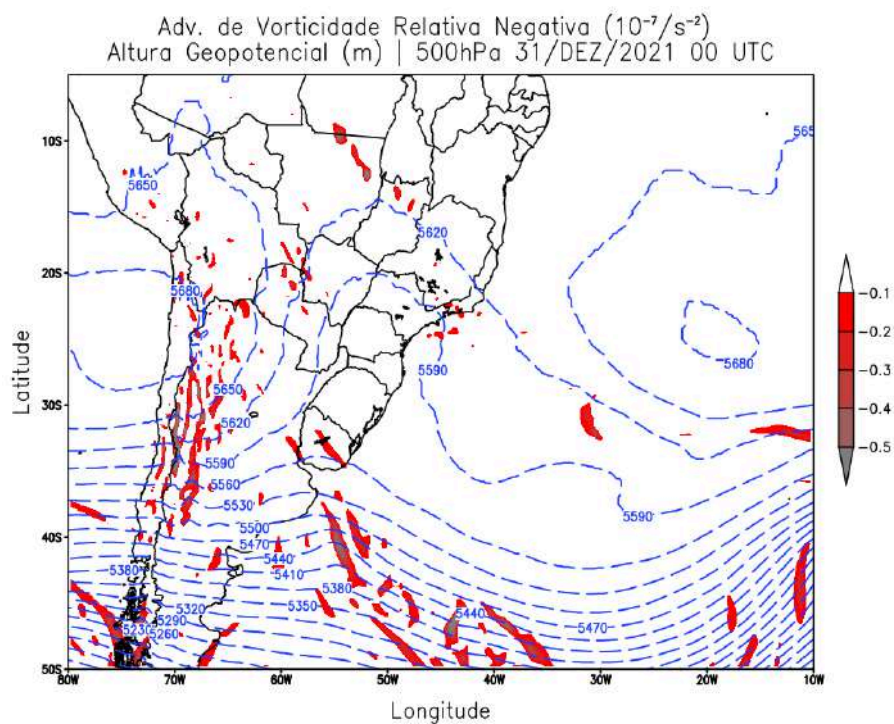
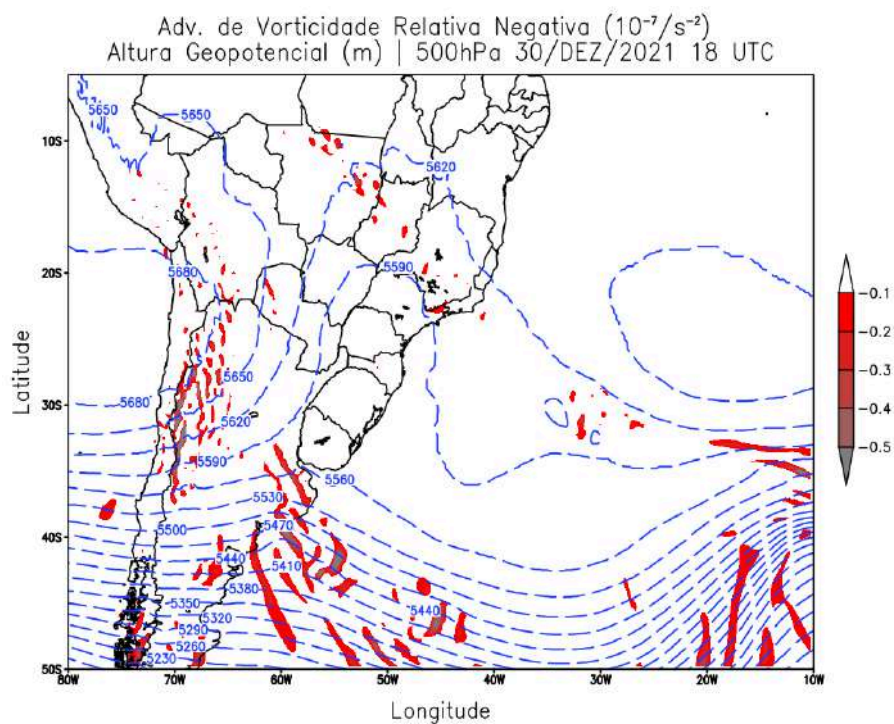


Figura 4.21: Advecção de vorticidade relativa negativa (barra de cores, $10^{-7}/s^{-2}$) e altura geopotencial (m) em 500 hPa. Dias 30/12/21 às 18 UTC (b) e 31/12/21 às 00 UTC (c). O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.

A Figura 4.22 mostra o campo de pressão ao nível médio do mar e vorticidade relativa negativa em 1000 hPa. Juntos, estes campos ajudam a

demarcar o posicionamento de sistemas frontais em superfície, além de mostrar áreas de movimento ascendente. Observa-se na Figura 4.11a no canto inferior direito uma linha de vorticidade relativa negativa bem definida com orientação noroeste-sudeste. Esta linha está associada a uma frente fria, cujo centro de baixa pressão está fora do domínio da figura. Esta frente fria ajudou a canalizar o escoamento em superfície quando passou próximo ao continente dias antes. Nesse horário (00 UTC do dia 30) observa-se também desde o litoral do Rio de Janeiro em direção a frente fria citada anteriormente, áreas com vorticidade ciclônica menos definidas que indicam movimentos ascendentes relacionados com o cavado em superfície.

Neste campo nota-se a presença de vorticidade no litoral do Sul e do Sudeste que de maneira geral permanece nestas regiões por todo o período analisado. Trata-se de uma vorticidade relacionada com a mudança na rugosidade da superfície: oceânica (baixa rugosidade) para continental (alta rugosidade). Quando o vento está paralelo a costa, é mais intenso sobre o oceano do que sobre o continente levando a um cisalhamento horizontal que gera vorticidade. Contudo, destaca-se uma área de vorticidade relativa negativa ligada à costa do estado do Rio de Janeiro projetada para o Oceano Atlântico (Figura 4.11a). Parte dessa vorticidade desloca-se do litoral do Rio de Janeiro para o litoral de São Paulo seguindo a mudança do eixo do cavado em superfície. Outra parte, permaneceu no litoral do Rio de Janeiro e se intensificou (Figura 4.22b). Esta intensificação associa-se aos sistemas convectivos que atuaram no município do Rio de Janeiro e região costeira entre 18 e 00 UTC ao contribuir para movimentos ascendentes (Figuras 4.11b e 4.11c).

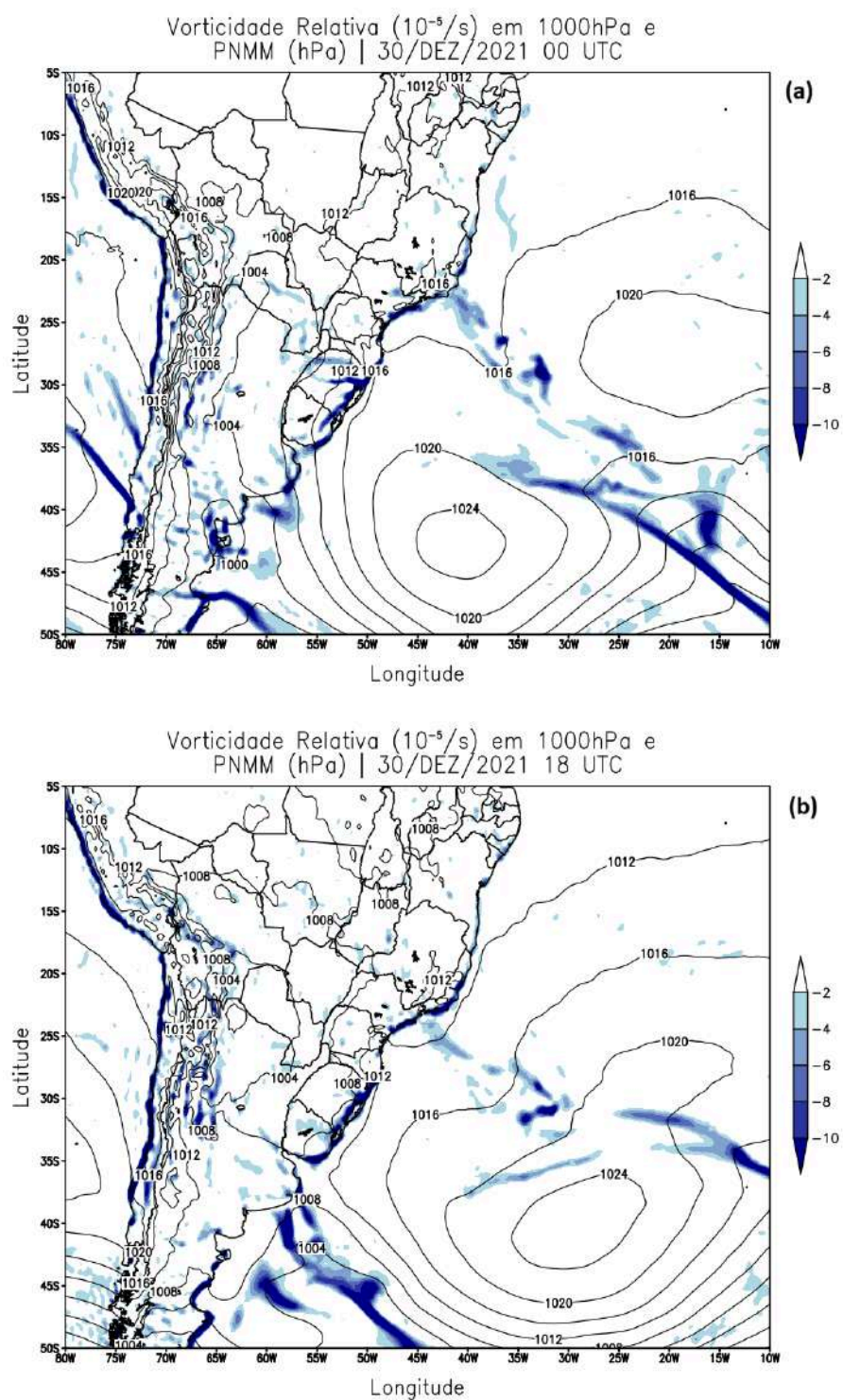


Figura 4.22: Vorticidade relativa negativa (barra de cores, $10^{-5}/s$) em 1000 hPa e PNMM (hPa). Dia 30/12/21 às 00 UTC (a) e às 18 UTC (b). O intervalo das isóbaras é de 4hPa.

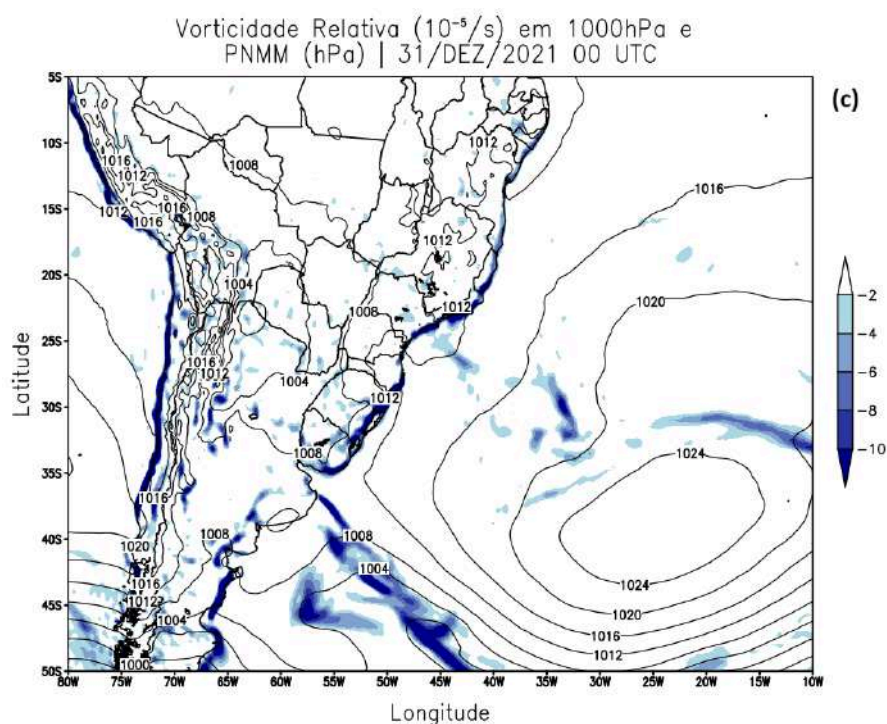


Figura 4.23: Vorticidade relativa negativa (barra de cores, $10^{-5}/s$) em 1000 hPa e PNMM (hPa). Dia 31/12/21 às 00 UTC (c). O intervalo das isóbaras é de 4hPa.

4.2.5. Advecção de temperatura

Conforme a Figura 4.24a, nota-se no Norte do estado do Rio de Janeiro, uma pequena área com advecção quente ($0.1 a 0.2 \times 10^{-3}^{\circ}C/s$). Essa área desloca-se para sudoeste em direção a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (00 UTC do dia 31, Figura 4.24b) e depois em direção ao mar (06 UTC), ampliando-se às 12 UTC bem distante do estado do Rio de Janeiro (figuras não mostradas). Dentro do contexto dinâmico e termodinâmico esta advecção foi importante para diminuir a estabilidade na camada entre os médios e baixos níveis. Mas é preciso ressaltar que a ausência de advecção horizontal de temperatura não é um fator que impede a ocorrência de chuvas intensas no Sudeste (TEIXEIRA, 2010).

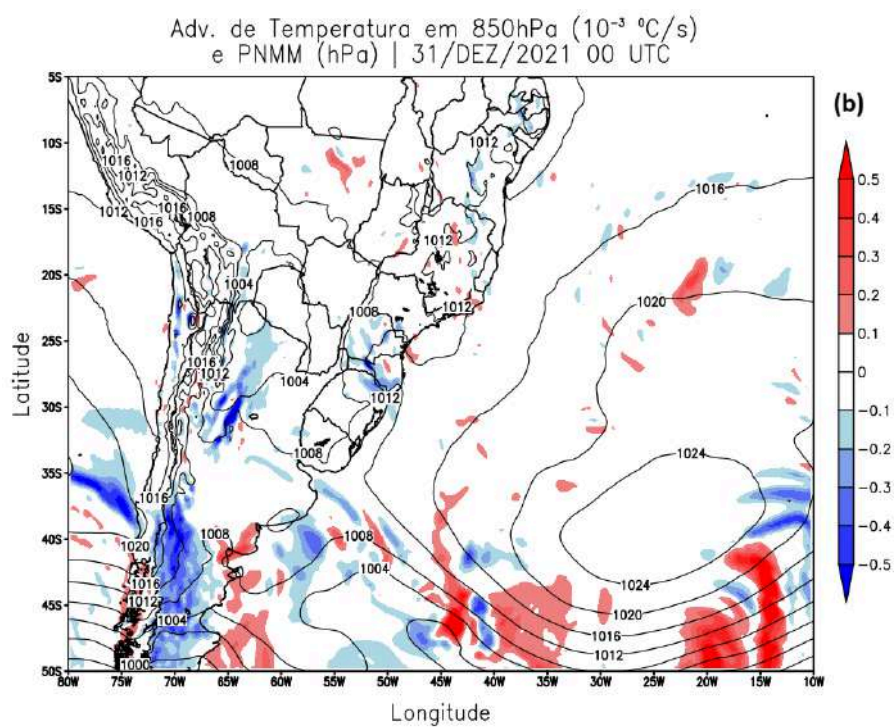
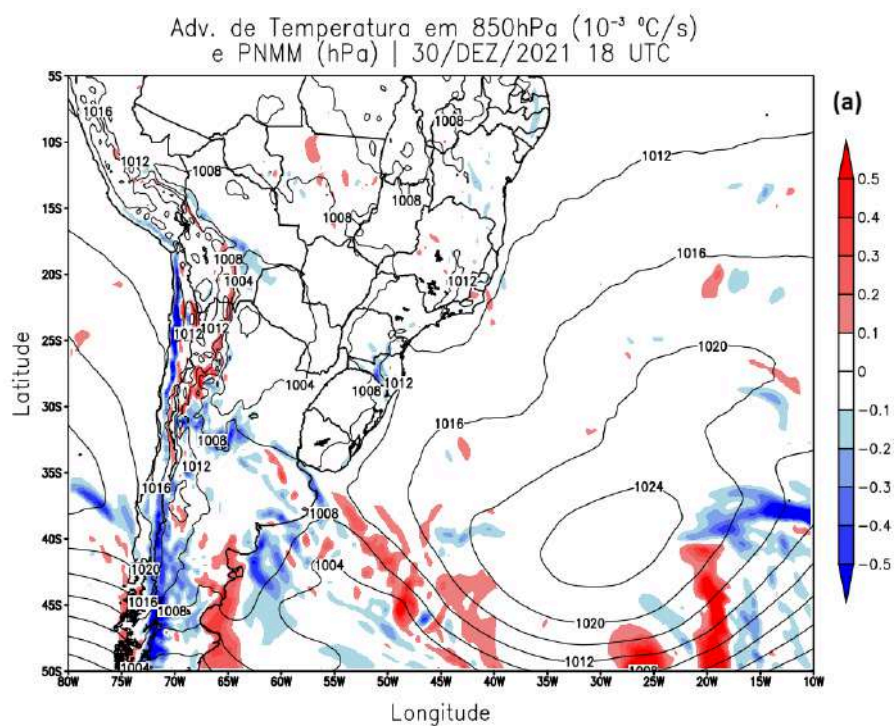


Figura 4.24: Advecção de temperatura em 850 hPa (barra de cores, $10e-3 \text{ }^{\circ}\text{C/s}$) e PNMM (hPa). Dia 30/12/21 18 UTC (a) e do dia 31/12/21 00 UTC (b). O intervalo das isóbaras é de 4 hPa.

É importante ressaltar que nos campos mencionados anteriormente, está descartada a atuação de uma frente fria no estado do Rio de Janeiro e também a configuração de um episódio de ZCAS no período da análise.

4.3. Análise regional

Com objetivo entender melhor os aspectos dinâmicos e termodinâmicos associados à chuva que ocorreu no município do Rio de Janeiro, apresentam-se a seguir uma análise em escala regional em três horários (16, 18 e 20 UTC). A escolha destes horários tem como objetivo investigar o ambiente atmosférico pré-convectivo associado às chuvas registradas nas estações pluviométricas do Alerta Rio, que ocorreram em um período de 6h (18 a 00 UTC, Figura 4.2) entre a tarde e a noite do dia 30 de dezembro. Portanto, preferimos analisar os horários relacionados ao ambiente de formação da tempestade.

4.3.1. Convergência e movimentos verticais

O campo de convergência em 850 hPa é um dos mais importantes e indica quais regiões são propícias para a organização e formação de nuvens com desenvolvimento vertical. Como destacado nas Figuras 4.7 e 4.16, em ambientes úmidos e instáveis associados à presença do cavado em 500 hPa, as áreas com convergência em baixos níveis e divergência em níveis superiores são extremamente favoráveis à convecção (TAJBAKHSI *et al.* 2012; SILVA *et al.*, 2017 e SILVA *et al.*, 2018). Até às 12 UTC do dia 30 (Figura A7.4, em anexo) não são observadas áreas com convergência no estado do Rio de Janeiro. Entretanto, com o aprofundamento do cavado às 18 UTC, a região central do estado apresenta forte convergência (Figura 4.25, primeira linha). Pode-se notar o avanço da isoípsa de 5620 mgp (linha tracejada em vermelho) na direção nordeste entre 16 e 18 UTC (Figura 4.25) se posicionando sobre o estado do Espírito Santo. Isto se deve ao aprofundamento do cavado que contribui para a geração de vorticidade ciclônica e redução da pressão em baixos níveis favorecendo a convergência.

Em altos níveis (300 hPa), uma área com forte divergência que está na divisa do estado do Rio de Janeiro com Minas Gerais, desloca-se para o Rio de Janeiro entre 16 e 18 UTC (Figura 4.25, última linha). Dentro desse período, a divergência em altitude e a convergência em baixos níveis passam a ficar perfeitamente alinhados verticalmente sobre o Rio de Janeiro, o que leva à intensificação dos movimentos ascendentes em 500 hPa, como mostram os campos de ômega (Figura 4.25, segunda linha). Estas três variáveis mantiveram-se acopladas também às 22

UTC, horário em que há registro de forte precipitação como foi visto nas Figuras 4.2 e 4.4.

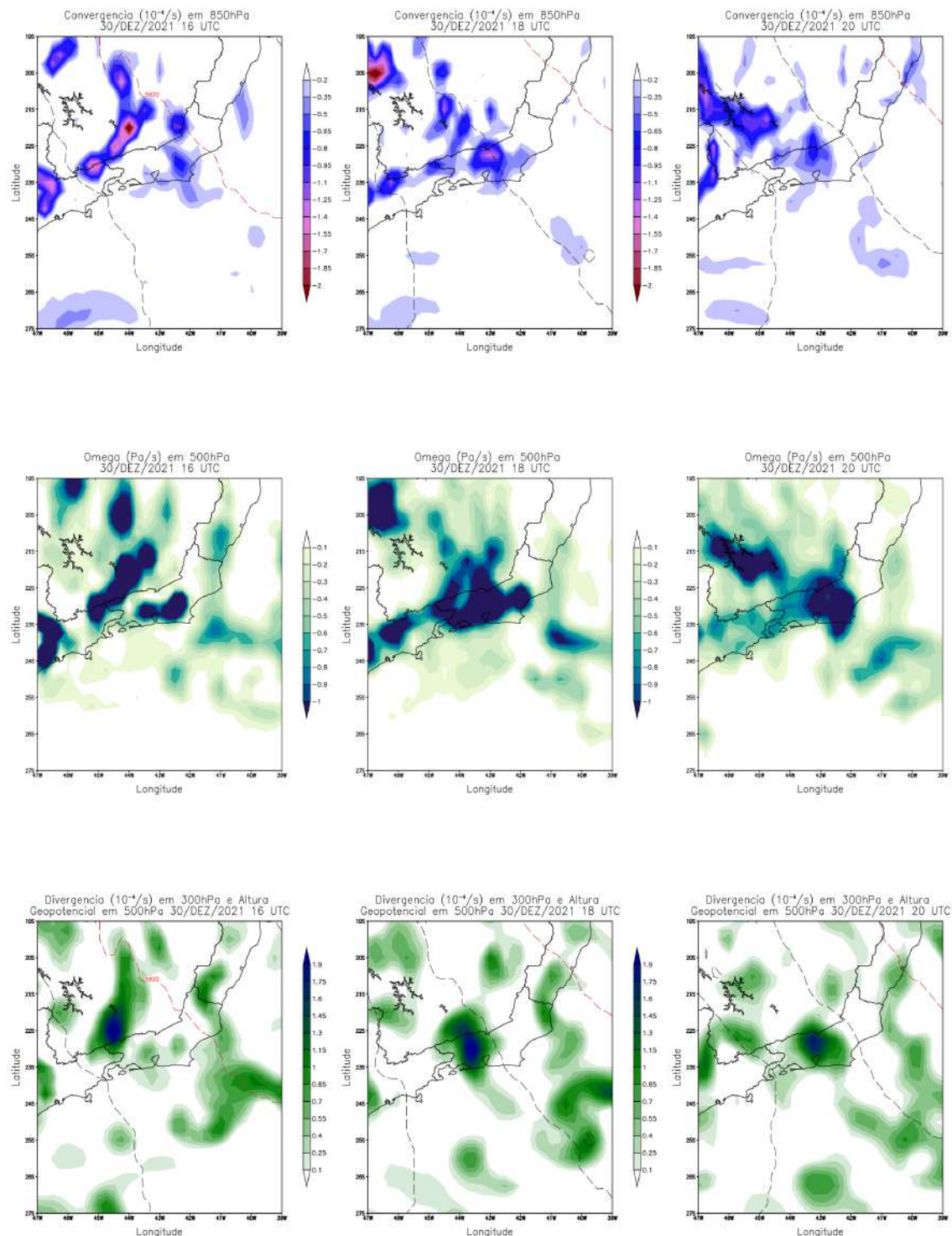


Figura 4.25: Convergência (barra de cores, $10^{-4}/s$) em 850 hPa e altura geopotencial em 500 hPa (primeira linha); movimento vertical (ω , Pa/s) em 500 hPa (segunda linha); divergência (barra de cores, $10^{-4}/s$) em 300 hPa e altura geopotencial em 500 hPa (última linha). Da esquerda para direita cada figura corresponde à 16, 18 e 20 UTC, respectivamente. O intervalo das linhas tracejadas é de 15 m.

Ressalta-se que a divergência mostrada na Figura 4.25 está também relacionada com o topos de nuvens e os movimentos verticais com as correntes ascendentes das mesmas. Não é possível discernir com precisão entre o efeito na divergência devido difluência dos ventos em 200 hPa e a divergência relacionada com os topos de nuvens. De modo semelhante os movimentos verticais podem ser em resposta a divergência em altos níveis e convergência em baixos níveis, ou associados à flutuabilidade das parcelas de ar. Portanto, os resultados mostrados acima se deve com maior probabilidade aos dois processos ocorrendo de forma conjunta.

4.3.2. Índices termodinâmicos

Na primeira e segunda linha da Figura 4.26, são mostrados os campos referentes aos índices K e *Total Totals*, respectivamente. Os valores acima de 30°C do índice K estão em tons de vermelho. Em todos os três horários, o município do Rio de Janeiro apresentou valores significativos desse índice (entre 36 e 38 °C) (NASCIMENTO, 2005). O índice *Total Totals*, apresentou valores significativos (acima de 40°C [HENRY, 1999; NASCIMENTO, 2005]) que indicaram condições favoráveis à ocorrência de tempestades em quase todo o estado. Os valores máximos superam 45°C em uma região menor do estado que coincidiu com o município do Rio de Janeiro (linha pontilhada). Estes dois índices analisados em conjunto indicaram que havia condições no ambiente para o desenvolvimento da convecção, além disso, revelaram a ausência de uma camada seca em 700 hPa que, se estivesse presente, indicaria um ambiente atmosférico favorável à ocorrência de fortes rajadas de vento. Um ambiente com essas características, de acordo com Silva Dias (2000), está propício a chuvas torrenciais.

O índice CAPE, por sua vez, revelou um ambiente moderadamente energético e por isso, a convecção não foi muito profunda, com exceção do norte do estado onde observa-se um núcleo com valor mais alto de CAPE (Figura 4.26, última linha) coincidente com valores significativos dos outros dois índices. De fato, as imagens de satélite no canal infravermelho não mostram topos de nuvens muito frios sobre o Rio de Janeiro. Estes topos mais frios foram observados no Norte de Goiás e no Tocantins (Figura 4.1), e de acordo com Machado *et al.* (1998), topos de nuvens muito frios estão relacionados com grande extensão vertical das mesmas.

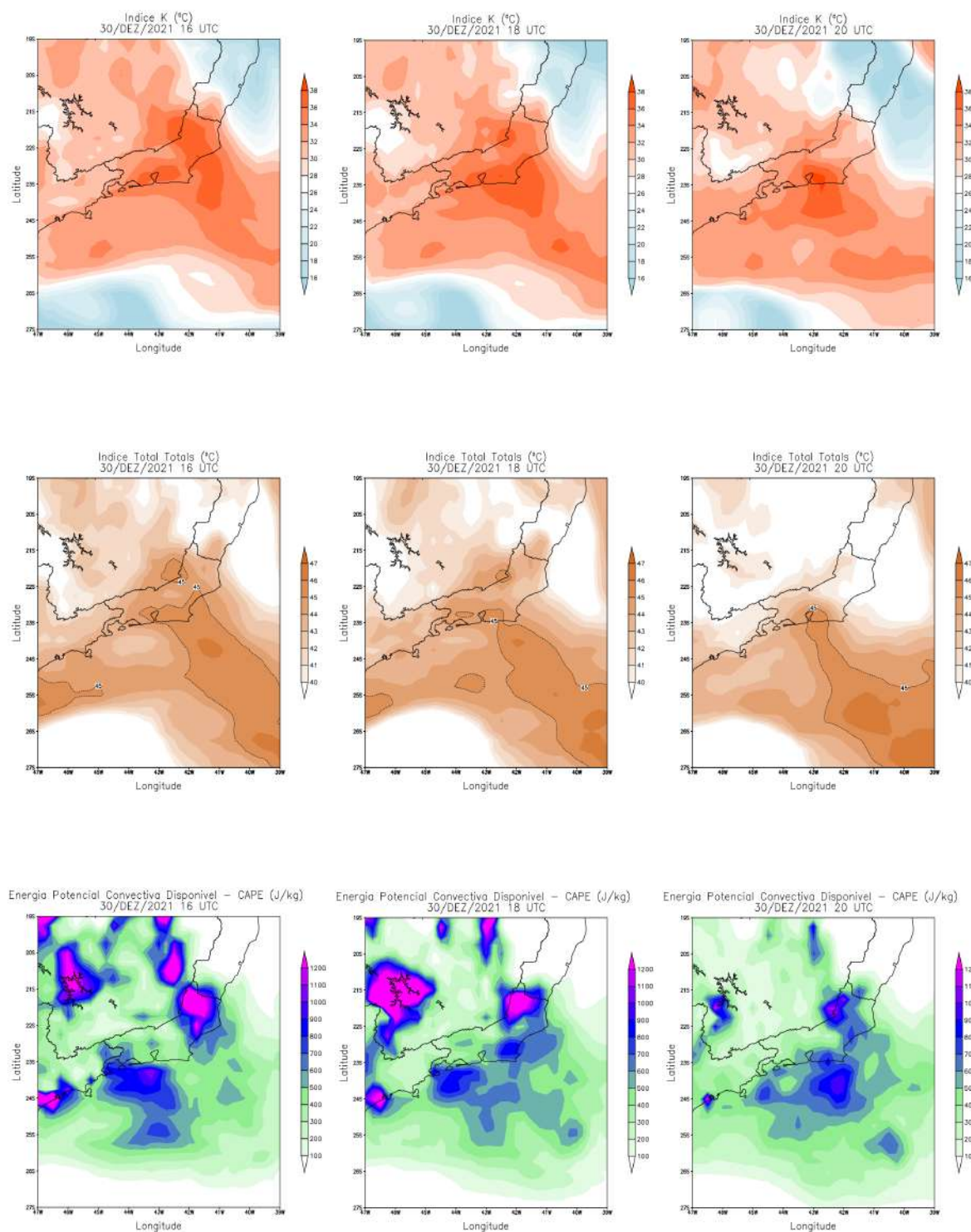


Figura 4.26: Índice K (°C, primeira linha); Índice *Total Totals* (°C) com destaque para o valor de 45°C (segunda linha); e CAPE (J/kg, última linha). Da esquerda para direita cada figura corresponde à 16, 18 e 20 UTC, respectivamente.

Estatisticamente, valores de CAPE acima de 1063,1 J/kg combinados com outros índices indicativos de instabilidade, mostram condições propícias à formação de sistemas convectivos relacionados com altos acumulados de precipitação (SILVA, 2014). No horário das 16 UTC, foram observados valores de até 1100 J/kg próximos ao município do Rio de Janeiro, que, de certa forma, concorda com Silva (2014).

4.3.3. Umidade

No campo de umidade específica e linhas de corrente em 850 hPa, nota-se umidade elevada (12-14 g/kg) sobre o município do Rio nos três horários analisados (Figura 4.27, primeira linha). Contudo, observou-se que a umidade entre os horários de 00 e 12 UTC era menor (10-12 g/kg), e o aumento observado agora, contribui para uma maior fluabilidade do ar e ocorre justamente nos horários de maior aquecimento diurno. As linhas de corrente indicam convergência sobre o Rio de Janeiro, além disso, indicam de certa forma a presença de um cavado invertido nesse nível, em concordância com o observado em superfície no campo de PNMM (por exemplo, Figura 4.24). Em 500 hPa a umidade relativa é superior a 95% nos dois últimos horários (18 e 20 UTC), o que mostra que em médios níveis o ar está próximo da saturação (Figura 4.27, segunda linha). As linhas de corrente em 500 hPa indicam um escoamento de noroeste, devido ao cavado, e que o transporte de umidade para o Rio de Janeiro deve continuar nesse nível. As isotermas (linhas em verde) mostram um aquecimento de 1°C entre 16 e 20 UTC, que pode estar associado a liberação de calor latente que geralmente ocorre nesse nível (Figura 4.27, segunda linha). Na última linha da Figura 4.27 estão plotados os campos de água precipitável e CAPE (sombreado e linhas de contorno, respectivamente). Nestes campos os maiores valores de ambas variáveis indicam um ambiente favorável à precipitação. A água precipitável tem seus maiores valores sobre o estado do Rio de Janeiro e oceano adjacente indicando que as maiores quantidades de água na coluna atmosférica disponível para a precipitação estão nestas regiões. Além disso, há valores positivos de CAPE principalmente às 16 UTC, horário que mostra as características do ambiente na região de estudo antes da precipitação. Os dois campos mostram que as parcelas levantadas tem mais energia disponível e umidade para continuarem a ascender na atmosfera. A quantidade de água precipitável e sua variação temporal (16, 18 e 20 UTC) indicam condições para chuvas fortes e estão em concordância com os resultados encontrados por Silva

(2014) que observou uma tendência de aumento desta variável antes e após o início da chuva para eventos de chuva severa.

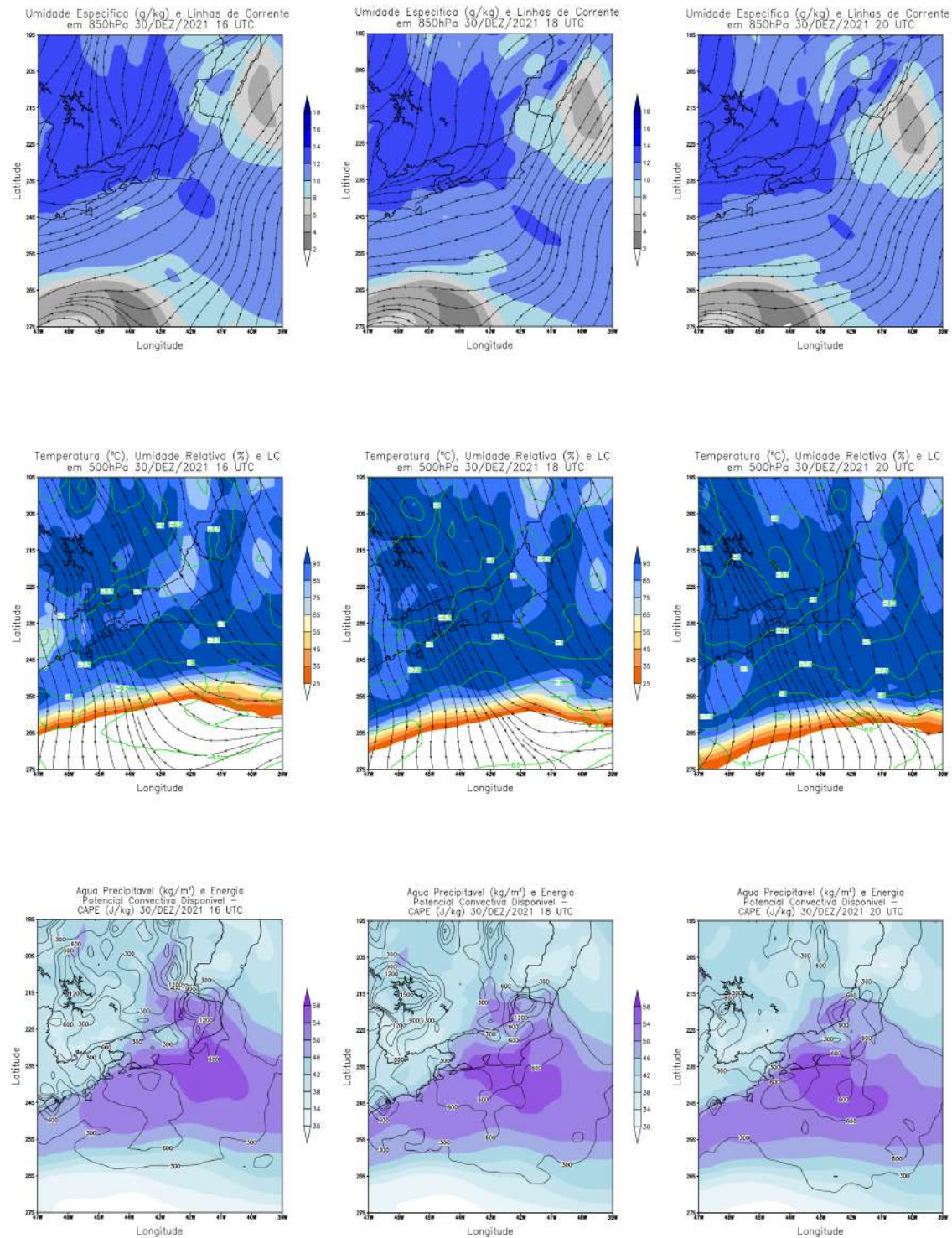


Figura 4.27: Umidade específica (barra de cores, g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa (primeira linha); temperatura (°C, isolinhas em verde com intervalo de 0,5°C), umidade relativa (barra de cores,

%) e linhas de corrente em 500 hPa (segunda linha); e água precipitável (barra de cores, kg/m²) e CAPE (J/kg, linha preta com intervalo de 300 J/kg) (última linha). Da esquerda para direita cada figura corresponde à 16, 18 e 20 UTC, respectivamente.

4.3.4. *Lapse rate* e ômega em 300 hPa

A instabilidade também foi avaliada por meio da taxa de resfriamento com a altura (*Lapse Rate*) entre os níveis de pressão 850-500 hPa e 700-500 hPa (Figura 4.28, primeira e segunda linha, respectivamente). A *Lapse Rate* tanto entre 700 e 500 hPa quanto entre 850 e 500 hPa, sendo este último uma camada um pouco mais profunda, ficaram entre 5,6 e 6°C/km nos dois primeiros horários analisados em parte do município do Rio de Janeiro. De acordo com Nascimento (2005), valores abaixo de 6°C/km indicam que o ambiente está em condições estáveis. No entanto, como observado anteriormente, em 500 hPa há movimentos ascendentes (Figura 4.25, segunda linha). Isso mostra que apesar da *Lapse Rate* indicar estabilidade, movimentos ascendentes estão ocorrendo em razão da divergência em níveis superiores. O campo de ômega negativo no nível de 300 hPa mostra áreas de forte movimentos ascendentes na região de estudo reforçando esta ligação entre os níveis médios e altos da atmosfera (Figura 4.28, última linha). Portanto, este estudo de caso apresenta componentes dinâmicas que se mostraram suficientemente favoráveis para provocar os movimentos ascendentes que combinados com a oferta de umidade e marginal instabilidade entre os médios e baixos níveis, tiveram como resultado a precipitação.

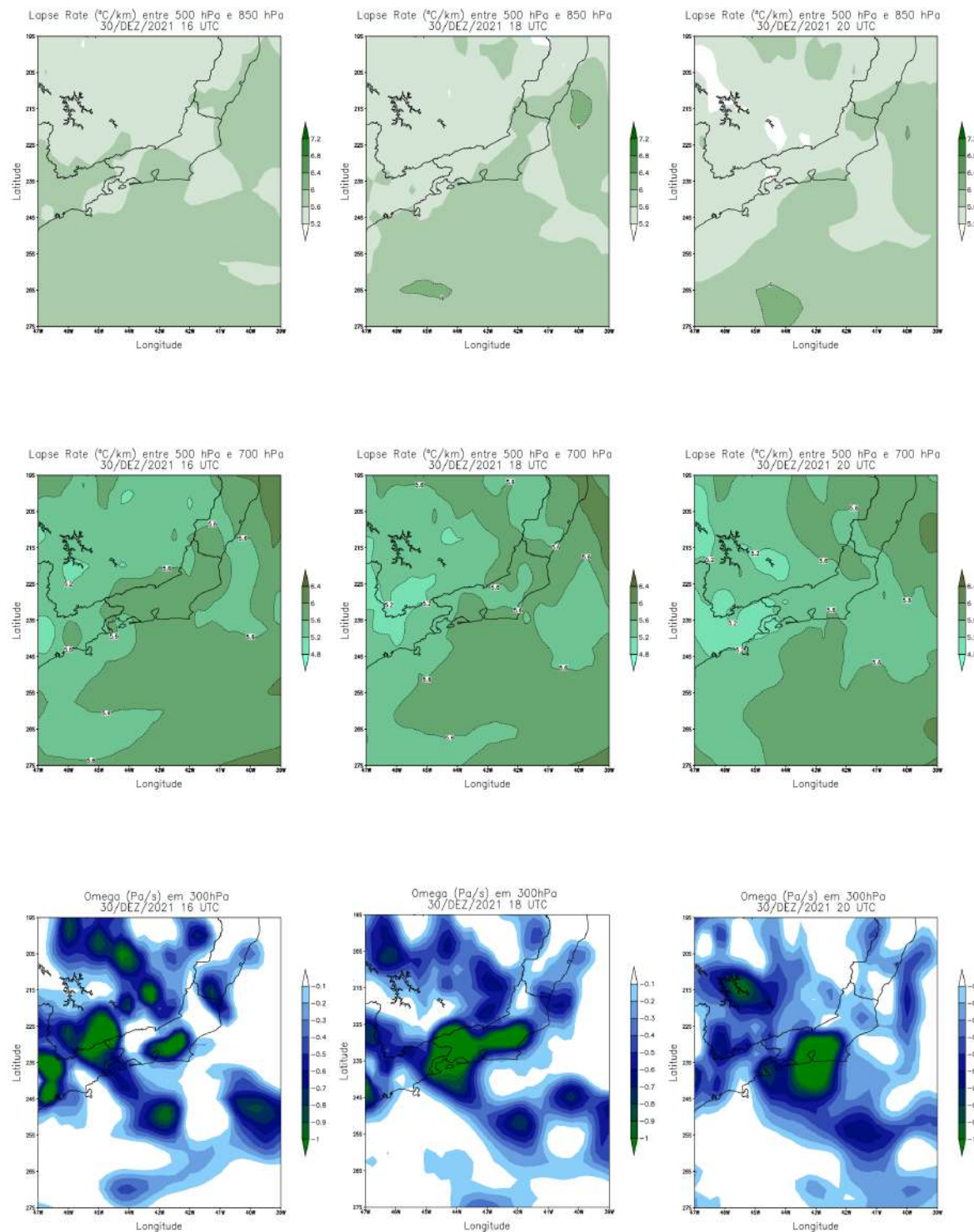


Figura 4.28: Lapse rate ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) entre 700 e 800 hPa (primeira linha); lapse rate ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) entre 500 e 700 hPa (segunda linha) e movimento vertical (ômega, Pa/s) (última linha). Da esquerda para direita cada figura corresponde à 16, 18 e 20 UTC, respectivamente.

4.3.5. Anomalia de temperatura da superfície do mar

Uma anomalia positiva de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), pode contribuir para o aumento da evaporação tornando o ar mais úmido. O transporte desse ar úmido para o continente ajuda na formação de nuvens de chuva e na grande escala, favorece eventos de ZCAS (CATALDI *et al.*, 2010). Como visto anteriormente, os ventos nos níveis baixos eram principalmente de nordeste, e agora pode-se dizer que estavam reforçados de umidade devido à anomalia de TSM (Figura 4.29). Pode-se observar que estas anomalias ocorrem próximo à costa na área de atuação da Corrente do Brasil que transporta águas quentes da região equatorial para latitudes subtropicais, ou seja, uma região que costuma apresentar uma língua de água quente. A origem da anomalia de TSM não foi investigada para este trabalho, no entanto sabe-se que uma vez identificada, ela tem efeitos na atmosfera sobrejacente e na precipitação no interior do continente, como destacado nos trabalhos de (BOMBARDI *et al.*, 2014; CARPENEDO e DE PAULA LIMA, 2022). O efeito da direção dos ventos somados com os de evaporação, levam a um transporte acentuado de umidade que, certamente, serviu de combustível para a ocorrência de chuvas intensas.

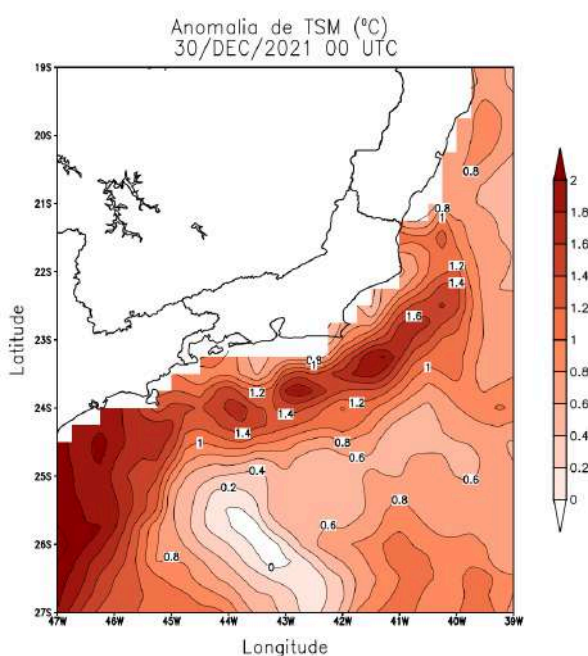


Figura 4.29: Anomalia de TSM (°C) no dia 30 de dezembro de 2021, do período base 1991-2020.

5. CONCLUSÕES

Os eventos de precipitação intensa podem desencadear desastres naturais e no Brasil a maior parte dos desastres ocorrem devido a estes eventos. Por isso há uma grande preocupação tanto da sociedade quanto do governo e seus órgãos de proteção ambiental e civil quando há previsão destes eventos. Devido a importância e as consequências relacionadas, é de grande interesse que a previsão seja assertiva para que alertas antecipados possam ser emitidos. Isto requer estudos de casos anteriores e constante pesquisa. Obviamente, a pesquisa na área de Meteorologia não será suficiente pois o problema exige múltiplas áreas de conhecimento, mas como desastre tem como gatilho a chuva intensa, naturalmente o conhecimento dos processos que levam a esse tipo de precipitação são relevantes.

A região metropolitana do Rio de Janeiro é uma das que mais ocorrem eventos deste tipo. Também é uma das áreas vulneráveis com risco de transbordamento de rios, alagamento e movimento de massas. O estudo mostra que este evento não esteve associado à frente fria ou ZCAS, e sim a um cavado em médios níveis que levou a um abaixamento de pressão em superfície em um cavado invertido. Em altos níveis, o jato subtropical dava suporte dinâmico aos médios e baixos níveis, e além disso, um cavado em altos níveis também foi identificado.

Através dos resultados apresentados neste trabalho, notou-se uma contribuição de uma intrusão de ar estratosférico na amplificação dos cavados em altos e médios níveis. Um núcleo de anomalia negativa de vorticidade potencial associado com ar seco, temperaturas mais elevadas e uma concentração maior de ozônio em 200 hPa em parte dos estados do Paraná e São Paulo comprovam a intrusão. A amplificação do cavado, também provocou o deslocamento e o surgimento de áreas com vorticidade relativa negativa em 500 hPa para o Rio de Janeiro próximo ao horário de ocorrência das chuvas. Em 1000 hPa, identificamos uma área com vorticidade relativa negativa na costa do Rio de Janeiro que se intensificou e cooperou com o estabelecimento de convergência na região metropolitana do estado do Rio de Janeiro.

A análise do campo de umidade específica mostrou um aumento desta variável no estado do Rio de Janeiro com o passar do dia, excetuando-se o norte do estado onde um núcleo mais seco foi advectado do litoral sul da Bahia. Com o

aumento da umidade o ar tornou-se mais leve, facilitando os movimentos verticais e o desenvolvimento das nuvens precipitantes.

Na análise regional, ficou evidente que a associação entre alta umidade, convergência em 850 hPa na mesma região, fortes movimentos verticais em 500 hPa e divergência em 300 hPa foi uma combinação perfeita para o desenvolvimento das nuvens e precipitação sobre o município do Rio de Janeiro. A análise dos índices termodinâmicos K e *Total Totals* mostraram que o ambiente apresentava condições para a convecção com base nos valores significativos destes índices (entre 36 e 38°C para K e até 45°C para *Total Totals*). Os valores de CAPE foram moderados e não favoreceu o desenvolvimento de nuvens de grande extensão vertical e de topos muito frios. No entanto, os valores de CAPE localizados próximo ao município foram estatisticamente significativos dentro de um contexto termodinâmico favorável do ambiente. A Lapse Rate entre 850 - 500 hPa e 700 - 500 hPa estavam entre 5,6°C e 6°C indicando estabilidade. Contudo, observamos tanto divergência quanto movimentos verticais em 300 hPa indicando que em altos níveis havia estímulos a movimentos ascendentes.

A precipitação sobre o município do Rio de Janeiro ocorreu em dois picos principais de acordo com a análise que fizemos. A chuva deslocou-se com uma orientação aproximada de oeste para leste com maior volume próximo ao Maciço da Tijuca, que revela uma influência da orografia da região no comportamento da precipitação. No entanto, áreas densamente povoadas também foram afetadas por volumes significativos (>50mm em 24h) de acordo com dados do Alerta Rio. O volume de chuva foi o suficiente para causar alagamento de vias e diversos transtornos pela cidade. Portanto este estudo mostra que houve uma combinação de fatores meteorológicos em escala sinótica e mesoescala, tanto dinâmicos como termodinâmicos, que contribuíram para este caso chuva intensa.

6. REFERÊNCIAS

- ALVES, L.M.; MARENGO, J.A.; CAMARGO JR., H.; CASTRO, C. 2005. Início da estação chuvosa na região Sudeste do Brasil: Parte 1 – Estudos observacionais. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, n.3, p.385-394.
- ANDRADE, K.M.; CAVALCANTI, I.F.A. 2018. Atmospheric characteristics that induce extreme precipitation in frontal systems over Southeastern Brazil during summer: Observations and atmospheric model simulation. *Int J Climatol*. 2018; 1–18. <https://doi.org/10.1002/joc.5744>
- BARNES, M. A.; NDARANA, T.; SPRENGER, M., and LANDMAN, W. A. 2022. Stratospheric intrusion depth and its effect on surface cyclogenetic forcing: an idealized potential vorticity (PV) inversion experiment, *Weather Clim. Dynam.*, 3, 1291–1309, <https://doi.org/10.5194/wcd-3-1291-2022>.
- BARNES, M. A.; TURNER, K.; NDARANA, T., and LANDMAN, W. A. 2021a. Cape storm: A dynamical study of a cut-off low and its impact on South Africa, *Atmos. Res.*, 249, 105290, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105290>.
- BENDER, Andréia. 2012. Eventos de tempo severo associado às linhas de instabilidade sobre o estado de São Paulo. 105 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BENTON, G.S.; ESTOQUE, M.A. 1954. Water-vapor transfer over the North American Continent. *Journal of Meteorology*, v. 11,p. 462-477.
- BOMBARDI, R.J.; CARVALHO, L.M.V.; JONES, C. 2014. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. *Clim Dyn* 42, 1553–1568 (2014). <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1832-7>
- BRITO, T.T.; OLIVEIRA-JÚNIOR, J.F.; LYRA, G.B.; GOES, G. and ZERI, M. 2017. Multivariate analysis applied to monthly rainfall over Rio de Janeiro state, Brazil. *Meteorol Atmos Phys* 129, 469–478. <https://doi.org/10.1007/s00703-016-0481-x>
- CARDOZO, A.B.; REBOITA, M.S.; GARCIA, S.R. 2015. Climatologia de frentes frias na América do Sul e sua relação com o modo anular sul. *Revista Brasileira de Climatologia*, ano 11, vol. 17. p 9-26.

- CARPENEDO, C. B.; DE PAULA LIMA, M. 2022. Padrões Climáticos dos Extremos Chuvosos em Uberlândia - MG. *Revista Brasileira de Climatologia*, [S. l.], v. 31, n. 18, p. 486–508, 2022. DOI: 10.55761/abclima.v31i18.15630.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C. and LIEBMANN, B. 2002: Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, 15, 2377–2394.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C. and LIEBMANN, B. 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *J. Climate*, 17, 88–108, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2).
- CATALDI, M.; ASSAD, L. P. DE F.; TORRES JUNIOR, A. R.; ALVES, J. L. D. 2010. Estudo da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical na região da Confluência Brasil-Malvinas no regime hidrometeorológico de verão do Sul e Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira De Meteorologia*, 25(4), 513–524. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862010000400010>
- CAVALCANTI, I.F.A.; FERREIRA, N.J.; JUSTI DA SILVA, M.G.A.; SILVA DIAS, M.A.F. (Org) 2009. *Tempo e Clima no Brasil*. ed. Oficina de Textos, São Paulo. pp. 95, 136-137.
- COBRADE, 2012. Classificação e Codificação Brasileira de Desastres (Cobrade): categoria, grupo, subgrupo, tipo, subtipo. Brasília: Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil. Disponível em: <https://www.defesacivil.rs.gov.br/upload/arquivos/202105/04095316-cobrade-classificacao-e-codificacao-brasileira-de-desastres.pdf>
- DAVIS, C.A. 1992b. Piecewise Potential Vorticity Inversion, *J. Atmos. Sci.*, 49, 1397–1411, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<1397:PPVI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<1397:PPVI>2.0.CO;2)
- DERECZYNSKI, C.P.; CALADO, R.N. e BARROS, A. B. 2017. Chuvas extremas no município do Rio de Janeiro: histórico a partir do século XIX. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*. Vol. 40 - 2/2017, p. 17-30. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2017_2_17_30
- DERECZYNSKI, C.P.; OLIVEIRA, J.S. e MACHADO, C.O. 2009. Climatologia da Precipitação no Município do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de*

- Meteorologia, v.24,n.1, 24-38, 2009. doi:
10.1590/S0102-77862009000100003.
- DOSWELL, C.A.III. 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example. *Weather and Forecasting*, vol.2.
- DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L. e AMBRIZZI, T. 2008. A Lagrangian Identification of Major Sources of Moisture over Central Brazil and la Plata Basin, *J. Geophys. Res.*, 113, d14128. doi:10.1029/2007JD009547.
- ESCOBAR, G.C.J.; REBOITA, M.S.; SOUZA, A. 2019. Climatology of surface baroclinic zones in the coast of Brazil. *Atmósfera* 32(2), 129-141 (2019) doi: 10.20937/ATM.2019.32.02.04
- EVANS, J.L. and BRAUN, A. 2012. An climatology of subtropical cyclones in South Atlantic. *Jornal of Climate*, v.25, p 7328-7340. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00212.1
- FERREIRA, Angélica Tavares. 2010. Análise dinâmica, termodinâmica e microfísica de uma linha de instabilidade com o radar meteorológico móvel MXPOL. 118 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- G1.GLOBO.COM, 2019. Chuva do Rio é a mais forte em 22 anos, segundo dados do Alerta Rio. Disponível em:
<<https://g1.globo.com/rj/rio-de-janeiro/noticia/2019/04/09/chuva-do-rio-e-a-mais-forte-em-22-anos-segundo-dados-do-alerta-rio.ghml>> acessado em: 13 de jun. 2024.
- G1.GLOBO.COM, 2021. Rio tem previsão de chuva isolada durante a virada; Niterói teve registro de desabamentos e deslizamentos nesta sexta. Disponível em:
<<https://g1.globo.com/rj/rio-de-janeiro/noticia/2021/12/31/rio-tem-previsao-de-chuva-isolada-durante-a-virada-niteroi-teve-registro-de-desabamentos-e-de-slizamentos-nesta-sexta.ghml>> acessado em: 10 de jun de 2024.
- GEORGE, J. J. 1960. *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, 673 pp.
- GOZZO, L.F.; da ROCHA, R.P.; REBOITA, M.S. and SUGAHARA, S., 2014. Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. *J. Climate* 27, 8543-8562. DOI: 10.1175/jcli-d-14-00149.1

- GRAY, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. Mon. Wea. Rev., 96, 669–700, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2).
- HALLACK, R.; FILHO, A.J.P., 2012. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na Região Metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. Revista Brasileira de Meteorologia, v.27, n.2, 176 - 206.
- HERSBACH, H., BELL, B., BERRISFORD, P., BIAVATI, G., HORÁNYI, A., MUÑOZ SABATER, J., NICOLAS, J., PEUBEY, C., RADU, R., ROZUM, I. , SCHEPERS, D., SIMMONS, A., SOCI, C., DEE, D., THÉPAUT, JN. (2018): Dados horários ERA5 sobre os níveis de pressão de 1959 até o presente. Serviço Copernicus para as Alterações Climáticas (C3S) Armazenamento de Dados Climáticos (CDS). (Acessado em 17 nov 2022), 10.24381/cds.bd0915c6
- HOLTON, J. R.; HAYNES, P. H.; MCINTYRE, E. M.; DOUGLASS, A. R.; ROOD, R. B. AND PFISTER, L. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. Rev. Geophys., 33, 403–439.
- HOLTON, James R. 2004. An introduction to Dynamic Meteorology. 4° ed, Elsevier Academic Press, p 164-168.
- HOSKINS, B.J.; MCINTYRE, M.E.; ROBERTSON, A.W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 877–946, <https://doi.org/10.1002/qj.49711147002>
- HOUZE, R. A. 1993. **Cloud Dynamics**. Academic Press, 573 pp.
- HOUZE, R. A., JR. 2004. Mesoscale convective systems, Rev. Geophys., 42, RG4003, doi:10.1029/2004RG000150.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. Banco de dados. Cidades. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/rj/rio-de-janeiro.html>>. Acesso: 27 mar. 2024.
- IWABE, Clara Miho Narukawa. 2008. Intrusão Estratosférica Associada com Ciclogêneses na Costa Sul do Brasil: uma Análise Utilizando o Conceito de Vorticidade Potencial. São Paulo, Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) - Curso de Meteorologia, Universidade de São Paulo, 2008.

- KOBIYAMA, M. *et al.*, 2006. Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos. 1º ed., Curitiba, Ed. Organic Trading, p 1-4, 2006.
- KOBIYAMA, M.; CHECCHIA, T.; SILVA, R. V. D.; SCHRÖDER, P. H.; GRANDO, A.; REGINATTO, G. M. P. (2004). Papel da comunidade e da universidade no gerenciamento de desastres naturais. Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, v.1, 834-846.
- LIMA, A.O.; LYRA, G.B.; ABREU, M.C.; JÚNIOR, J.F.O.; ZERI, M.; CUNHA-ZERI, G. 2021. Extreme rainfall events over Rio de Janeiro State, Brazil: Characterization using probability distribution functions and clustering analysis, Atmospheric Research, Volume 247, 2021, 105221, ISSN 0169-8095, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105221>.
- LIMA, K.C.; SATYAMURTY, P.; FERNÁNDES, J.P.R. 2010. Large scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. Theor. appl. Climatol. (2010) 101:121-135. DOI: 10.1007/s00704-009-0207-09.
- LUIZ-SILVA, W., OSCAR-JÚNIOR, A.C. 2022. Climate extremes related with rainfall in the State of Rio de Janeiro, Brazil a review of climatological characteristics and recorded trends. Nat Hazards 114, 713–732 (2022). DOI: <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05409-5>
- MACHADO, L.A.T.; ROSSOW, W.B.; GUEDES R.L. e WALKER, A.W. 1998. Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas. Mon. Wea. Rev., 126, 1630-1654.
- MARCELINO, Emerson Vieira. 2008. Desastres naturais e geotecnologias: conceitos básicos. Santa Maria, INPE. p 16-18.
- MARENGO, J.A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A.M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P.L.; CAVALCANTI, I.F.A.; CARVALHO, L.M.V.; BERBERY, E.H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C.S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A. and ALVES, L.M. 2012. Review Recent developments on the South American monsoon system. Int. J. Climatol. 32: 1–21 (2012). DOI: 10.1002/joc.2254
- MENDES, M.C.D.; TRIGO, R.M.; CAVALCANTI, I.F.A.; DACAMARA, C.C. 2005. Bloqueios Atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o Oceano Pacífico Sul: impactos Climáticos e Mecanismos Físicos Associados. Revista Brasileira de Meteorologia, 20(2):175–190.

- MILLER, R. C. 1972. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force, 190 pp.
- MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C.; BARBOSA, E. da M.; MELO JÚNIOR, J. C. F. de (2007). Climatologia do comportamento do período chuvoso da região sudeste do Brasil. *Revista Brasileira De Meteorologia*, 22(3), 338–344. <https://doi.org/10.1590/S0102-77862007000300007>
- MOURA, C.R.W.; ESCOBAR, G.C.J.; ANDRADE, K.M. 2013. Padrões de circulação em superfície e altitude associados a chuva intensa na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.28, n.3, 267 - 280, 2013.
- NASCIMENTO, Ernani de Lima. 2005. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? *Revista Brasileira de Meteorologia*. 20(1):121–140.
- NETO, João Lima Sant’Anna. 2005. Decálogo da climatologia do Sudeste brasileiro. *Revista brasileira de climatologia*, v.1, n.1.
- NOTÍCIAS.UOL.COM.BR, 2023. Chuvas causam transtornos ao Rio. Disponível em: <https://noticias.uol.com.br/ultimas-noticias/agencia-brasil/2023/02/07/chuvas-intensas-causam-transtornos-ao-rio.htm> acessado em: 13 de jun. 2024.
- OGLOBO.GLOBO.COM, 2017. Listamos pontos que vivem alagamentos crônicos no Rio. Disponível em: <https://oglobo.globo.com/rio/listamos-pontos-que-vivem-alagamentos-cronicos-no-rio-22267314> acessado em: 04 de jun. 2024.
- PETTERSEN, S. 1955. A general survey of factors influencing development at sea level. *Journal of Applied Meteorology*, v.12, p. 36-42.
- PINHEIRO, H.R.; ESCOBAR, G.C.J.; ANDRADE, K.M. 2014. Aplicação de uma ferramenta objetiva para a previsão de tempo severo em ambiente operacional. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.29, n.2, 209-228.
- POLIFKE DA SILVA, F. E JUSTI DA SILVA, M.G.A., 2010. Chuvas severas no Município do Rio de Janeiro: Simulação numérica dos casos de 2007. In *Anais do XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belém - Pará.

- PRISTO, M.V.J.; DERZYSKI, C.P.; SOUZA, P.R. e MENEZES, W.F. 2018. Climatologia de chuvas intensas no município do Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 33, n. 4, 615-630. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786334005>
- RIO DE JANEIRO (município), 2020. Fundação Instituto das Águas do Município do Rio de Janeiro – Rio-Águas. **Rios de Janeiro. Um manual dos rios, canais e corpos hídricos da cidade do Rio de Janeiro**. 1ª Edição, Rio de Janeiro, 2020. p 15 - 19. Disponível em: https://www.rio.rj.gov.br/dlstatic/10112/12762726/4321903/Arte_Livro_Rios_do_Rio_28x28CM_Fechado_Final_Atualizado_Abr_2021_final.pdf acessado 27 mai. 2024.
- RONDANELLI, R.; GALLARDO, L. e GARREAUD, R.D. 2002. Rapid change in ozone mixing ratios at Cerro Tololo (30°10'S, 70°48'W, 2200m) in connection with cutoff lows and deep troughs, J. Geophys. Res., 107, (D23), 4677, doi:10.1029/2001JD001334.
- ROZANTE, J. R.; GUTIERREZ, E. R. ; FERNANDES, A. A.; VILA, D. A. 2020. Performance of precipitation products obtained from combinations of satellite and surface observations. International Journal of Remote Sensing, 41:19, 7585-7604, DOI: 10.1080/01431161.2020.1763504
- ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S. ; GONÇALVES., L. G. G. ; VILA, DANIEL A. 2010. Combining TRMM and Surface Observations of Precipitation: Technique and Validation Over South America. Weather and Forecasting, v. 25, p. 885-894. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2010WAF2222325.1>
- SANTURETTE, P. e GIORGIEV, C. G. 2005. Weather Analysis and Forecasting. Applying satellite Water Vapor Imagery and Potential Vorticity Analysis. Elsevier A. P. 1 ed. p. ISBN: 0-12-619262-6
- SATYAMURTY, P. and SELUCHI, M. E. 2007. Characteristics and structure of an upper air cold vortex in the subtropics of South America. Meteorol. Atmos. Phys. 96, 203–220 (2007). DOI 10.1007/s00703-006-0207-6
- SCHULTZ, D.M. 2005. A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. Mon. Wea. Rev., 133, 2449–2472, <https://doi.org/10.1175/MWR2987.1>.
- SELUCHI, M.; BEU, C. e ANDRADE, K.M. 2017. Características das Frentes Frias Causadoras de Chuvas Intensas no Leste de Santa Catarina. Revista

- Brasileira de Meteorologia [online]. 2017, v. 32, n. 1 [Acessado 26 Julho 2022] , pp. 25-37. Disponível em:
<<https://doi.org/10.1590/0102-778632120150095>>. ISSN 1982-4351.
- SILVA DIAS, M.A.F. 2000. Índices de instabilidade para a previsão de chuvas e tempestades severas. Universidade de São Paulo, SP, 2000. Disponível em:
<<http://master.iag.usp.br/pr/ensino/>> Acessado em: 04/03/2024.
- SILVA, F.P. da; JUSTI da SILVA, M.G.A.; ROTUNNO FILHO, O.C.; PIRES, G.D.; SAMPAIO, R.J.; ARAÚJO, A.A.M. de. 2018. Synoptic thermodynamic and dynamic patterns associated with Quitandinha River flooding events in Petrópolis, Rio de Janeiro (Brazil). Springer, 2018. Meteorology and Atmospheric Physics (2019) 131:845–862.
<https://doi.org/10.1007/s00703-018-0609-2>
- SILVA, F.P.; ROTUNNO FILHO, O.C.; SAMPAIO, R.J.; DRAGAUD, I.C.V.; MAGALHÃES, A.A.A.; JUSTI da SILVA, M.G.A.; PIRES, G.D. 2017. Evaluation of atmospheric thermodynamics and dynamics during heavy-rainfall and no-rainfall events in the metropolitan area of Rio de Janeiro. Brazil. Meteorol Atmos Phys. <https://doi.org/10.1007/s00703-017-0570-5>
- SILVA, Fabricio Polifke da. 2014. Chuvas severas no Rio de Janeiro: Avaliação dos indicadores dos processos físicos associados. Rio de Janeiro, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014.
- SILVA, Fabricio Polifke da. 2019. Previsão de tempestades severas e de transbordamentos no rio Quitandinha – Petrópolis/RJ. Rio de Janeiro, Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Civil, 2019.
- SILVA, J.P.R.; REBOITA, M.S.; ESCOBAR, G.C.J. 2019. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul em campos atmosféricos recentes. Revista Brasileira de Climatologia, v.25.
- SILVA, W.L. e DEREZYNSKI, C.P. 2014. Caracterização climatológica e tendências observadas em extremos climáticos no Estado do Rio de Janeiro. Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ. vol. 37 - 2/2014, p. 123-138. DOI: http://dx.doi.org/10.11137/2014_2_123_138
- SIQUEIRA, J.R.; MARQUES, V.S., 2016. Estudo de caso de sistemas convectivos de mesoescala intensos ocorridos entre os dias 02 e 03 de janeiro no estado do Rio de Janeiro: características estruturais e termodinâmicas.

Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ, Vol. 39 - 2 / 2016, p. 57-76.

DOI: https://dx.doi.org/10.11137/2016_2_57_76

- ŠKERLAK, B.; SPRENGER, M.; WERNLI, H. 2014. A global climatology of stratosphere–troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 913–937, <https://doi.org/10.5194/acp-14-913-2014>.
- SMITH, J. A., M. L. BAECK, M. STEINER, and A. J. MILLER (1996), Catastrophic rainfall from an upslope thunderstorm in the central Appalachians: The Rapidan Storm of June 27, 1995, *Water Resour. Res.*, 32(10), 3099–3113, doi:10.1029/96WR02107.
- SPRENGER, M.; WERNLI, H. and BOURQUI, M. 2007: Stratosphere–Troposphere Exchange and Its Relation to Potential Vorticity Streamers and Cutoffs near the Extratropical Tropopause. *J. Atmos. Sci.*, 64, 1587–1602, <https://doi.org/10.1175/JAS3911.1>.
- STOHL, A., et al., 2003. Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO, *J. Geophys. Res.*, 108(D12), 8516, doi:10.1029/2002JD002490
- TAJBAKHSH, S.; GHAFARIAN, P., and SAHRAIAN, F. 2012. Instability indices and forecasting thunderstorms: the case of 30 April 2009, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 403–413, <https://doi.org/10.5194/nhess-12-403-2012>.
- TEIXEIRA, Mateus da Silva, 2010. Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil. São José dos Campos, Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto de Pesquisas Espaciais, 2009.
- UNFER, Gabriela R. 2021. Caracterização do evento de chuva forte na cidade do Rio de Janeiro nos dias 8 e 9 de abril de 2019 a partir do estudo da precipitação, dos mecanismos sinóticos e das propriedades das nuvens. Rio de Janeiro, Monografia (Graduação em Meteorologia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2021.

7. FIGURAS ANEXADAS

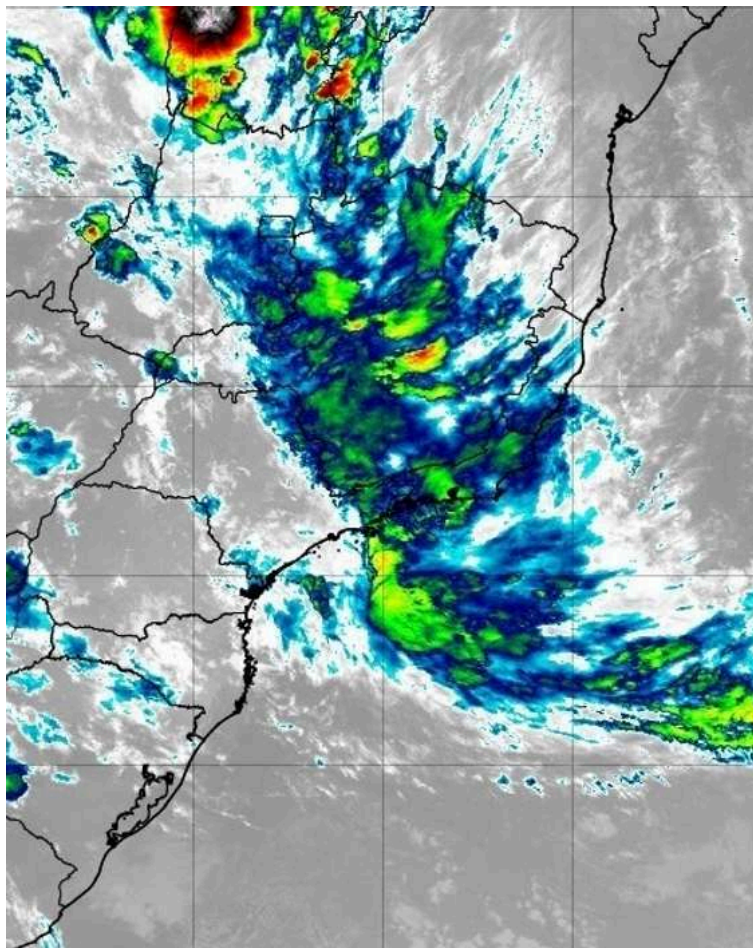


Figura A7.1: Imagem de satélite no canal infravermelho das 03 UTC do dia 31/12/21. Topos de nuvens frios de -40 a -50°C sobre o município do Rio de Janeiro referente ao segundo pico de precipitação.

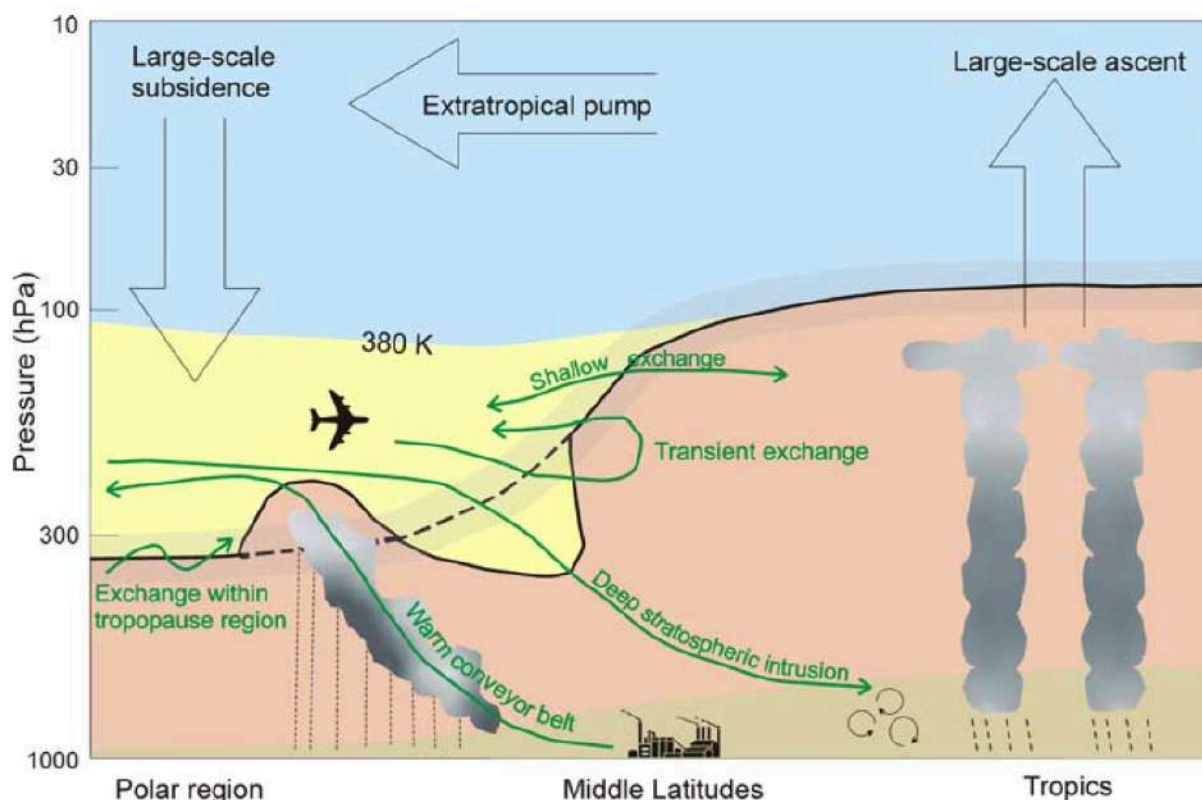


Figura A7.2: Aspectos globais das trocas estratosfera-troposfera de Holton *et al.* (1995), com novos conceitos sobrepostos. A posição média da tropopausa é mostrada pela linha preta grossa, com regiões sombreadas e cada uma delas representando a região da tropopausa. A região azul é o “mundo superior” no qual isentrópicos (superfície isentrópica acima de 380 K) ficam inteiramente na estratosfera, a região amarela é a estratosfera mais baixa, onde as superfícies isentrópicas cruzam a tropopausa, a região rosa é a troposfera livre, e a região marrom é camada limite atmosférica. As setas largas mostram o transporte pela circulação em escala global. As trajetórias verdes ilustram os novos conceitos. As saliências rosa e amarela próximas à correia transportadora quente e a intrusão estratosférica profunda indicam forte perturbação da tropopausa em relação a sua posição média (linha tracejada). Observe que a pressão não está em escala. Fonte: Stohl *et al.*, 2003.

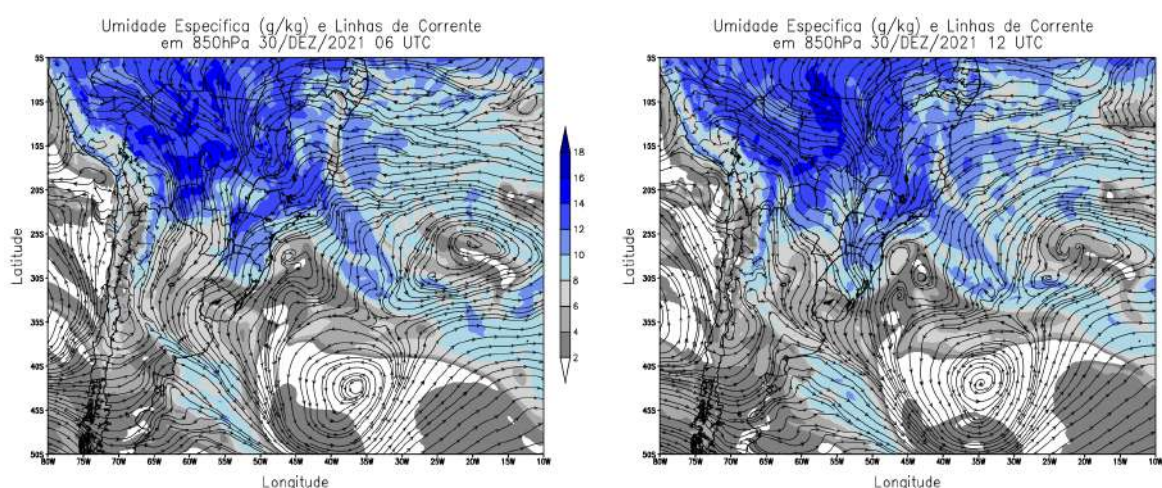


Figura A7.3: Umidade específica (barra de cores, g/kg) e linhas de corrente em 850 hPa. Às 06 UTC (esquerda) e às 12 UTC (direita) do dia 30/12/21.

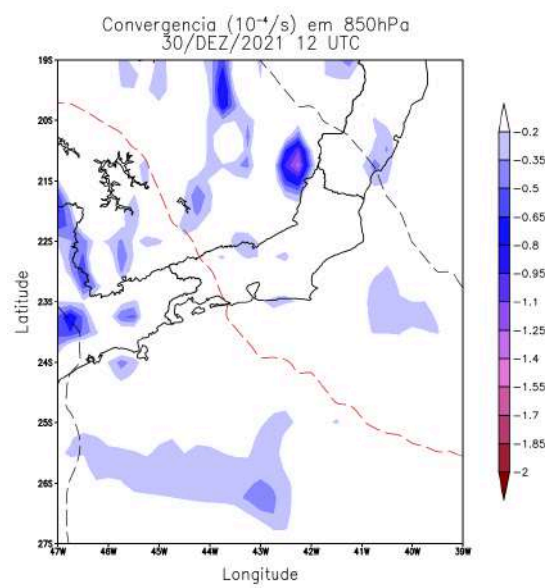


Figura A7.4: Convergência (barra de cores, $10^{-4}/s$) em 850 hPa e altura geopotencial em 500 hPa às 12 UTC do dia 30/12/21. O intervalo das linhas tracejadas é de 30 m.