

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

HANA CAROLINA VIEIRA DA SILVEIRA

**AVALIAÇÃO DE UM CASO DE INTENSO AQUECIMENTO DO AR NOTURNO
SUPERFICIAL NO MUNICÍPIO DO RIO DE JANEIRO**

RIO DE JANEIRO-RJ

Setembro, 2023

HANA CAROLINA VIEIRA DA SILVEIRA

**AVALIAÇÃO DE UM CASO DE INTENSO AQUECIMENTO DO AR NOTURNO
SUPERFICIAL NO MUNICÍPIO DO RIO DE JANEIRO**

Defesa de dissertação do Programa de Pós-graduação em
Meteorologia.

Orientadora: D.Sc. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

Coorientador: D.Sc. Vinícius Albuquerque de Almeida

AVALIAÇÃO DE UM CASO DE INTENSO AQUECIMENTO DO AR NOTURNO
SUPERFICIAL NO MUNICÍPIO DO RIO DE JANEIRO

Hana Carolina Vieira da Silveira

Defesa de dissertação 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 mestre em Meteorologia.

Aprovada por:

Profº. D.Sc Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

Profº. D.Sc Vinícius Albuquerque de Almeida
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

Profº. D.Sc Wallace Figueiredo Menezes
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

Profº. D.Sc Hugo Abi Karam
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

Profº. D.Sc Fabrício Polifke da Silva
Departamento de Meteorologia – IGEO – UFRJ

RIO DE JANEIRO-RJ
Setembro, 2023

Silveira, Hana Carolina Vieira da

“AVALIAÇÃO DE UM CASO DE INTENSO AQUECIMENTO DO AR NOTURNO SUPERFICIAL NO MUNICÍPIO DO RIO DE JANEIRO”

Rio de Janeiro, 2023.

47p. Universidade Federal do Rio de Janeiro, UFRJ

1. *Heat Burst*. 2. Aquecimento noturno. 3. Rio de Janeiro

"Todos esses que aí estão
Atravancando meu caminho,
Eles passarão...
Eu passarinho!"
Mario Quintana

RESUMO

Na noite do dia 02 e madrugada do dia 03 de agosto de 2011, um aquecimento noturno foi observado em diversas estações meteorológicas na cidade do Rio de Janeiro – RJ. Tal aquecimento ocorreu de forma repentina e intensa, com aumento de até 5°C em uma hora no Aeroporto Internacional Tom Jobim (SBGL) e no aeroporto Santos Dumont (SBRJ), e 3,9°C na estação meteorológica do Forte de Copacabana.

Normalmente, o ciclo de temperatura diurno é bem caracterizado de forma que valores mais baixos e mais altos são observados no início da manhã e meio/fim da tarde, respectivamente. No entanto, alguns fenômenos meteorológicos podem provocar alterações neste ciclo, sendo mais comuns, quando há a passagem de frente fria.

Através de reanálises e de uma simulação numérica do evento utilizando o modelo regional de previsão numérica do tempo, o *Weather Research and Forecasting* – WRF, foram identificadas características na coluna atmosférica, como uma camada de ar mais seco em níveis médios, logo abaixo de uma camada mais úmida, além de uma inversão térmica próxima à superfície.

Esses resultados são semelhantes aos apontados por Johnson (1983) para eventos *Heat Burst*, que tem como características o aumento súbito da temperatura do ar simultaneamente à diminuição da umidade em superfície. O *Heat Burst* pode estar associado à dissipação de tempestades e é tipicamente de natureza noturna, quando uma camada limite estável se desenvolve neste período, e que tem um papel importante para o seu desenvolvimento.

Palavras-chave: *Heat Burst*, Rio de Janeiro, aquecimento noturno.

ABSTRACT

On the night of the 2nd and early morning of the 3rd of August 2011, nocturnal heating was observed in several consequence stations in the city of Rio de Janeiro - RJ. Such warming occurred suddenly and intensely, with an increase of up to 5°C in one hour at Tom Jobim International Airport, Galeão (SBGL) and Santos Dumont Airport, SDU (SBRJ), and 3.9°C at the meteorological station of Copacabana Fort, belonging to the National Institute of Meteorology - INMET.

Typically, the diurnal temperature cycle is well characterized such that the lowest and highest values are observed in the early morning and mid/late afternoon, respectively. However, some meteorological manifestations can cause changes in this cycle, most commonly, the passage of a cold front, in its pre-frontal phase.

Through reanalyses and a numerical simulation of the event using the regional numerical weather forecasting model, the Weather Research and Forecasting - WRF, characteristics in the atmospheric column were identified, such as a drier layer of air at medium levels, just below a wetter layer, in addition to a thermal inversion close to the surface.

These results are like those pointed out by Johnson (1983) for Heat Burst events, which are characterized by a sudden increase in air temperature simultaneously with a decrease in surface humidity. The Heat Burst can be associated with the dissipation of thunderstorms and is typically nocturnal in nature, when a stable boundary layer develops in this period, which plays an important role in its development.

Keywords: Heat Burst, Rio de Janeiro, night heating.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2-1. Evolução temporal da camada limite atmosférica (CLA). Fonte: Adaptado de Stull, 1988.	12
Figura 2-2. Modelo conceitual de Heat Burst proposto por Johnson (1983). Fonte: Adaptado McPherson et al.,	13
Figura 2-3. Mecanismos que produzem correntes descendentes capazes de provocar Heat Burst em superfície. (JOHNSON, 2001).....	14
Figura 3-1. Sondagens para 5 estações no dia 29 de maio de 1976 (Adaptado de Johnson, 1983).	16
Figura 3-2. Cortes verticais de θ_w e UR em (a) Norman (OUN) e (b) Hennessey (HEN). (Adaptado de Johnson, 1983).....	17
Figura 3-3. Modelo conceitual de um Heat Burst. Adaptado de Bernstein e Johnson, 1994)..	18
Figura 3-4. Localização das estações meteorológicas da rede utilizada no estado de Oklahoma, Estados Unidos. Fonte: (MCPHERSON <i>et al.</i> 2010).....	20
Figura 5-1. Sondagem para o aeroporto Tom Jobim para o dia 03 de agosto de 2011 00Z, 21h do dia 02. Fonte: University of Wyoming.....	24
Figura 5-2 Temperatura do ar (linha vermelha) e do ponto de orvalho (azul) , em celsius, observada no período entre 20Z do dia 02 de agosto e 06Z do dia 03 de agosto de 2011. SBGL, linha contínua; SBRJ, linha tracejada e pontilhada; SBAF, pontilhada com marcador quadrado; SBJR, pontilhada com marcador losango; SBSC, linha contínua cinza; F. Copa, linha tracejada; Vila Militar, pontilhada com marcador triângulo; Marambaia, pontilhada com marcador X; Jacarepaguá, pontilhada com marcador círculo. Fonte dos dados: INMET e REDEMET.	26
Figura 5-3 Temperatura do ar (°C), em vermelho, e Umidade Relativa do ar (%), em azul. Fonte dos dados: Alerta Rio	27
Figura 5-4 Taxa de aquecimento e/ou resfriamento, em celsius, em 1 hora. Fonte dos dados: INMET e REDEMET.....	27
Figura 5-5. Taxa de aquecimento e/ou resfriamento, em celsius, em 15 minutos. Fonte dos dados: Alerta Rio.....	28
Figura 5-6. Aquecimentos ocorridos em 1 hora na estação do Forte de Copacabana nos meses de agosto, entre 21Z e 09Z, entre 2007 e 2022. Fonte de dados: INMET.....	28

Figura 5-7. Frequência de aquecimentos ocorridos em 1 hora na estação do Forte de Copacabana nos meses de agosto, entre 21Z e 09Z, entre 2007 e 2022. Fonte de dados: INMET	29
Figura 6-1. Altura geopotencial em 500 hPa, linha tracejada vermelha; pressão ao nível médio do mar (PNMM), linha contínua preta; e magnitude do vento em 200hPa, em cores. Fonte de dados: ERA5.....	30
Figura 6-2. Vento à 10m em barbelas; pressão ao nível médio do mar (hPa) (PNMM), linha contínua preta; vorticidade relativa em 1000hPa (s^{-5}) (, em cores. Fonte de dados: ERA5.....	31
Figura 6-3. Imagem de satélite nos canais de vapor d'água (a) e infravermelho (b), para a América do Sul, para o dia 03 de agosto 00Z (21h do dia anterior). Fonte: GOES 12 CPTEC/INPE.....	32
Figura 7-1. Temperatura do ar e aquecimento em 1 hora observado no dia 06 de agosto de 2018 na estação Forte de Copacabana. Fonte de dados: INMET	33
Figura 7-2. Vento à 10m em barbelas; pressão ao nível médio do mar (hPa) (PNMM), linha contínua preta; vorticidade relativa em 1000hPa (s^{-5}) (, em cores. Fonte de dados: ERA5.....	34
Figura 7-3. Altura geopotencial em 500 hPa, linha tracejada vermelha; pressão ao nível médio do mar (PNMM), linha contínua preta; e magnitude do vento em 200hPa, em cores. Fonte de dados: ERA5.....	35
Figura 7-4. Advecção térmica no evento do dia 02-03 de agosto de 2011.....	36
Figura 7-5. Advecção térmica no evento do dia 06-07 de agosto de 2018.....	37
Figura 8-1. Comparação da temperatura observada no Forte de Copacabana com a reanálise ERA5 e com a simulação numérica.....	38
Figura 8-2. Evolução temporal de Isolinhas de θ_e (K) com a altura para o evento de aquecimento ocorrido no dia 02-03 de agosto de 2011 (superior) e em 06-07 de agosto de 2018. Fonte de Dados: ERA5.....	39
Figura 8-3. Taxa de aquecimento em 1 hora e vento a 10m.....	40

LISTA DE TABELAS

Tabela 4-1. Fonte de dados meteorológicos	22
Tabela 5-1. Aquecimento observado.	25

SUMÁRIO

1.	Introdução	9
2.	Fundamentação Teórica	10
2.1.	Estabilidade e Instabilidade Atmosférica.....	10
2.2.	Frente Fria.....	10
2.3.	Advecção térmica.....	11
2.4.	Vento Foehn.....	11
2.5.	Ilhas de Calor	11
2.6.	Downbursts	12
2.7.	Camada Limite Atmosférica	12
2.8.	Heat Burst	13
3.	Revisão Bibliográfica.....	15
4.	Dados e Metodologia	22
4.1	Dados observacionais.....	22
4.2	Caracterização sinótica	22
4.3	Simulação numérica.....	23
5.	Resultados	23
5.1	Dados observacionais do dia 02-03 agosto de 2011	23
5.2	Frequência de aquecimento.....	28
6.	Caracterização sinótica	30
7.	avaliação do aquecimento	33
8.	avaliação de um <i>heat burst</i>	37
9.	conclusões	43
10.	trabalhos futuros.....	44
	Referências	45

1. INTRODUÇÃO

A temperatura do ar apresenta um ciclo diário médio no qual o valor máximo ocorre cerca de duas horas após o horário em que a radiação incidente é máxima, e o valor mínimo ocorre momentos antes do nascer do Sol. Entretanto, a atuação de sistemas meteorológicos pode perturbar esse ciclo de forma que a temperatura máxima e mínima ocorra em outros períodos (VAREJÃO-SILVA, 2006).

Um dos sistemas meteorológicos mais comuns que provocam tais perturbações na Região Sudeste do Brasil é a frente fria, onde em sua fase pré-frontal, os ventos de quadrante norte provocam o aumento das temperaturas por algumas horas. Eventos de Zonas de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS também provocam alterações na temperatura do ar na região de influência do sistema, tendo em vista o aumento da nebulosidade, e consequentemente, a menor incidência da radiação solar em superfície.

No entanto, além dos sistemas meteorológicos mais clássicos tem-se o *Heat Burst*, explosão de calor em tradução literal, que é caracterizado pelo súbito aumento da temperatura do ar, com simultânea diminuição da umidade e ventos fortes, com ocorrência tipicamente noturna (WILLIAMS, 1963; JOHNSON, 1983; BERNSTEIN e JOHNSON, 1994; MCPHERSON *et al.* 2010).

Em 02 de agosto de 2011, na cidade do Rio de Janeiro foi registrado, simultaneamente, um rápido aquecimento noturno da ordem de 5 °C em uma hora em algumas estações meteorológicas, chegando a cerca de 8.3 °C em quatro horas em outra. A temperatura máxima do dia em muitas dessas localidades foi observada durante a noite.

Por tratar-se de um fenômeno ainda pouco estudado, principalmente no Brasil, este trabalho tem por objetivo geral uma revisão bibliográfica do fenômeno, e como objetivo específico o estudo do caso ocorrido em 02 de agosto, a partir dos da observação por estações meteorológicas e reporte de aeroportos, além de buscar o entendimento físico com o auxílio de modelagem numérica.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Estabilidade e Instabilidade Atmosférica

A pressão atmosférica diminui com a altitude na atmosfera. Uma parcela de ar em ascensão se expande com a altura e a temperatura em seu interior diminui, por outro lado, uma parcela em subsidência se comprime e aquece durante sua trajetória.

Ao fim deste movimento, ao comparar a temperatura adquirida pela parcela com o do ambiente ao redor, admitem-se 3 possibilidades que irão definir o conceito de estabilidade da atmosfera: estável, instável e neutra.

O conceito de estabilidade ou instabilidade da atmosfera pode ser definido como as condições atmosféricas nas quais os movimentos ascendentes ou descendentes são ausentes/inibidos (estabilidade) ou favorecidos (instabilidade). (VIANELLO E ALVES, 2000).

O critério de estabilidade estática é aplicável ao ar seco, sem mudanças de fase, comparando-se o gradiente de temperatura de uma parcela de ar hipotética (γ) em ascensão até uma altura z por um processo adiabático seco, com o gradiente da temperatura ambiente (Γ) até o mesmo nível (ROGERS E YAU, 1976).

$$\Gamma - \gamma = \frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \text{Equação 2-1}$$

Neste caso, há três possibilidades:

$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ o que significa $\Gamma > \gamma$, atmosfera estaticamente estável.

$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ o que significa $\Gamma = \gamma$, atmosfera estaticamente neutra.

$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ o que significa $\Gamma < \gamma$, atmosfera estaticamente instável.

2.2. Frente Fria

A frente fria é um dos sistemas que compõem um sistema frontal clássico, e é quando uma massa de ar frio avança sobre uma massa de ar quente. Na Região Sudeste, o vento em baixos níveis tem predomínio de direção de nordeste, devido à influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul, e então antes da passagem da frente fria, situação pré-frontal, o vento é predominantemente de noroeste o que provoca o aquecimento nesta fase. À medida que a frente

fria se desloca, os ventos mudam de direção, para quadrante sul, e então as temperaturas diminuem (ANDRADE, 2005).

2.3. Advecção térmica

A advecção é um processo no qual uma propriedade física é transportada horizontalmente de uma região para outra, e quando tal propriedade é o calor, denomina-se advecção térmica. Quando a advecção é do tipo quente, temos o aumento da temperatura em determinada localidade, e quando a temperatura diminui, tem-se a advecção fria. (HOLTON, 2012)

$$ADV T = -\vec{V} \cdot \nabla T = -\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z}\right) \text{Equação 2-2}$$

2.4. Vento Foehn

Vento Foehn é um processo no qual os ventos ficam de cima para baixo, ao longo das encostas de montanhas, fazendo com que o ar que desce a montanha chegue em superfície mais quente e seco. Ocasionalmente, quando o teor de umidade do ar é suficientemente elevado, observam-se nuvens orográficas sobre as montanhas. Estas nuvens têm características particulares típicas do vento Foehn (RICHNER e HACHLER, 2013).

Na América do Sul este fenômeno é mais comum ao longo das cordilheiras dos Andes, conhecido como Vento Zonda, o ar consegue transpor as montanhas e desce a sotavento, causando ventos quentes e secos nas cidades localizadas ao norte da Argentina (ANTICO *et al*, 2017).

Antico *et al*. (2020) estudaram um evento de Vento Foehn na Região Sudeste, introduzindo na literatura a ocorrência do fenômeno em latitudes subtropicais da América do Sul.

2.5. Ilhas de Calor

Ilha de calor se refere à uma região urbanizada com temperatura do ar maior do que o seu entorno, principalmente à noite. Essa diferença se dá pela urbanização do espaço, onde as fontes antropogênicas são maiores, além da maior parte da cobertura do solo em áreas urbanas serem com asfalto e também o uso de concreto, materiais que armazenam calor devido às suas propriedades físicas (Stull, 1988).

2.6. Downbursts

Fujita (1976, 1985) define *downburst* como uma forte corrente descendente que produz uma explosão (*outburst*) de ventos intensos próximo ou na superfície. Ele também introduziu o conceito de *microburst*, definindo-o como um *downburst* com extensão horizontal menor que 4 km e duração menor que 5 min. Diversos autores classificaram *microbursts* em categorias secas e úmidas que dependem da quantidade de chuva durante o evento, onde o *microburst* seco se caracteriza por pouca ou nenhuma chuva (apud WAKIMOTO, 1985). Em geral, quando as gotas de chuva oriundas de uma nuvem de base alta precipitam em uma região seca, dissipam-se antes mesmo de atingir a superfície. Além disso, a camada seca abaixo da nuvem acelera o processo de evaporação (FUJITA, 1985).

2.7. Camada Limite Atmosférica

A camada limite atmosférica (CLA), ou planetária (CLP), é a parte inferior da atmosfera entre a superfície e a atmosfera livre. A evolução diurna da CLA é ilustrada na Figura 2-2. Após o pôr-do-sol, com o resfriamento da superfície e a diminuição da instabilidade, tem-se a formação da Camada Limite Estável (CLE), ou noturna (CLN), e uma camada residual acima desta. Ao nascer do sol e com energia suficiente a camada superficial se aquece, fazendo com que o calor se distribua acima através dos processos de condução e convecção, desfazendo-a. Após esses processos a camada de mistura é gerada e o ciclo se reinicia (STULL, 1988).

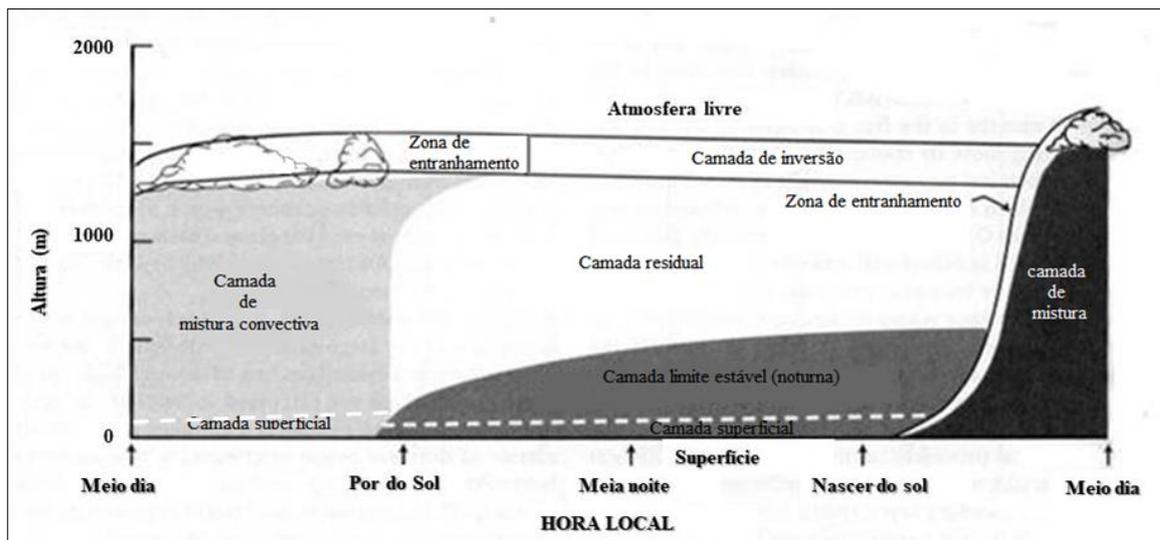


Figura 2-1. Evolução temporal da camada limite atmosférica (CLA). Fonte: Adaptado de Stull, 1988.

A Camada Limite Estável (CLE), ou noturna (CLN), se forma essencialmente devido ao resfriamento superficial noturno, tendo em vista a perda radiativa neste período causado pela emissão da radiação de onda longa. Mas, também pode se formar pela advecção de ar quente sobre uma superfície fria. A presença de uma inversão térmica é característica marcante da CLE (STULL, 1988)

2.8. Heat Burst

O desenvolvimento de *Heat Burst* pode ocorrer por dois processos distintos: o proposto por Johnson (1983) e por Bernstein e Johnson (1994) (Figura 2-3).

O primeiro processo se dá pela evaporação de gotas de chuva ou da própria nuvem em uma camada seca em níveis médios, resfriando uma parcela de ar que inicia processo de subsidência por um processo adiabático seco. Durante o movimento, a parcela se aquece até alcançar uma camada de inversão térmica próxima à superfície, que com flutuabilidade negativa suficiente, penetra nessa camada e continua se aquecendo até atingir a superfície, com temperatura superior à do ambiente (Figura 2-2).

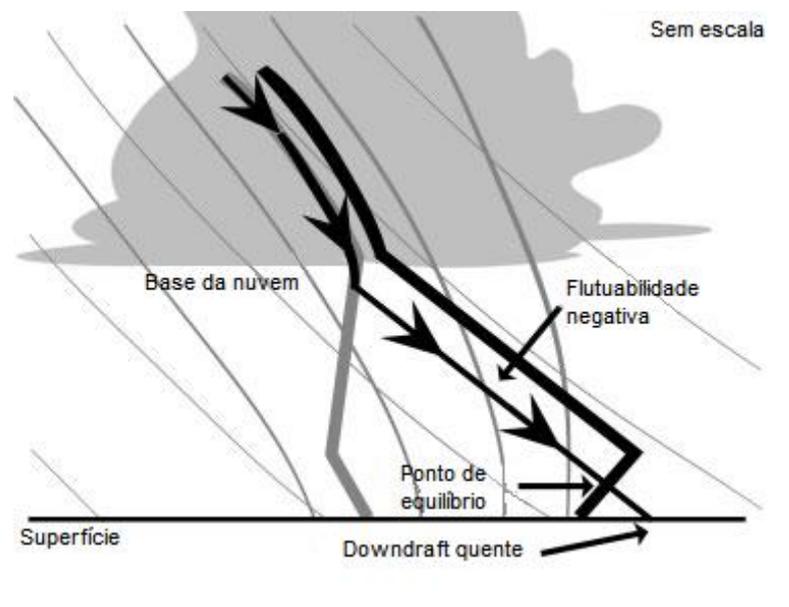


Figura 2-2. Modelo conceitual de Heat Burst proposto por Johnson (1983). Fonte: Adaptado McPherson et al.,

Já no estudo de Bernstein e Johnson (1994) um forte influxo em níveis médios relacionadas à tempestade, entra na região estratiforme e desce em direção a superfície contornando a área da chuva principal, deformando a camada estável de superfície.

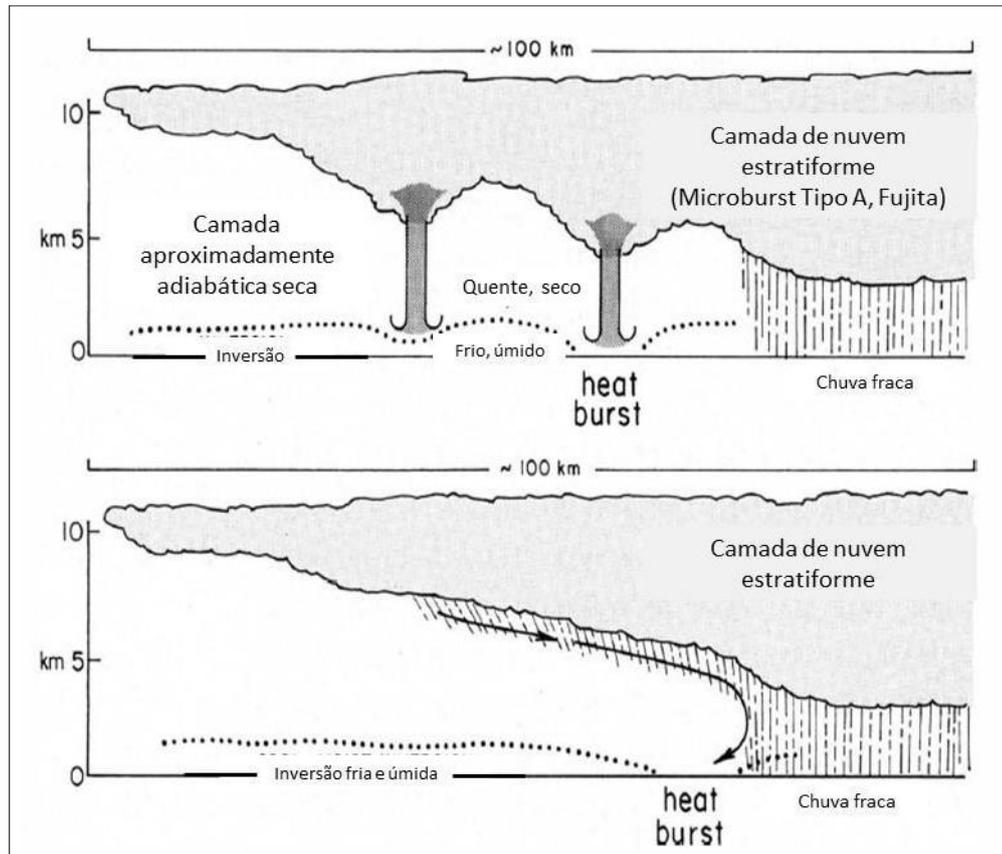


Figura 2-3. Mecanismos que produzem correntes descendentes capazes de provocar Heat Burst em superfície.
 (JOHNSON, 2001)

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Um dos primeiros, senão o primeiro, estudos de eventos de aquecimento noturno onde cita-se o *Heat Burst* é de autoria de Williams (1963). Trata-se de um caso ocorrido em 3-4 de maio de 1961 em Oklahoma (EUA), em que o aquecimento e secamento noturno aconteceu como parte de um sistema nomeado de *Thundestorm Wake*.

Uma *Thundestorm Wake* é um volume na retaguarda de uma tempestade ativa que é caracterizada pela diminuição dos ecos de radar e diminuição da chuva, pela *wake depressions* (diminuição da pressão) e pela *warm wake* (aquecimento e secamento).

O autor comenta que o aumento da temperatura e a diminuição da umidade são comuns na região de estudo (*Beta Network Mesonet* no Centro-Sul de Oklahoma), e que uma análise preliminar entre 1962 e 1963 mostrou que a maioria dessas ocorrências estão relacionadas com tempestades noturnas, sendo a maior parte dos aquecimentos inferiores a 5-6°C.

Em três casos esses aquecimentos foram entre 8,3 e 11,1 °C e a temperatura chegou a atingir 37,8°C. Ventos fortes e a baixa umidade que acompanharam essas variações chegaram a murchar a vegetação. Esses eventos extremos são bastante locais e raramente ocorrem. Richard Garret, em uma conversa pessoal com o autor, nomeou o fenômeno de *Heat Burst*.

Outro trabalho pioneiro no assunto foi o de Johnson (1983) onde um aquecimento da ordem de 6°C no período da noite e madrugada em Oklahoma foi atribuído ao fenômeno.

A partir da análise de 5 sondagens realizadas em diferentes localidades da região (Figura 3-1), e sugere-se que o aquecimento e a *secura* ocorreram abaixo de 3 km (700 hPa), e ainda, que o resfriamento evaporativo é fundamental para desencadear o processo de subsidência. Além disso, observou-se que acima de 500 hPa, a taxa de variação da temperatura na vertical de aquecimento foi próxima a pseudo-adiabática e abaixo de 500 hPa foi próxima a adiabática seca nas áreas em que o aquecimento ocorreu. Outra característica importante é a semelhança com as sondagens encontradas por Zipster's (1977) para correntes descendentes insaturadas.

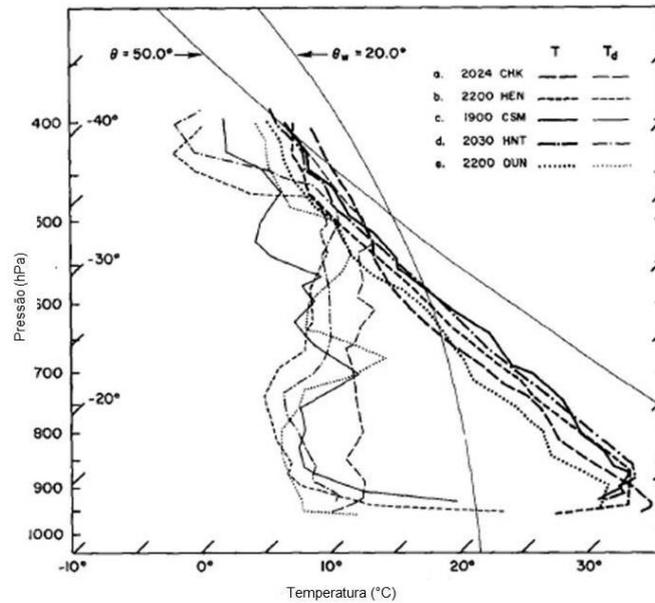


Figura 3-1. Sondagens para 5 estações no dia 29 de maio de 1976 (Adaptado de Johnson, 1983).

Outra observação é que a pequena extensão espacial de *Heat Burst* dificulta a análise de dados adequados para o entendimento detalhado de suas características físicas e dinâmicas. Em muitos eventos, os dados coletados eram de casos isolados em estações individuais. Apenas em casos raros houve observações de dados em mesoescala.

Outra análise relevante é do corte vertical da temperatura potencial do bulbo úmido (θ_w) e umidade relativa do ar (Figura 3-2), onde uma a descida e a aproximação das isolinhas de θ_w , aumentando o gradiente, desde os níveis médios e a dissipação de nuvens baixas indicam a existência do *Heat Burst*. A presença de uma camada seca logo abaixo da nuvem permitiu que o ar permanecesse com flutuabilidade negativa, ultrapassando seu ponto de equilíbrio onde o ar passa, então, a ter flutuabilidade positiva.

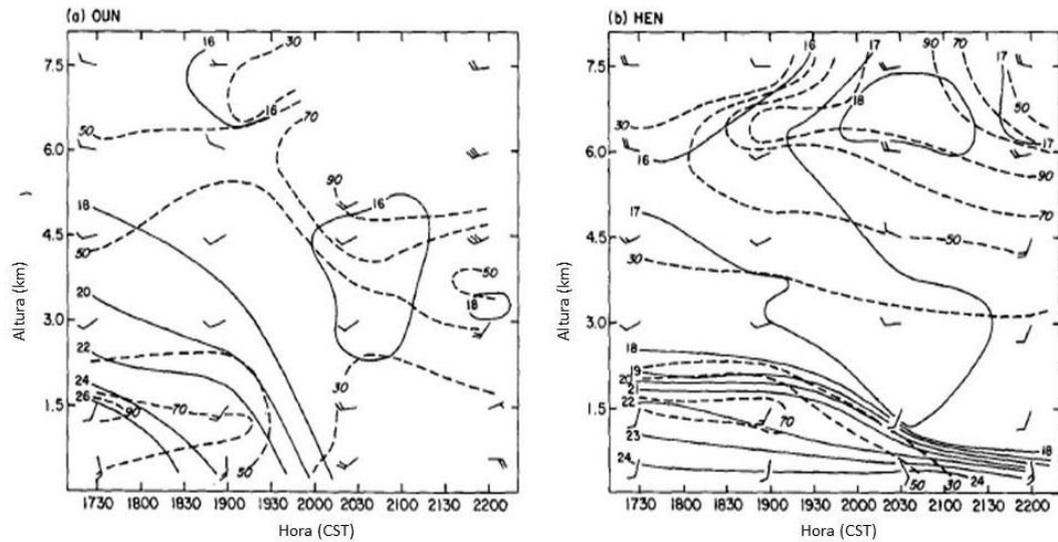


Figura 3-2. Cortes verticais de θ_w e UR em (a) Norman (OUN) e (b) Hennessey (HEN). (Adaptado de Johnson, 1983)

No estudo realizado por Bernstein e Johnson (1994), um caso de aquecimento noturno ocorrido entre os dias 23 e 24 de junho de 1985 em Oklahoma documenta o fenômeno utilizando dados de radar doppler, além de dados convencionais coletados por estações meteorológicas em superfície e de altitude, permitindo uma análise tridimensional.

Além de reforçar os resultados obtidos por Johnson (1983), a análise a partir desta ferramenta permitiu identificar um processo diferente do proposto anteriormente. Um fluxo lateral em níveis médios relativo à tempestade entra na região de precipitação estratiforme, desce ao longo da bigorna, contorna a região de precipitação mais intensa, e sai da tempestade em baixos níveis, deformando a camada estável em superfície, atingindo-a com temperatura superior ao entorno (Figura 3-3). Ambos os mecanismos contam com uma forte evaporação em um ambiente quase adiabático seco para forçar esses movimentos.

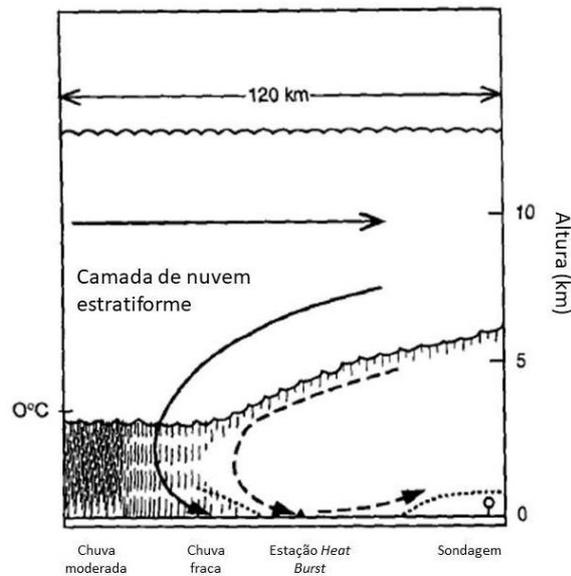


Figura 3-3. Modelo conceitual de um Heat Burst. Adaptado de Bernstein e Johnson, 1994)

A raridade do *Heat Burst* está associada à combinação de condições que favorecem o fenômeno. As correntes descendentes devem ser fortes e a taxa de resfriamento/aquecimento devem ser próximas à adiabática seca entre o ar resfriado pela chuva próximo ao solo e as nuvens mais altas. Se uma dessas condições não for satisfeita, os ventos quentes, secos e com rajadas de vento não ocorrerão (SCHLATTER, 1995).

Quanto à climatologia de eventos de *Heat Bursts*, MCPerson *et al.* (2010) realizaram um estudo a partir de dados coletados em intervalos de 5 minutos por uma rede de 107-120 estações meteorológicas entre 1 de janeiro de 1994 e 15 de agosto de 2009 distribuídas homoganeamente em Oklahoma (Figura 3-4). Para isso, os autores utilizaram os seguintes critérios: aumento de 2,7 °C da temperatura em superfície em 10 min; simultaneamente, diminuição de 2,7 °C da temperatura do ponto de orvalho e rajadas de vento de pelo menos 10 m/s, cerca de 5 minutos antes ou depois das perturbações. Assim, foram detectados 390 dias com supostos eventos de *Heat Bursts* que, após a análise manual, 226 foram atribuídos a outros fenômenos meteorológicos, restando então uma amostra de 164 dias com perturbações similares ao de *Heat Burst*.

Os autores classificaram essa amostragem entre '*Heat Burst detection*' definida como um ou uma série curta de *Heat Bursts* em uma estação meteorológica; '*Heat Burst event*' definido como uma ou uma série curta de *Heat Bursts* que afetaram uma ou mais estações de observação de superfície durante um único dia com continuidade temporal e espacial. Desta forma, foram documentados 308 '*Heat Burst detect*', correspondendo a 207 '*Heat Burst event*'.

Após isso, cada '*Heat Burst detection*' foi analisado separadamente, estabelecendo-se o início, o fim, e o pico do evento.

Os autores destacaram que os critérios estabelecidos na metodologia detectaram eventos que não eram *Heat Burst* e, da mesma forma, eventos de *Heat Burst* que não foram detectados pelos critérios. Portanto, não podem ser usados como o único método para detectar o fenômeno. Destaca-se um dos exemplos citados pelos autores, de um caso em que as estações meteorológicas que compõem a rede não estavam localizadas na retaguarda da tempestade, e, portanto, a magnitude do aquecimento pode não ter atingido o critério. Mas, nas proximidades da região de estudo, dois dos três critérios foram atendidos (o aumento de temperatura foi de 2,1 ° C durante todo o evento).

Como resultado, a maioria dos *Heat Bursts* foram associados com o decaimento de tempestades ou pela subsidência através de complexos convectivos, tipicamente, durante a tarde da primavera e verão boreal, 70% dos casos entre 0000 e 0800 UTC (6 pm às 2 am local CST), sendo o mês de junho o mês com maior ocorrência desses eventos. Quase todos ocorreram embaixo ou próximo a ecos de radar fracos no momento do evento, com quatro padrões associados aos eventos: (1) ecos de radar associado ao enfraquecimento rápido de convecções; (2) nenhuma ou fraca reflexividade; (3) eco radar fraco na retaguarda do sistema convectivo e (4) fraca refletividade ao longo do 'contorno' da convecção intensa que pode não aparecer por ser fraca.

Outro destaque relevante feito pelos autores é que sem um sistema de observação em superfície permanente com alta resolução espacial e temporal, a maioria dos *Heat Burst* permanecerão não sendo identificados.

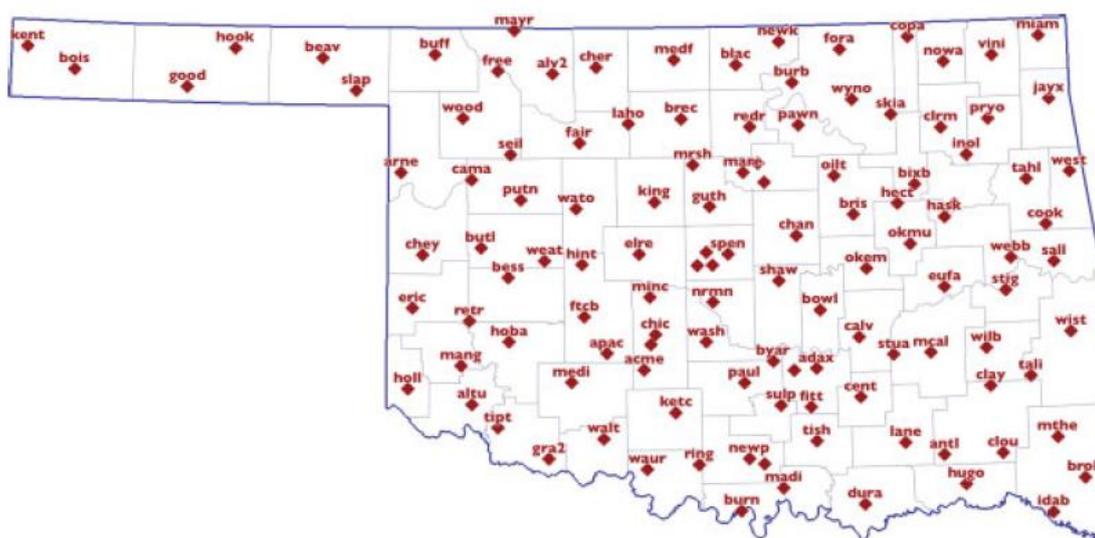


Figura 3-4. Localização das estações meteorológicas da rede utilizada no estado de Oklahoma, Estados Unidos.

Fonte: (MCPHERSON *et al.* 2010)

Basara e Rowell, (2012) estudaram a associação de evento de *Heat Burst* com vendavais, também em Oklahoma. As maiores perturbações no campo de temperatura do ar foram de 3-6°C, e de 7-9°C de Td dependendo da localização. No entanto, os maiores impactos foram associados ao vento e a pressão atmosférica: a pressão subiu em 4,5 hPa durante 30 min, seguido de uma queda de 9,5 hPa em 60 min. Rajadas de 25 m/s e ventos de 15 m/s por 90 min. Entretanto, esses impactos não foram consequência unicamente do *Heat Burst*. Na verdade, um *Heat Burst* prolongado produziu uma anomalia térmica localizada, dando origem a formação de uma mesobaixa.

O par mesobaixa/mesoalta se intensificou à medida que se moviam para a região central de Oklahoma, enquanto a distância entre eles diminuía, chegando ao pico de 12 hPa/25 km, resultando em ventos intensos.

Os autores destacam que mais pesquisas deste evento de uma perspectiva numérica serão cruciais para determinar o papel exato que o *Heat Burst* desempenha na intensificação da mesobaixa e se eventos semelhantes são prováveis de ocorrer no futuro.

Outros estudos de eventos de *Heat Bursts* fora de Oklahoma foram documentados. Como em Alicante, Espanha. Durante a tarde-noite do dia 30 de junho de 2004 foi registrado um súbito aumento da temperatura do ar em superfície (9,1 °C/h), acompanhado pela diminuição da umidade. Diferente dos estudos anteriores, foi registrado o aumento da pressão atmosférica (MOLINA, 2005).

Trobec (2008) também relatou um caso de *Heat Burst* em Sioux Fall, South Dakota, Estados Unidos, ocorrido em 11 de agosto de 2007. O evento apresenta diversas características relatadas em estudos anteriores. Além do aumento da temperatura em superfície 16.2 °C/h), diminuição da umidade e da pressão atmosférica, a sondagem para o dia tinha o formato tipo cebola e uma inversão térmica em superfície. O autor também destaca, com o uso de radares meteorológicos e imagens de satélite, o decaimento de tempestades ao se aproximarem da região.

Outro estudo relevante é o realizado por Manoj *et al.* (2016) que relataram o caso em que a temperatura elevada resultante de um evento de *Heat Burst*, pode ter danificado as células vegetais devido ao estresse oxidativo. Os autores consideraram o efeito do sal marinho que levaram ao murchamento, entretanto testes em laboratório constataram que o murchamento abrupto das folhas foi principalmente devido ao estresse oxidativo ocorrido dentro das folhas o que exclui o estresse salino como único responsável.

Em todos os estudos feitos anteriormente não há um consenso acerca do tempo de duração do fenômeno, podendo ele ocorrer na escala de alguns minutos ou em algumas horas, tampouco o aquecimento alcançando em determinado período. Da mesma forma, também é um consenso que a pequena escala espacial e temporal do fenômeno é um dos desafios para o estudo do *Heat Burst*.

4. DADOS E METODOLOGIA

4.1 Dados observacionais

Para identificar o aquecimento em superfície foram utilizadas as observações realizadas nas 4 estações meteorológicas disponíveis na cidade do Rio de Janeiro do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), 3 da rede do sistema AlertaRio, e dos 5 aeródromos da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET), conforme Tabela 4-1.

Tabela 4-1. Fonte de dados meteorológicos

Fonte	Estações	Intervalo
REDEMET	Aeroporto Internacional do Rio de Janeiro (SBGL); Aeroporto Santos Dumont (SBRJ); Base Aérea dos Afonsos (SBAF) Aeroporto de Jacarepaguá (SBJR); Base Aérea de Santa Cruz (SBSC)	60 minutos
Sistema AlertaRio, da cidade do Rio de Janeiro	Alto da Boa Vista; Guaratiba; São Cristóvão.	15 minutos
INMET	Forte de Copacabana; Vila Militar; Marambaia; Jacarepaguá	60 minutos

Para estabelecer a duração do evento, foi considerado o horário de início do aquecimento como aquele no qual as temperaturas começaram efetivamente a aumentar, e como término, o horário da maior temperatura registrada.

A estação meteorológica do Forte de Copacabana registrou o maior aquecimento mais duradouro, além de ter sido uma das localidades com maior aquecimento em 1 hora. Por este motivo, foi avaliada a frequência com que os aquecimentos noturnos (21Z às 06Z), dos meses de agosto aconteceram, para toda a série histórica disponível da estação, ou seja, do período entre os anos de 2007 e 2022.

4.2 Caracterização sinótica

Para caracterização sinótica do evento, foram utilizadas as imagens de satélite no canal do vapor d'água e infravermelho do GOES 12 do CPTEC/INPE e dados de reanálise ERA5 do

Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF) com resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, e temporal de 1 hora.

4.3 Simulação numérica

Para complementar a análise foi realizada uma simulação numérica com o modelo WRF - Weather Research & Forecasting Model – com resolução horizontal de 3 km, e temporal de 1 hora.

As características de parametrização utilizada foi a *Tropical Suite*, ou seja, microfísica WSM6 (HONG e LIM, 2006), radiação de ondas curtas e longas RRTMG (Iacono *et al.* 2008), esquema de convecção cumulus de Tiedtke (Zhang e Wang, 2017), esquema YSU PBL (Hong *et al.* 2006), esquema de camada superficial MM5 (Zhang e Anthes, 1982) e modelo de superfície terrestre Noah (Chen e Dudhia, 2000).

Como condições iniciais e de contorno, foram utilizados os dados de reanálise ERA5 pelo Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF), com resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, e temporal de 1 hora.

5. RESULTADOS

5.1 Dados observacionais do dia 02-03 agosto de 2011

Na sondagem de 21h do dia 02 para o Galeão (SBGL) (Figura 5-1), pode-se observar inicialmente, que a atmosfera próxima à superfície (1000 – 980 hPa) estava seca, e condicionalmente estável. É possível notar que a média troposfera se encontrava muito seca, e uma inversão térmica próxima a superfície.

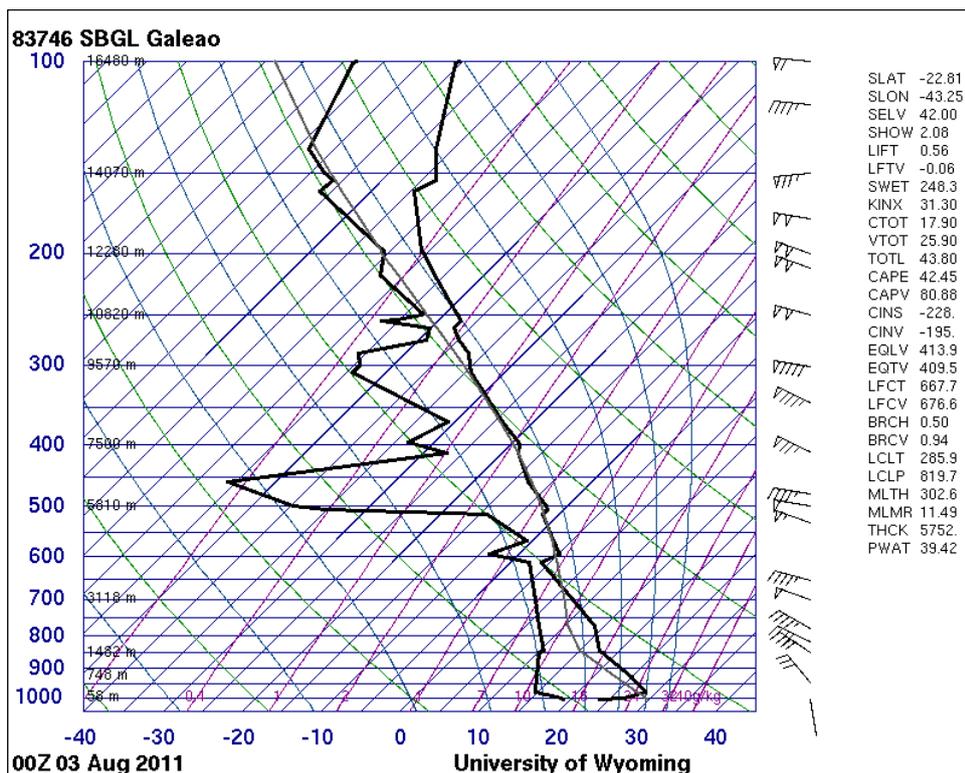


Figura 5-1. Sondagem para o aeroporto Tom Jobim para o dia 03 de agosto de 2011 00Z, 21h do dia 02. Fonte: University of Wyoming.

Nas Figuras 5-2 e 5-4 observa-se a evolução da temperatura do ar (T) e do ponto de orvalho (Td), assim como a variação da temperatura pelo período de 1 hora, para estações meteorológicas do INMET e dos aeródromos da REDEMET. Com exceção da Base Aérea de Santa Cruz, em todas as pontos de observação foi registrado o aumento da temperatura do ar (T) simultaneamente à diminuição de Td, principalmente entre 21h e 00Z (Figura 5-2 e 5-4).

Nas Figuras 5-3 e 5-5 observa-se a temperatura e a umidade relativa do ar (UR), e a taxa de aquecimento em 15 minutos. Sabe-se que a umidade relativa é uma resposta direta da variação da temperatura, no entanto é a única variável disponível medida nas estações do Alerta Rio que permite a análise desta natureza. Em todas as localidades foi possível notar o aquecimento noturno de até 4,9°C em 2 horas em São Cristóvão, chegando à uma taxa de 1,8°C/15min no Alto da Boa Vista entre 20h15 e 20h30. A UR também diminuiu, como esperado, saindo de cerca de 70% para 40%.

Nas estações da rede Alerta Rio, o valor de Td não é observado, por isso utilizou-se o valor da umidade relativa do ar (UR), ainda que seja uma resposta direta da temperatura do ar.

A Tabela 5-1 lista os 12 pontos de observação, classificadas por maior aquecimento, até o menor aquecimento. Destaca-se o Forte de Copacabana, com aquecimento de 8,3 °C entre 20Z e 00Z, totalizando 4 horas de duração, o aeroporto Santos Dumont, com aquecimento de 7 °C em apenas 3 horas, e ainda o aeroporto internacional do Rio de Janeiro, com aquecimento de 6°C em 2 horas. Nessas duas últimas localidades, houve aquecimento de 5°C em 1 hora.

Tabela 5-1. Aquecimento observado.

Estação	Hora Início (utc)	T inicial (°C)	Hora Pico (utc)	T pico (°C)	Duração (horas)	Aquecimento (°C)
F. Copa	20	21,6	0	29,9	4	8,3
SBRJ	21	23	0	30	3	7
SBGL	23	23	1	29	2	6
Vila Militar	22	23,4	0	29	2	5,6
SBAF	23	22	1	27	2	5
São Cristóvão	21:45	24,6	23:45	29,5	02:00	4,9
Guaratiba	21:30	24,3	22:45	28,6	01:15	4,3
Marambaia	21	24,5	23	28,5	2	4
Jacarepaguá	20	22,8	0	26,8	4	4
SBJR	21	23	23	27	2	4
Alto da Boa Vista	20:15	24,9	22:00	28,4	01:45	3,5
SBSC	-	-	-	-	-	-

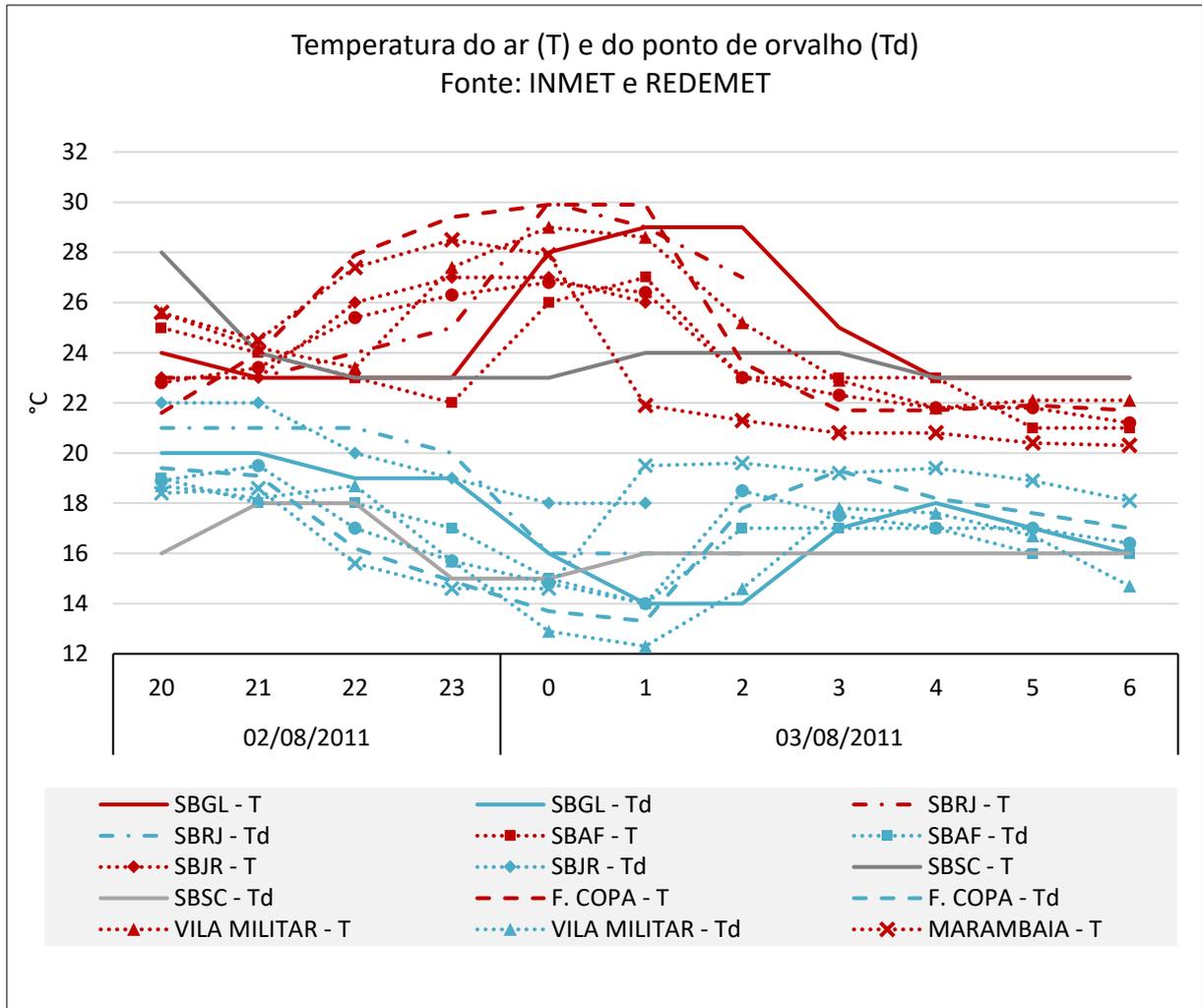


Figura 5-2 Temperatura do ar (linha vermelha) e do ponto de orvalho (azul), em celsius, observada no período entre 20Z do dia 02 de agosto e 06Z do dia 03 de agosto de 2011. SBGL, linha contínua; SBRJ, linha tracejada e pontilhada; SBAF, pontilhada com marcador quadrado; SBJR, pontilhada com marcador losango; SBSC, linha contínua cinza; F. Copa, linha tracejada; Vila Militar, pontilhada com marcador triângulo; Marambaia, pontilhada com marcador X; Jacarepaguá, pontilhada com marcador círculo. Fonte dos dados: INMET e REDEMET.

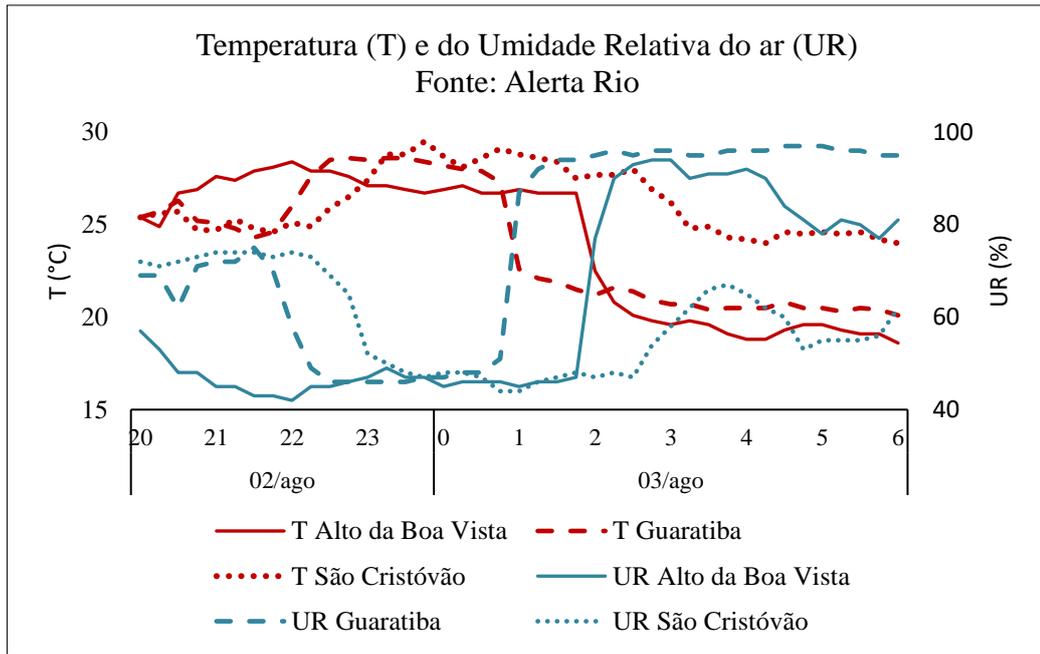


Figura 5-3 Temperatura do ar (°C), em vermelho, e Umidade Relativa do ar (%), em azul. Fonte dos dados: Alerta Rio

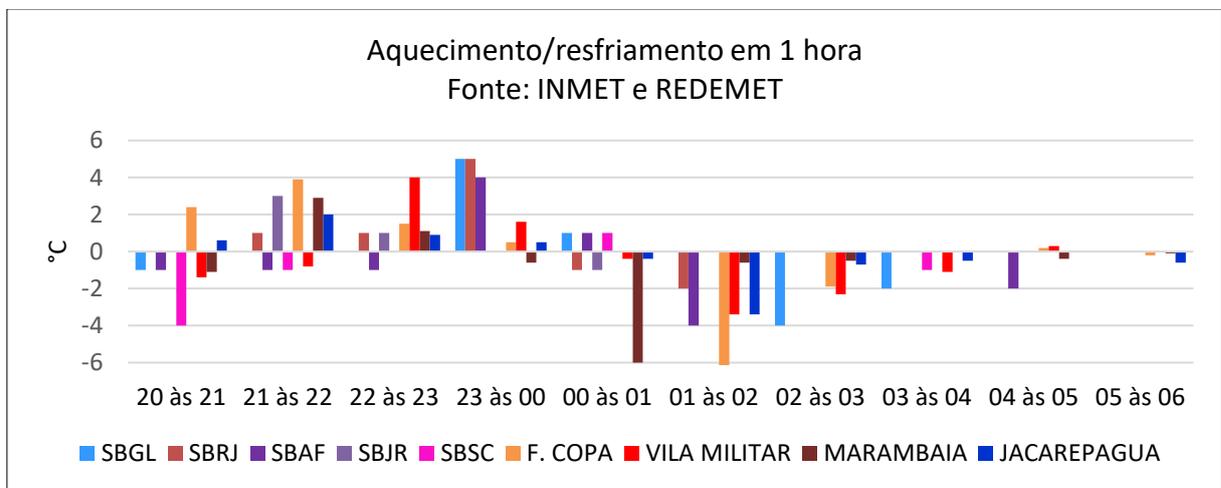


Figura 5-4 Taxa de aquecimento e/ou resfriamento, em celsius, em 1 hora. Fonte dos dados: INMET e REDEMET.

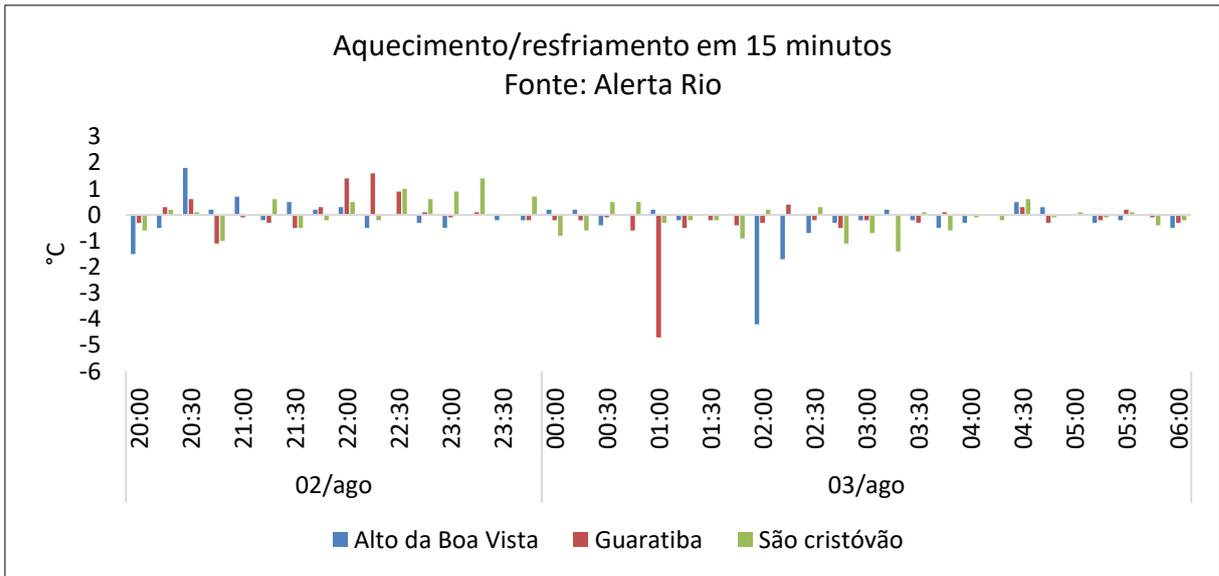


Figura 5-5. Taxa de aquecimento e/ou resfriamento, em celsius, em 15 minutos. Fonte dos dados: Alerta Rio.

5.2 Frequência de aquecimento

Foram encontrados 2012 casos onde a temperatura aumentou em pelo menos 0.1°C em 1 hora, onde em 88% dos casos o aquecimento foi de até 1°C . Aquecimentos a partir de $3,5^{\circ}\text{C}$ ocorreram em 1 hora por 7 vezes, o que representa cerca de 0,35% da amostra (Figura 5-6 e 5-7).



Figura 5-6. Aquecimentos ocorridos em 1 hora na estação do Forte de Copacabana nos meses de agosto, entre 21Z e 09Z, entre 2007 e 2022. Fonte de dados: INMET

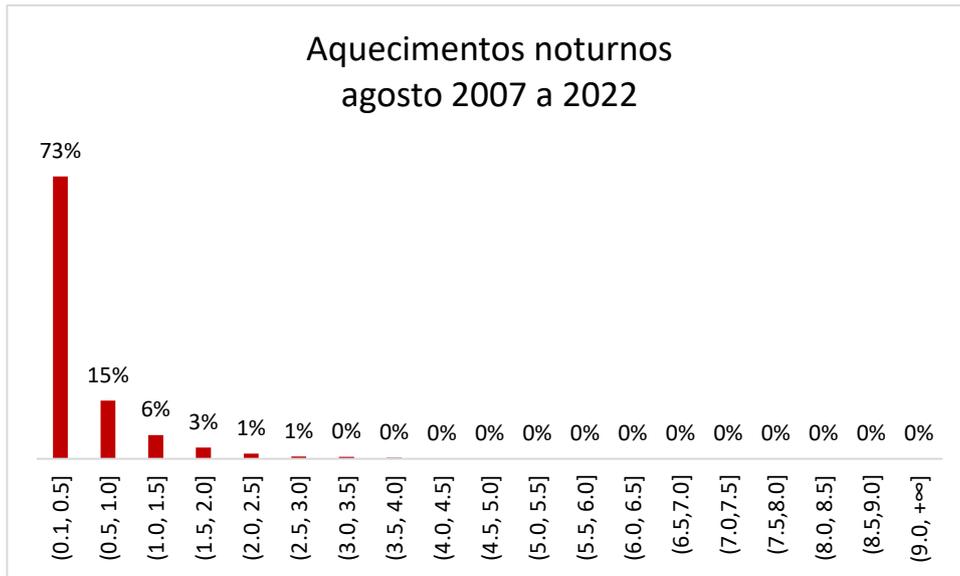


Figura 5-7. Frequência de aquecimentos ocorridos em 1 hora na estação do Forte de Copacabana nos meses de agosto, entre 21Z e 09Z, entre 2007 e 2022. Fonte de dados: INMET

6. CARACTERIZAÇÃO SINÓTICA

A Figura 6-1 ilustra a altura geopotencial no nível de 500hPa em linhas tracejadas vermelhas, pressão ao nível médio do mar (PNMM) em linhas pretas, e magnitude do vento em 200hPa, para 21Z do dia 02, e 00Z, 03Z e 06Z do dia 03 de agosto de 2011.

A Figura 6-2 ilustra também a pressão ao nível médio do mar (PNMM) em linhas pretas, vento à 10 metros em barbelas, e vorticidade relativa no nível de 1000 hPa.

A partir das figuras observa-se o jato subtropical na altura entre 25 e 30°S, o ciclone extratropical centrado na altura de 35°S, com seu prolongamento associado à frente fria, e ainda a vorticidade relativa negativa sobre o mar. Em superfície observa-se o vento em 21Z do dia 02 e 00Z do dia 03 de quadrante N sobre o estado do RJ, e após este horário, a mudança do vento para quadrante S. Logo, pode-se concluir que uma frente fria em deslocamento em alto mar provocou as mudanças na circulação de ventos em superfície.

Altura Geopotencial em 500 hPa + Vento em 200 hPa + PNMM (hPa)

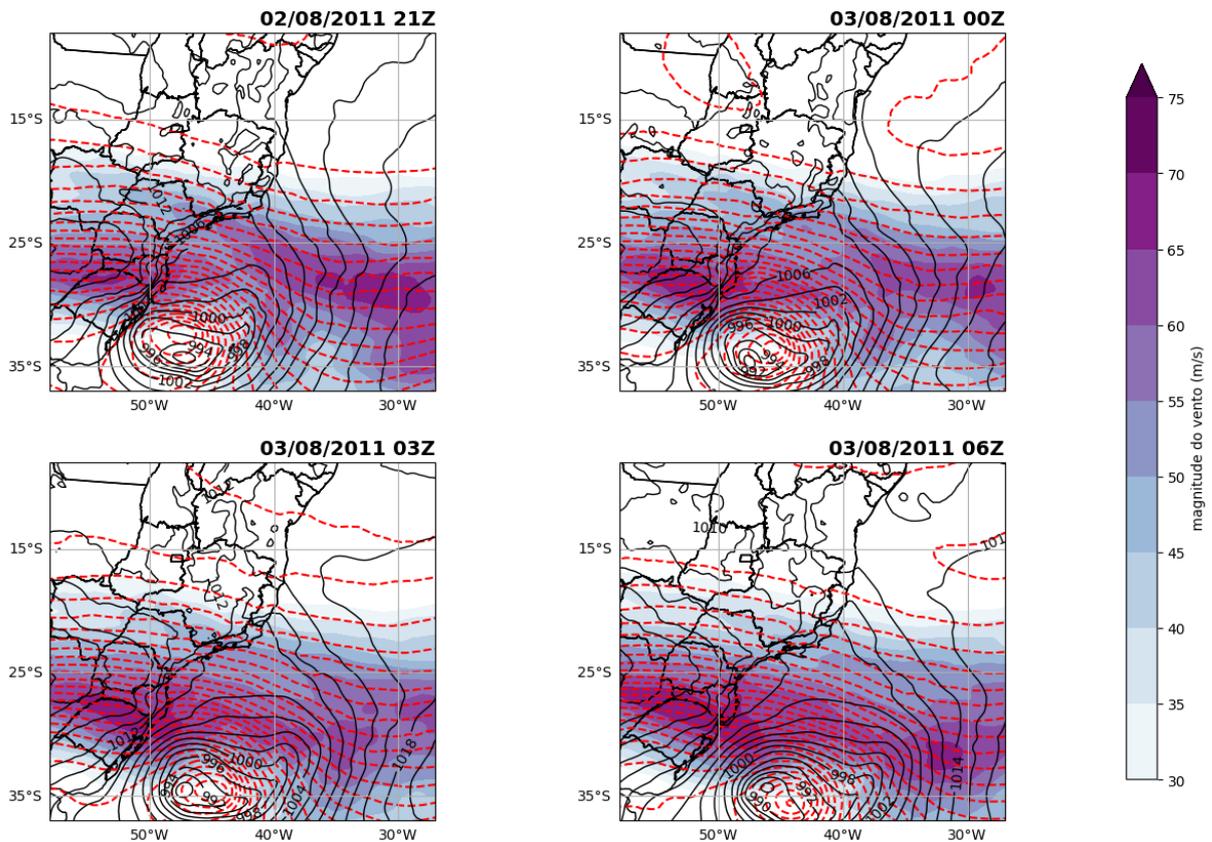


Figura 6-1. Altura geopotencial em 500 hPa, linha tracejada vermelha; pressão ao nível médio do mar (PNMM), linha contínua preta; e magnitude do vento em 200hPa, em cores. Fonte de dados: ERA5.

PNMM + Vento 10m + Vorticidade em 1000hPa - ERA5

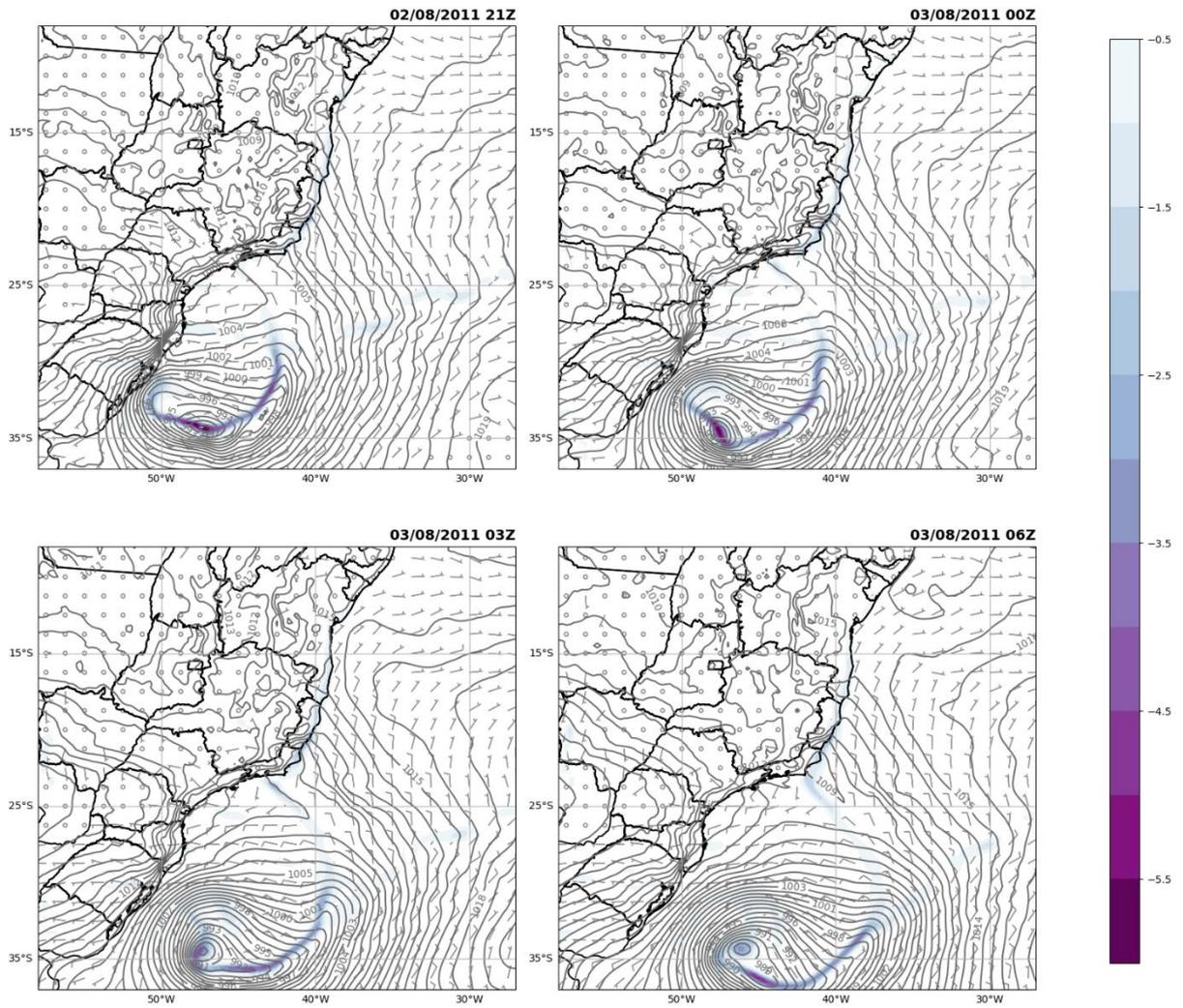


Figura 6-2. Vento à 10m em barbelas; pressão ao nível médio do mar (hPa) (PNMM), linha contínua preta; vorticidade relativa em 1000hPa (s^{-2}) (, em cores. Fonte de dados: ERA5.

As imagens de satélite disponibilizadas pelo CPTEC/INPE para às 00h do dia 03 de agosto nos canais do vapor d'água (esquerda) e infra vermelho (direita) mostram a banda de nebulosidade, entre as duas massas de ar, indicando a presença da frente fria, conforme observado na reanálise.

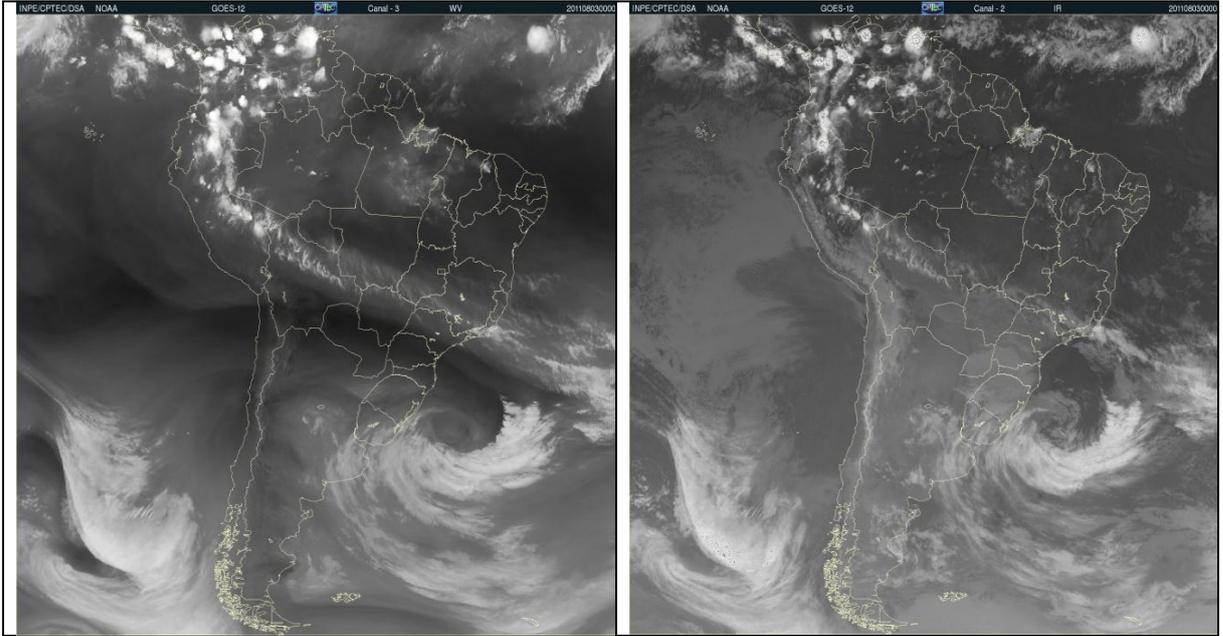


Figura 6-3. Imagem de satélite nos canais de vapor d'água (a) e infravermelho (b), para a América do Sul, para o dia 03 de agosto 00Z (21h do dia anterior). Fonte: GOES 12 CPTEC/INPE.

7. AVALIAÇÃO DO AQUECIMENTO

Buscando avaliar a natureza do aquecimento anômalo buscou-se comparar o aquecimento em estudo com outro evento em condições sinóticas similares. Para isso, selecionou-se o caso de aquecimento noturno observado em 06 de agosto de 2018, onde houve o aumento em até $0,7^{\circ}\text{C}$ em 1 hora entre 21Z e 22Z no Forte de Copacabana, o que representa cerca de 88% dos casos de aquecimento noturno (Figura 7-1).

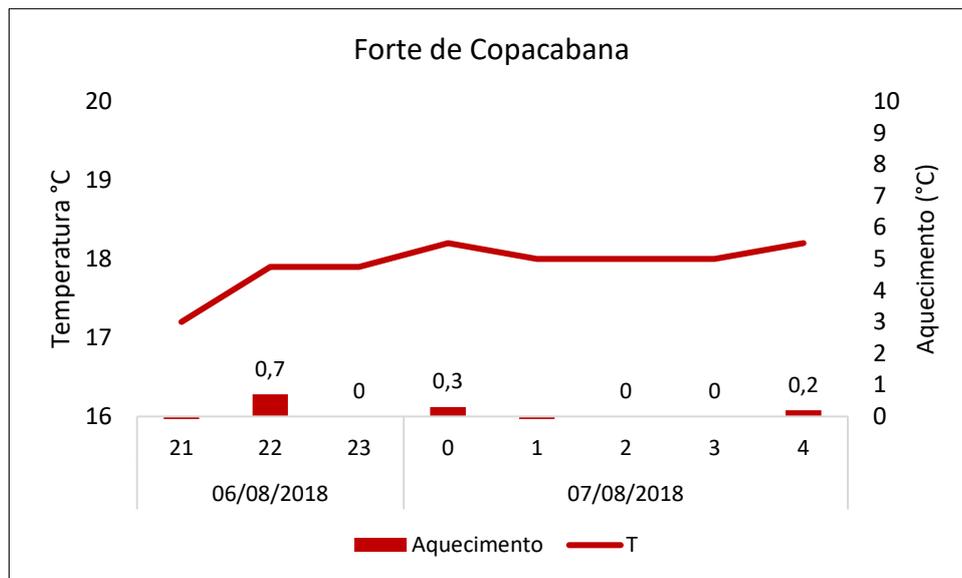


Figura 7-1. Temperatura do ar e aquecimento em 1 hora observado no dia 06 de agosto de 2018 na estação Forte de Copacabana. Fonte de dados: INMET

Através da análise das Figuras 7-2 e 7-3 observa-se o prolongamento do ciclone extratropical, correspondente à região de vorticidade relativa negativa, o jato subtropical em torno da latitude de 25°C . Essas características apontam para a passagem de uma frente fria em alto mar, afastada do continente, com ventos de quadrante S desde o início do aquecimento.

PNMM + Vento 10m + Vorticidade em 1000hPa - ERA5

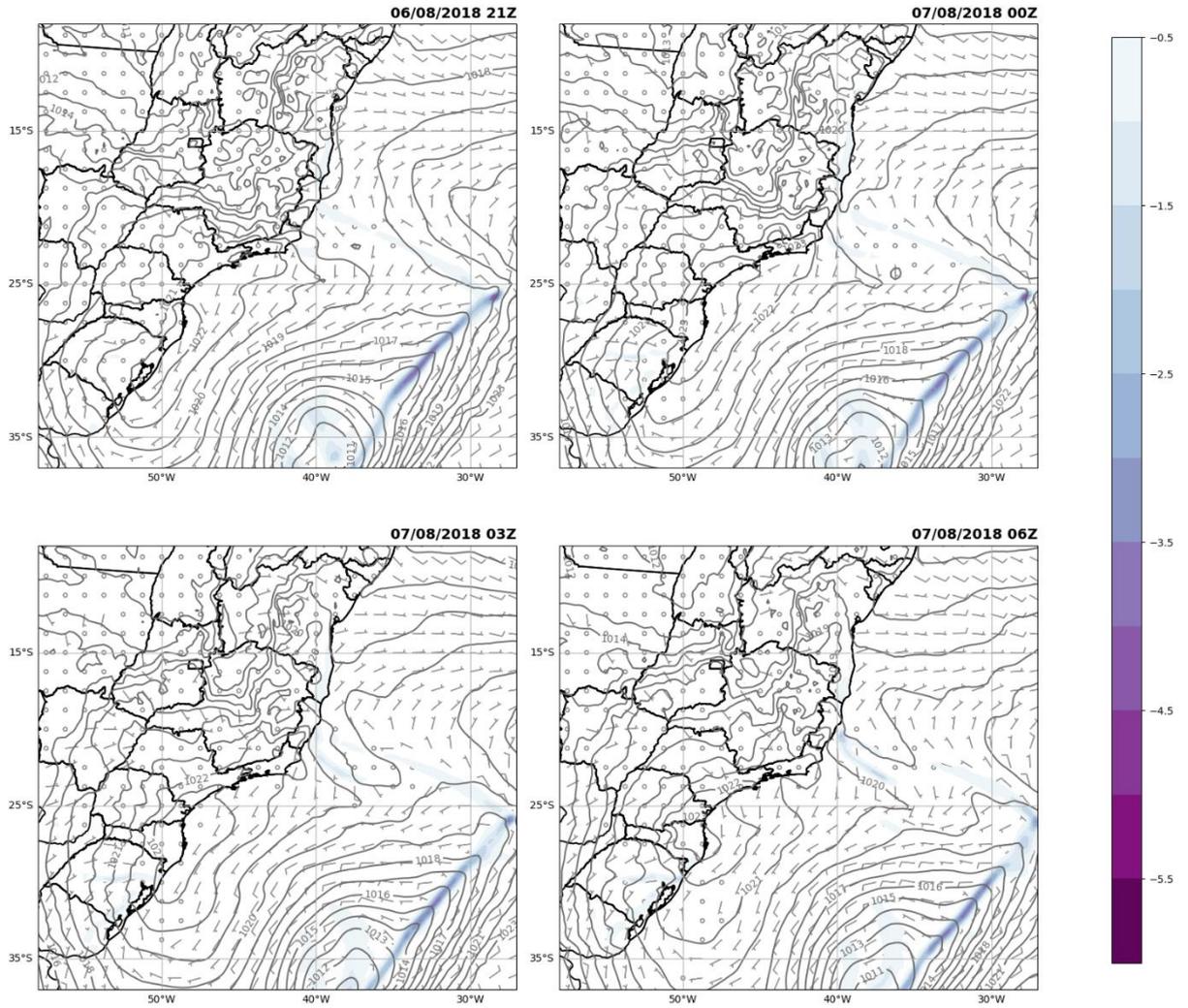


Figura 7-2. Vento à 10m em barbelas; pressão ao nível médio do mar (hPa) (PNMM), linha contínua preta; vorticidade relativa em 1000hPa (s^{-2}) (, em cores. Fonte de dados: ERA5.

Altura Geopotencial em 500 hPa + Vento em 200 hPa + PNMM (hPa)

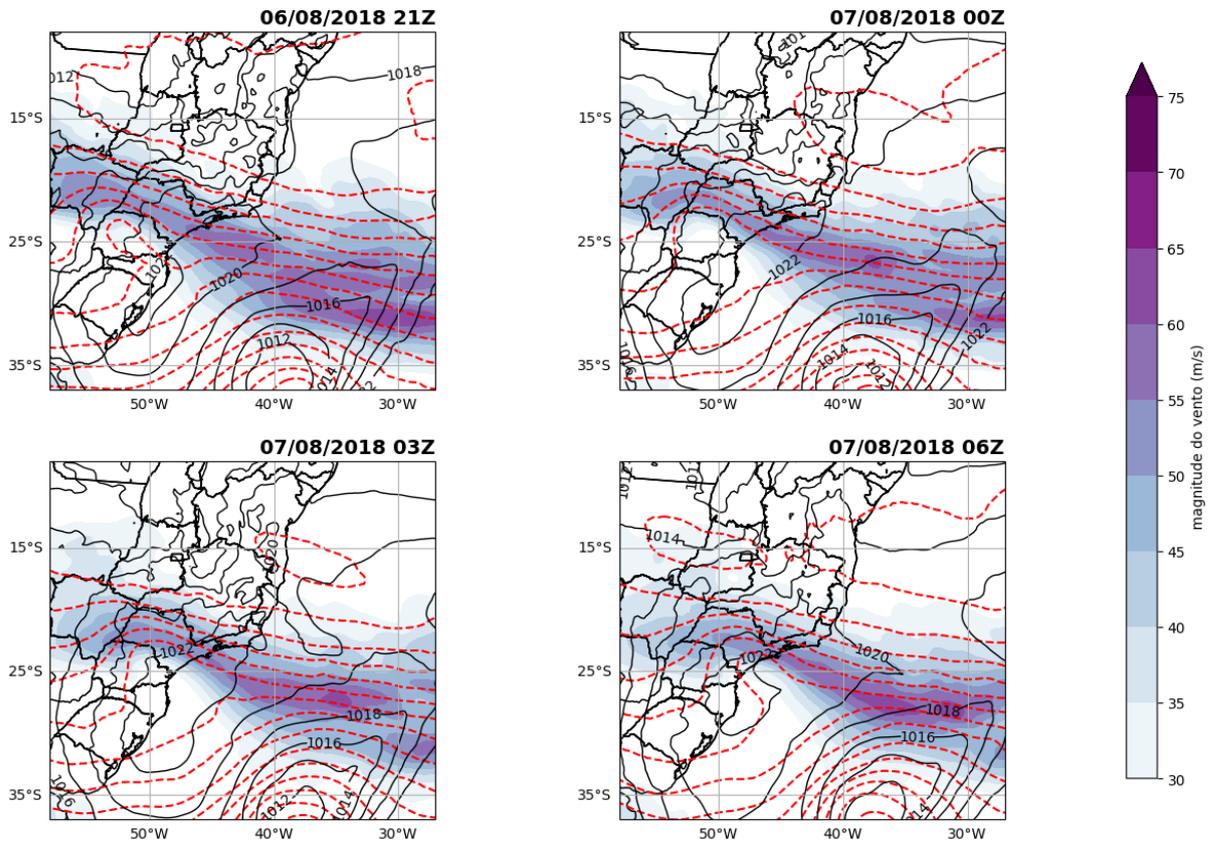


Figura 7-3. Altura geopotencial em 500 hPa, linha tracejada vermelha; pressão ao nível médio do mar (PNMM), linha contínua preta; e magnitude do vento em 200hPa, em cores. Fonte de dados: ERA5.

Também foi avaliada a advecção térmica nos dois casos, de 2011 (Figura 7-4) e 2018 (Figura 7-5). No primeiro caso observou-se advecção térmica positiva, de até $0,2^{\circ}\text{C}/\text{s}$ sobre a cidade do Rio de Janeiro, sendo maior sobre o mar, de até $0,4^{\circ}\text{C}/\text{s}$. No segundo caso, a advecção térmica foi menor, de até $0,1^{\circ}\text{C}/\text{s}$.

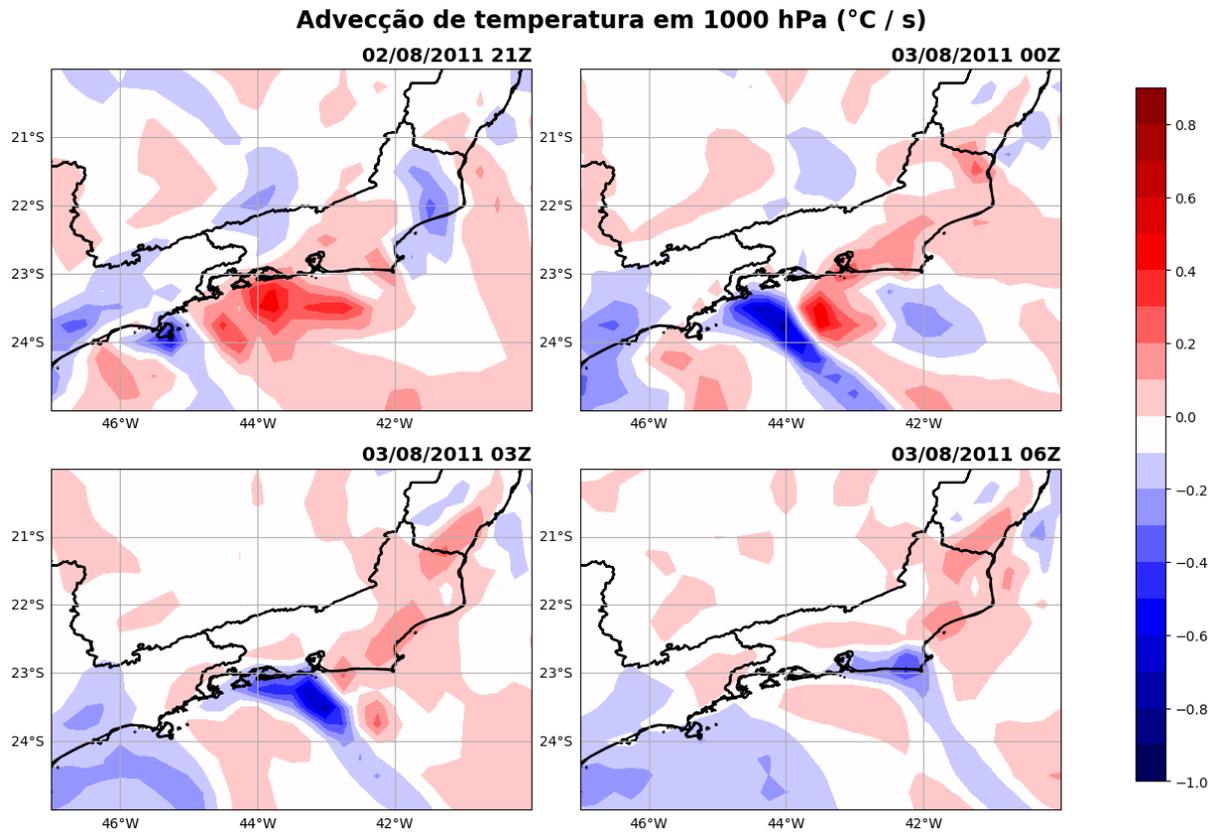


Figura 7-4. Advecção térmica no evento do dia 02-03 de agosto de 2011.

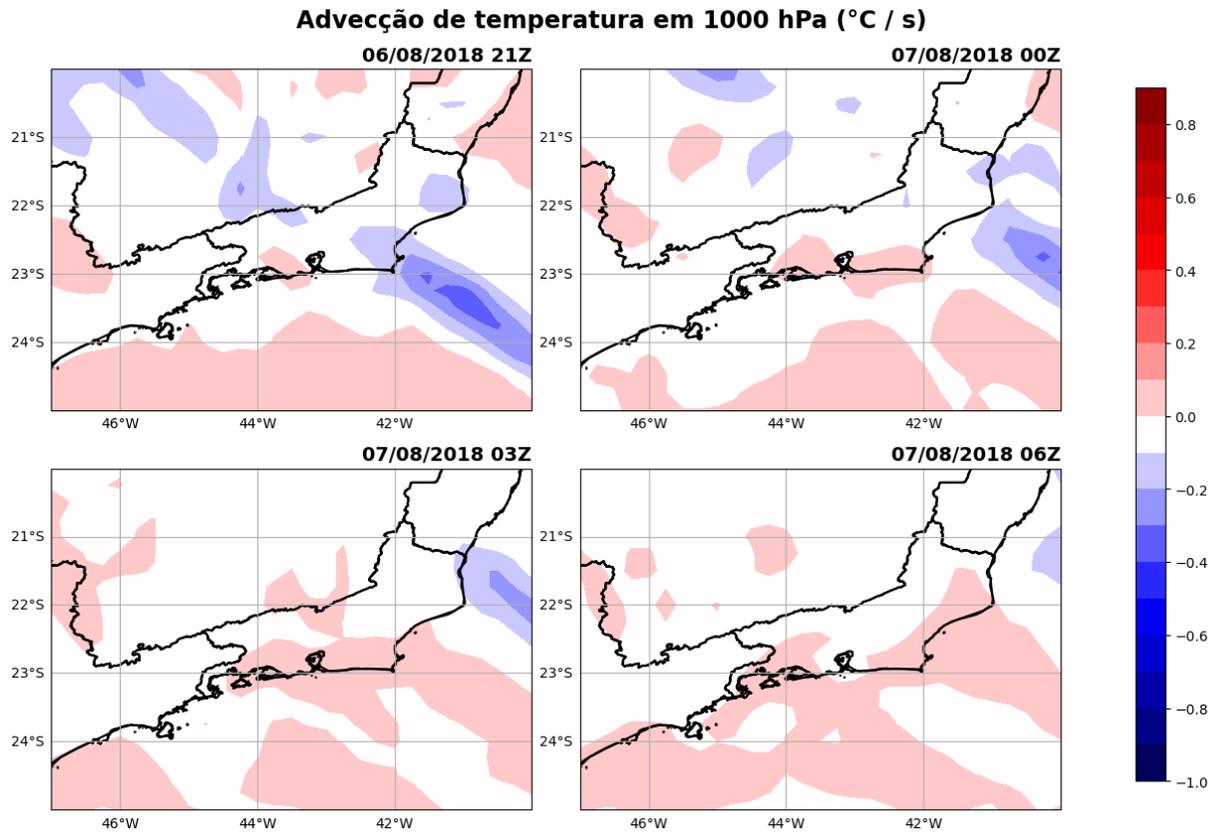


Figura 7-5. Advecção térmica no evento do dia 06-07 de agosto de 2018.

8. AVALIAÇÃO DE UM *HEAT BURST*

Avaliando para a latitude e longitude do Forte de Copacabana, observa-se que tanto a reanálise quanto a simulação numérica identificam a tendência de aumento da temperatura, principalmente a com resolução espacial de 3 km com o WRF. No entanto subestimam a temperatura máxima em quase 4°C, sendo 26,1°C, a maior temperatura detectada, quando o observado foi de 29,9°C (Figura 8-1).

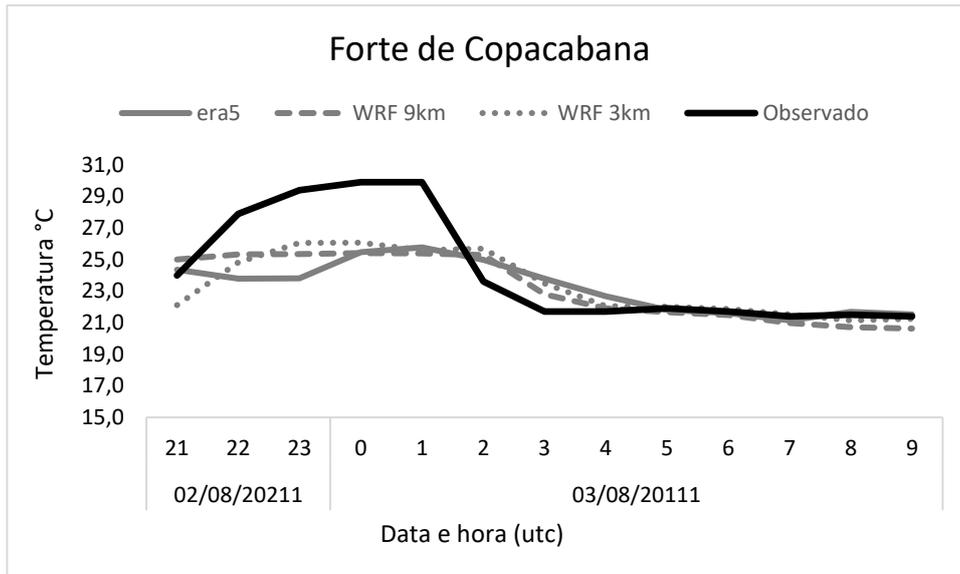


Figura 8-1. Comparação da temperatura observada no Forte de Copacabana com a reanálise ERA5 e com a simulação numérica.

Uma das hipóteses para o evento de 2-3 de agosto de 2011 é a ocorrência de um *Heat Burst e*, para investigar, buscou-se os resultados similares aos encontrados por Johnson (1983), avaliando a evolução temporal de isolinhas θ_e (K) com a altura (Figura 8-2). No caso de 2011 o afundamento das isolinhas de θ_e , desde níveis médios até a superfície são similares aos encontrados por Johnson (1983), indicando uma parcela de ar em subsidência. Este mesmo padrão não é observado para o caso de 2018.

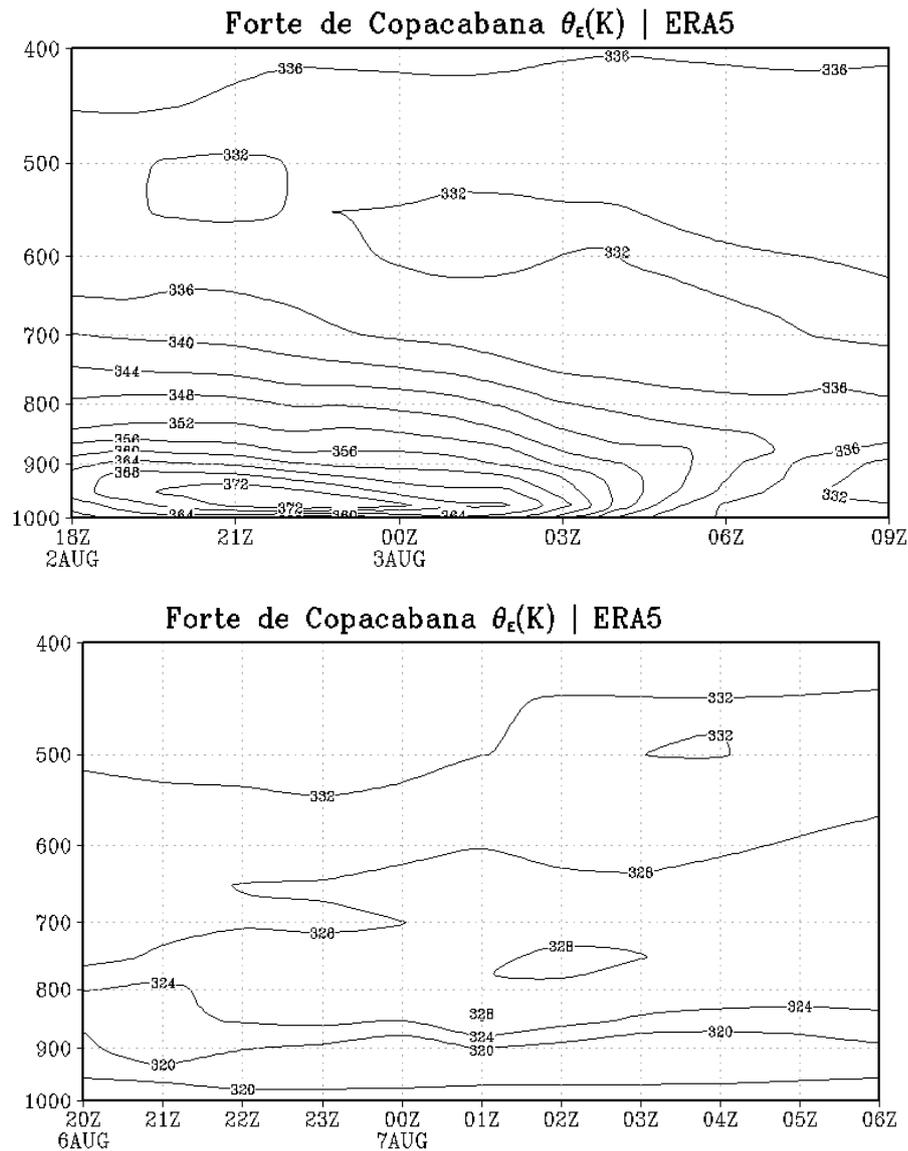


Figura 8-2. Evolução temporal de Isolinhas de θ_e (K) com a altura para o evento de aquecimento ocorrido no dia 02-03 de agosto de 2011 (superior) e em 06-07 de agosto de 2018. Fonte de Dados: ERA5

A Figura 8-3 apresenta o aquecimento em 1 hora e o vento em barbelas. Observa-se regiões de aquecimento sobre o oceano, próximo ao estado, entre 21Z e 22Z do dia 02 de agosto sobre a RMRJ. Destacam-se os ventos de quadrante N nesse período. É muito evidente uma área de aquecimento no litoral da Zona Sul do Rio de Janeiro entre 20 e 23Z. Analisando os ventos, observa-se os ventos de NW no litoral da Zona Sul do Rio de Janeiro, no momento do aquecimento mais significativo.

Taxa de aquecimento 2m e Vento 10m | WRF 3km

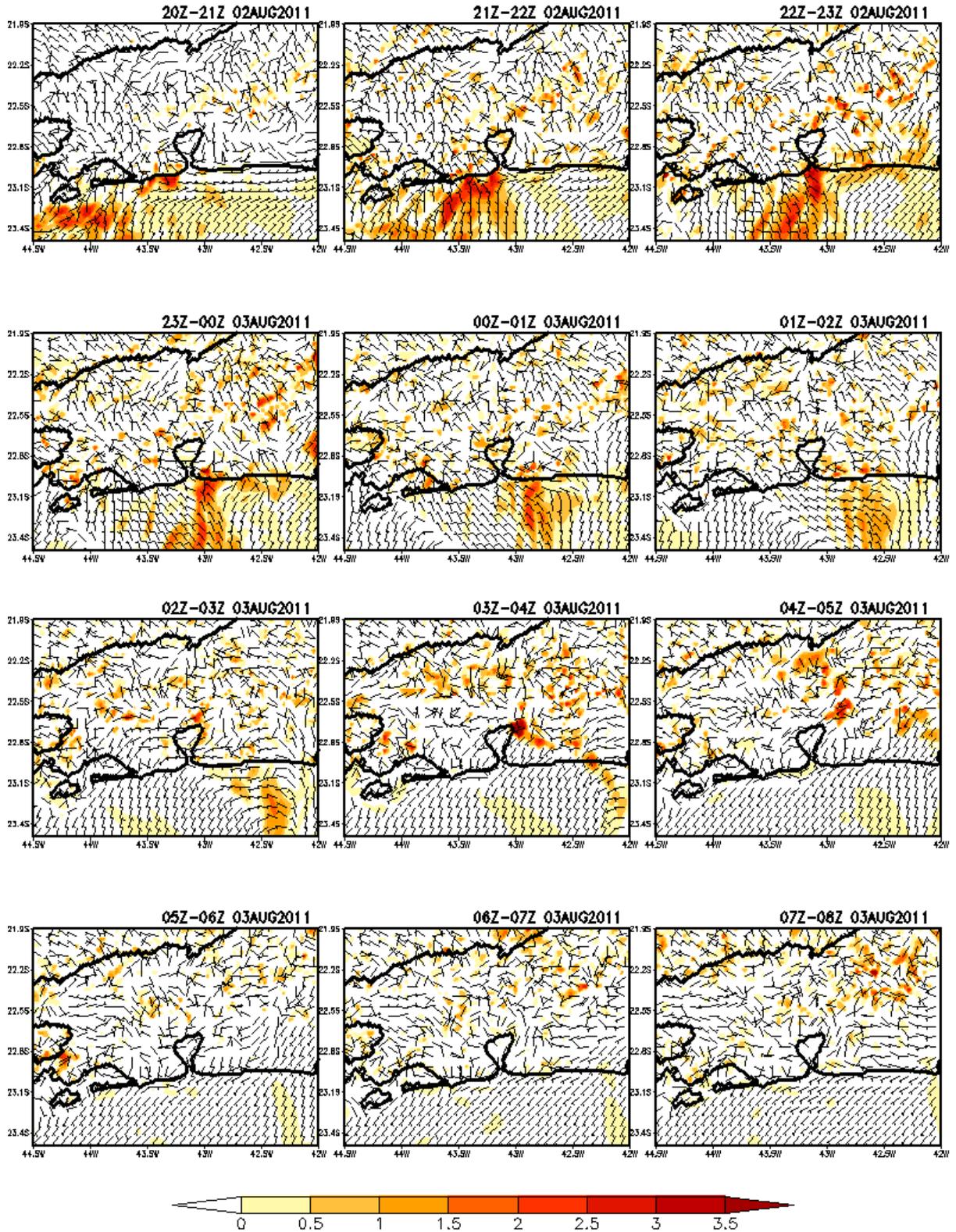
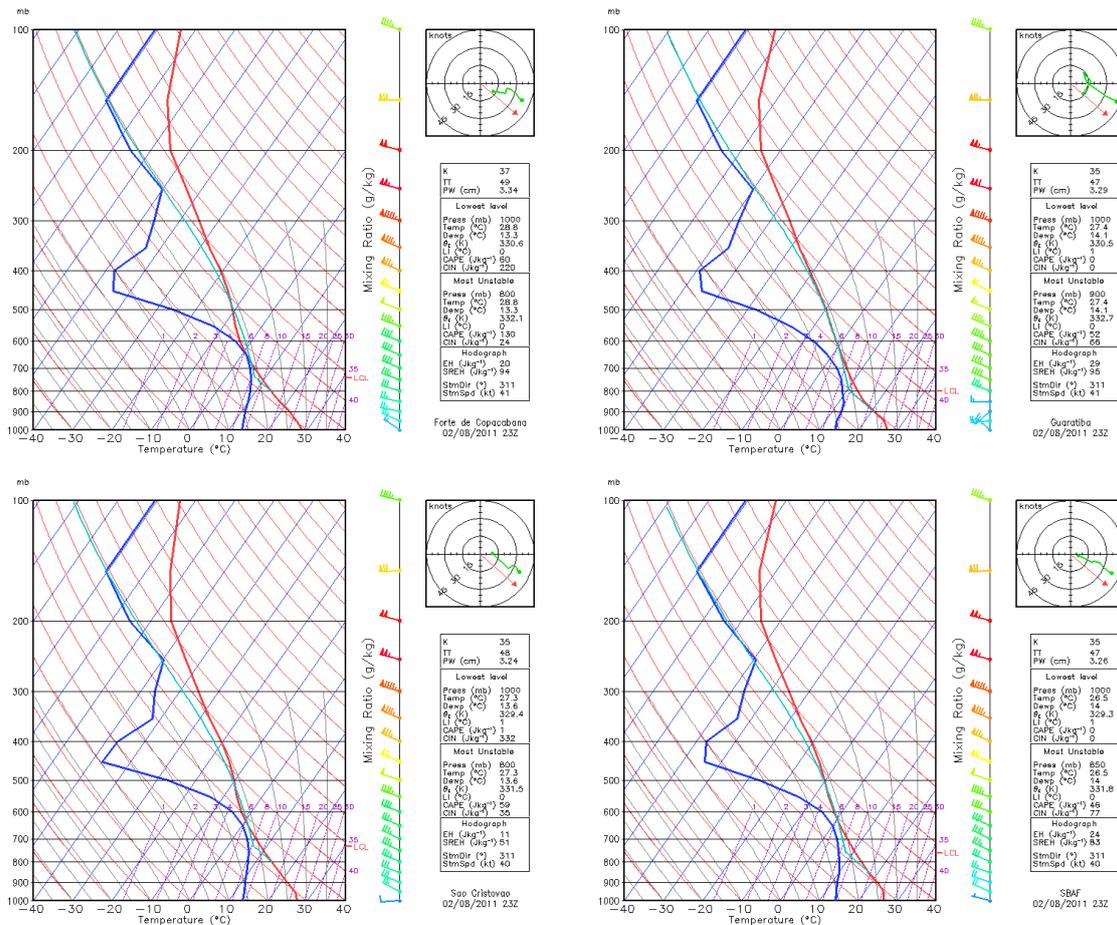


Figura 8-3. Taxa de aquecimento em 1 hora e vento a 10m

Analisando o SKEWT para às 02Z do dia 03, 23h do dia 02, observa-se uma camada mais úmida em torno de 600-700 hPa, e uma mais seca logo abaixo dela. A inversão térmica não é tão pronunciada, mas observa-se uma taxa neutra de aquecimento/resfriamento próximo à superfície. Os skew-T's tem semelhanças com a sondagem tipo cebola mencionada nas referências (Figura 8-4).



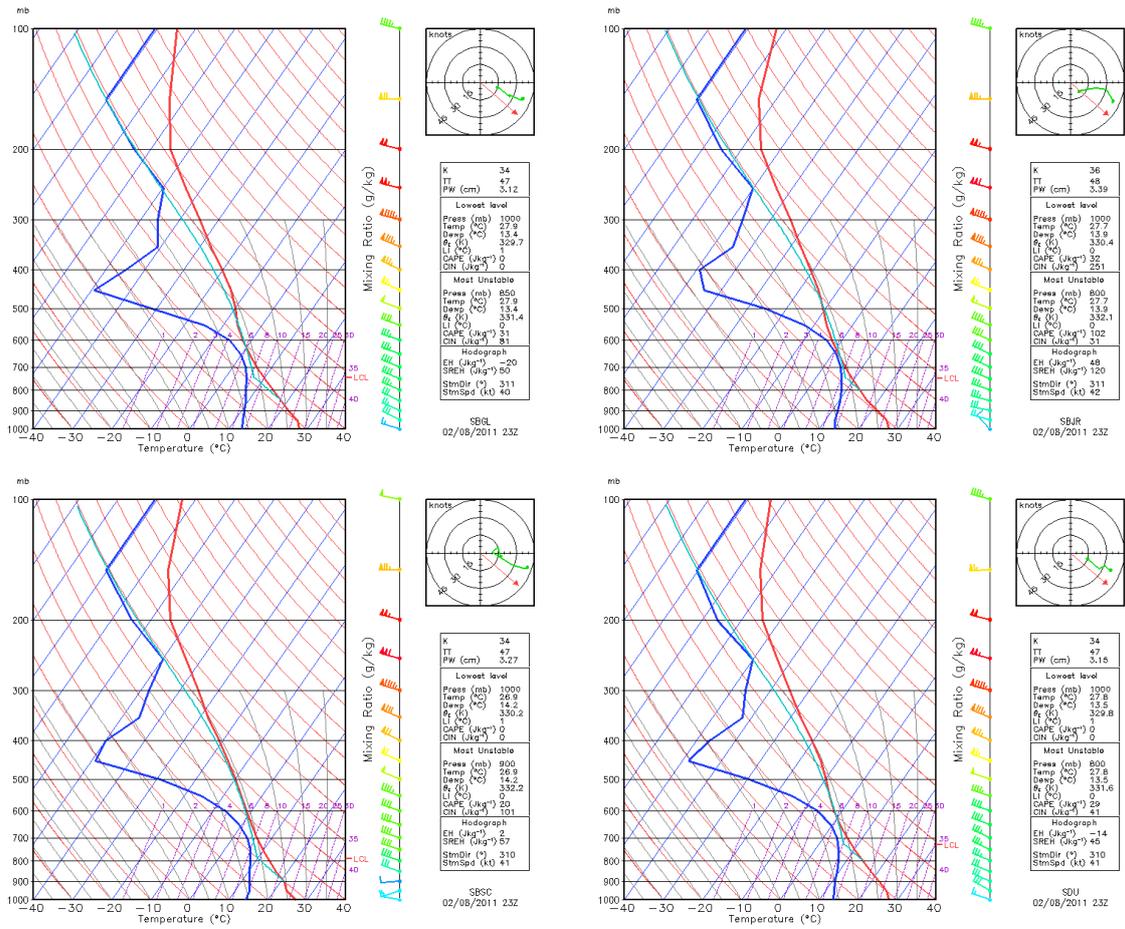


Figura 8-4. SKEWT para o dia 03 de agosto às 02Z.

9. CONCLUSÕES

Na noite do dia 02 e madrugada do dia 03 de agosto de 2011, houve o aumento anômalo das temperaturas do ar simultaneamente à diminuição de Td na cidade do Rio de Janeiro. A frequência de aquecimentos ocorridos numa noite de agosto no Forte de Copacabana é normalmente de até 1°C em uma hora, e aquecimentos superiores a 3,5°C em uma hora se mostraram raros, ocorrendo em menos de 0,5% das vezes.

Neste período, a passagem de uma frente fria pelo oceano, e a modificação na circulação de ventos em superfície, certamente contribuiu com o aquecimento, favorecido pela advecção térmica positiva. Entretanto, para outro evento em 2018, em condições sinóticas similares, o aquecimento não foi tão expressivo, além de se mostrar comum, representando cerca de 88% dos casos de aquecimento noturno num mês de agosto para o Forte de Copacabana.

Analisando as isolinhas de θ_e (K), como Johnson (1983), observa-se que uma camada de ar mais seco em subsidência, desde níveis médios até a superfície no evento do dia 02-03 de agosto de 2011. Tal resultado não foi observado no caso em 2018.

Como mostrado na seção 2.8, o *Heat Burst* ocorre quando uma massa de ar em subsidência na atmosfera, aquece neste processo e chega com temperaturas relativamente mais altas na superfície. A presença de uma camada de ar úmido em níveis médios, e uma mais seca logo abaixo, uma inversão térmica próxima à superfície observada no diagrama Skew-T de 21h do dia 02 de agosto do aeroporto Galeão, é similar ao mostrada por Johnson (1983), uma sondagem do tipo cebola.

Ainda a partir da simulação numérica, conclui-se que tanto quanto a reanálise não conseguiram representar a magnitude do evento, em termos de temperatura máxima atingida, mas a simulação numérica com o WRF detectou regiões de aquecimento principalmente no litoral da Zona Sul da cidade do Rio de Janeiro, que é uma região próxima ao aeroporto Santos Dumont e Forte de Copacabana, localidades onde observou-se o aquecimento.

Portanto, a partir dos resultados apresentados neste trabalho, é possível concluir que o aquecimento observado na noite do dia 02 e madrugada do dia 03 de agosto de 2011 é raro, e que apenas o aquecimento pré frontal não justifica a magnitude do aquecimento. Sugerindo que outros fenômenos, como o *Heat Burst*, podem sim ter contribuído com as temperaturas observadas naquela noite.

10. TRABALHOS FUTUROS

O *Heat Burst* ainda é um fenômeno com poucos trabalhos na literatura, portanto há muitos questionamentos que faltam ser respondidos, e este trabalho não esgota todos eles.

Estabelecer a climatologia destes eventos para o Rio de Janeiro, tal como Mc Pherson *et al.* (2010), é um dos objetivos futuros. E pra isso é necessária uma rede densa de estações meteorológicas, assim como resolução temporal maior.

A simulação numérica é uma alternativa para o estudo do fenômeno, no entanto as parametrizações mais adequadas também precisam ser estabelecidas. É preciso representar os processos de subsidência que resultam no *Heat Burst*, e mais uma vez, a necessidade de dados observacionais, não só em superfície, mas também em altitude.

Portanto, conclui-se a dependência de dados observacionais para o estudo do *Heat Burst*, até mesmo com a simulação numérica, do contrário, este fenômeno permanecerá como uma lacuna na Meteorologia.

REFERÊNCIAS

ANDRADE, Kelen Martins. Climatologia e compartamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. Tese de mestrado – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, 2005.

ANTICO, Pablo Luis; CHOU, Sin Chan; MOURAO, Caroline. Zonda downslope winds in the central Andes of South America in a 20-year climate simulation with the Eta model. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 128, p. 291-299, 2017.

ANTICO, Pablo Luis; CHOU, Sin Chan; SELUCHI, Marcelo Enrique; SUEIRO, Gustavo. Foehn-like Wind in the Mountains of Southeastern Brazil as Seen by the Eta Model Simulation. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2020.

BASARA, Jeffrey. B.; ROWELL, Manson D. Mesoscale observations of an extended heat burst and associated wind storm in Central Oklahoma. ***Meteorological Applications***, v. 19, n. 1, p. 91–110, 2012.

BERNSTEIN, Ben C.; JOHNSON, Richard H. A dual-doppler radar study of an OK Pre-Storm heat burst event. ***American Meteorological Society***, v. 122, p. 259-273, 1994.

FUJITA, T. Theodore. Spearhead Echo and Downburst Near The Approach end of a John F. Kennedy Airport Runway. ***Satellite e Mesometeorology Research Project***, n 137. 1976.

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, J-N. (2023): **ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present**. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.bd0915c6 (acessado em 12/05/2023)

HOLTON, James R; Hakim, Gregory J. An Introduction to Dynamic Meteorology. 5ª edição. Elsevier. 2013. Cap 2.

HONG, S; LIM, J. The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). ***Journal of the Korean Meteorological Society***, 42, 129-151, 2006.

HONG, S. Y.; NOH Y.; DUDHIA J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes, **Mon. Wea. Rev.**, 134, 2318-2341, 2006.

IACONO, Michael; DELAMERE, Jennifer; MLAWER, Eli; SHEPHARD, Mark; CLOUGH, Shepard; COLLINS, William. Radiative Forcing by Long-Lived Greenhouse Gases: Calculations with the AER Radiative Transfer Models. **Journal of Geophysical Research**. 113, 2008.

FUJITA, T. Theodore. The Downburst, microburst and macroburst Satellite and Mesometeorology. **Satellite e Mesometeorology Research Project**, n 210. 1985.

JOHNSON, Brenda Chester. The heat burst of 29 May 1976. **Monthly weather review**, Norman, OK, v. 111, p. 1776-1792, 1983.

JOHNSON, Richard H. Surface Mesohighs and Mesolows. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n. 1, p. 13-3, 2001.

MANOJ, M. G.; JOSEPH, Jiji; KUMAR, M. K. Sateesh; SANDEEP, S.; SREEJITH, K. A.; SUNIL, K. M.; MOHANKUMAR, K. On the Unprecedented Heat Burst Event and Subsequent Searing of Foliage over the Tropical Monsoon Region. **International Journal of Earth and Atmospheric Science**, v. 3, n. 3, p. 45-56, 2016.

MCPHERSON, Renee A.; LANE, Justin D.; CRAWFORD, Kenneth C.; MCPHERSON JR, William G. A climatological analysis of heatbursts in Oklahoma (1994-2009). **International journal of climatology**, n. 31, p. 531-544, 4 fev. 2010.

MOLINA, César Azorín. Situación atmosférica de heat burst en la provincia de Alicante. **Ería**, v. 67, p. 237-254, 2005.

RAY, Peter S. Mesoscale meteorology and forecasting. Boston, EUA: **American Meteorological Society**, 1986. 793 p.

RICHNER, H.; HÄCHLER, P. Understanding and Forecasting Alpine Foehn. Switzerland: Springer Atmospheric Sciences, 2013.

ROGERS, R. R.; YAU, M. K. Parcel buoyancy and atmospheric stability. **A short course in cloud physics**. Montreal, Canadá: Butterworth Heinemann, 1976. p. 28-32.

SCHLATTER, Thomas. Anatomy of a heat burst **Weather Queries**. **Weatherwise**, v. 48, n. 4, p. 42–43, 1995.

STULL, Roland B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Kluwer Academic Publishers, 1988. 609-610p e 666p.

TROBEC, Jay. Heat Burst Detection by a Temporally Fine-Scale Mesonet. **NWA Electronic Journal of Operational Meteorology**, 2008.

VAREJÃO-SILVA, Mário Adelmo. **Meteorologia e Climatologia**. Versão digital 2. Recife, PE, 2006.

VIANELLO, Rubens Leite; ALVES, Adil Rainier. **Meteorologia básica e aplicações**. 1. ed. Brasil: Editora UFV, 2000. 448 p.

WAKIMOTO, Roger M. Forecasting Dry Microburst Activity over the High Plains. **American Meteorological Society**, v. 113, p. 1131–1143, 1985.

WILLIAMS, Dansy T. The Thundestorm Wake of May 4, 1961. **National Severe Storms Project**. Report n° 18; Washington DC, 1963.

ZHANG, D.; ANTHES, R. A. A high-resolution model of the planetary boundary layer Sensitivity tests and comparisons with SEASAME-79 data. **J. Appl. Meteor.**, 21, 1594-1609, 1982

ZHANG C.; WANG Y,. Projected future changes of tropical cyclone activity over the western North and South Pacific in a 20-km- mesh regional climate model. **J. Clim.** 30:5923–5941, 2017

ZIPSTER, Edward J. The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay an equatorial disturbance. **Journal of applied meteorology**, v. 8, p. 799-814, 1969.