UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Nicolle Cordero Simões dos Reis

IDENTIFICAÇÃO DAS ONDAS DE CALOR NA REGIÃO SUBTROPICAL DO BRASIL: CARACTERÍSTICAS OBSERVACIONAIS E SIMULADAS ATRAVÉS DO MODELO DREAM

Santa Maria, RS 2022

IDENTIFICAÇÃO DAS ONDAS DE CALOR NA REGIÃO SUBTROPICAL DO BRASIL: CARACTERÍSTICAS OBSERVACIONAIS E SIMULADAS ATRAVÉS DO MODELO DREAM

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Climatologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Meteorologia**.

ORIENTADORA: Prof.ª Nathalie Tissot Boiaski

Santa Maria, RS 2022

Todos os direitos autorais reservados a Nicolle Cordero Simões dos Reis. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte. End. Eletr.: nicolle.csreis@gmail.com

^{©2022}

IDENTIFICAÇÃO DAS ONDAS DE CALOR NA REGIÃO SUBTROPICAL DO BRASIL: CARACTERÍSTICAS OBSERVACIONAIS E SIMULADAS ATRAVÉS DO MODELO DREAM

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Climatologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Meteorologia**.

Aprovado em 28 de setembro de 2022:

Nathalie Tissot Boiaski, Dra. (UFSM) (Presidenta/Orientadora)

Simone Erotildes Teleginski Ferraz, Dra. (UFSM)

Ernani Nascimento, Dr. (UFSM)

Tercio Ambrizzi, Dr. (USP)

Mário Quadro, Dr. (IFSC)

Santa Maria, RS 2022

RESUMO

IDENTIFICAÇÃO DAS ONDAS DE CALOR NA REGIÃO SUBTROPICAL DO BRASIL: CARACTERÍSTICAS OBSERVACIONAIS E SIMULADAS ATRAVÉS DO MODELO DREAM

AUTORA: Nicolle Cordero Simões dos Reis ORIENTADORA: Nathalie Tissot Boiaski

Ondas de calor são eventos extremos que causam diversos impactos e prejuízos socioeconômicos durante o seu período de atuação. Tendo em vista que estes fenômenos estão se tornando mais frequentes e intensos em decorrência do aquecimento global, é de extrema importância estudá-los e aprofundar o conhecimento acerca dos mecanismos de circulação atmosférica envolvidos no seu desenvolvimento. Com isso, o principal objetivo desta pesquisa é identificar eventos de ondas de calor em dois domínios localizados na região subtropical do Brasil de 1980 a 2016, além de definir os principais mecanismos dinâmicos e termodinâmicos associados ao fenômeno. Os eventos foram selecionados através de percentis mensais obtidos pela análise estatística de dados e aplicados sobre as anomalias diárias de T_{max} do banco de dados do Xavier, King e Scanlon (2015) e do CPC. Para caracterizar o comportamento da atmosfera durante as ondas de calor identificadas, tanto na análise climatológica, quanto nos estudos de caso, foram utilizadas composições climatológicas e composições defasadas com os dados de PNMM, HGT, umidade específica, vento horizontal, velocidade vertical (obtidos da reanálise do ERA-5) e ROL (NOAA). Esta análise foi realizada separadamente por região e, também, para cada mês do ano, para que fossem avaliadas possíveis diferenças nos padrões atmosféricos dependendo da região e mês de atuação da onda de calor. Através da análise dos campos meteorológicos, foi observado o desenvolvimento de um trem de ondas entre o oceano Pacífico e o Atlântico Sul, o qual favoreceu o estabelecimento de um persistente núcleo anticiclônico próximo às regiões em que a onda de calor se desenvolveu. Esta composição atmosférica favoreceu o movimento subsidente sobre a área afetada, que leva a um aquecimento por compressão do ar (adiabático) e pelo aumento na incidência de radiação solar (diabático). Além disso, a circulação anticiclônica em baixos níveis tende a favorecer a advecção de ar quente de latitudes mais baixas em direção aos subtrópicos. Em altos níveis, o núcleo anticiclônico desviou a corrente de jato para latitudes mais ao sul da área afetada, impedindo a passagem de frentes frias e mantendo a persistência das temperaturas extremas. Como última etapa, foi realizada a simulação de um estudo de caso, através do modelo dinâmico IGCM DREAM, que, apesar de apresentar diferenças na magnitude das anomalias, de maneira geral forneceu uma boa representação do fenômeno.

Palavras-chave: Ondas de Calor. Região Subtropical. Mecanismos Atmosféricos. DREAM.

ABSTRACT

HEAT WAVES IDENTIFICATION IN THE SUBTROPICAL REGION OF BRAZIL: OBSERVATIONAL AND SIMULATED CHARACTERISTICS USING DREAM MODEL

AUTHOR: Nicolle Cordero Simões dos Reis ADVISOR: Nathalie Tissot Boiaski

Heat waves are extreme events that leads to several impacts and socioeconomic damages during its performing. Considering that heat waves are becoming more frequent and intense as a result of global warming, it is very important to improve the knowledge about the atmospheric mechanisms involved in their development. Thus, the main objective of this research is to identify heat wave events in two domains in the subtropical region of Brazil from 1980 to 2016 and define the main dynamic and thermodynamic mechanisms associated with this phenomenon. The events were selected through monthly percentiles from statistical data analysis and applied to daily T_{max} anomalies from Xavier, King e Scanlon (2015) and CPC dataset. To characterize the behavior of the atmosphere during the heat waves, in the climatological analysis and in the study cases, climatological composites and lag-composites were used with MSLP, GHT, specific humidity, horizontal wind, vertical velocity (from ERA-5 reanalysis) and OLR (NOAA) data. This analysis was performed by region and for each month of the year, to evaluate possible differences in atmospheric patterns depending on the region and month of action of the heat wave. Through the meteorological fields analysis, the development of a wave train between the Pacific and the South Atlantic Ocean was observed, which favored the establishment of a persistent anticyclonic center close to the heat wave region. This atmospheric composition favored subsidence over the affected area, which leads to heating by compression of the air (adiabatic) and by the increase in the solar radiation (diabatic). Furthermore, low-level anticyclonic circulation tends to favor advection of warm air from lower latitudes towards the subtropics. At high levels, the jet stream was positioned at higher latitudes, sothern of the affected area, blocking the cold fronts and maintaining the persistence of extreme temperatures. Finally, a heat wave simulation was performed using the dynamic model IGCM DREAM. Despite presenting differences in the magnitude of the anomalies, the model provided a satisfactory representation of the phenomenon.

Keywords: Heat Waves. Subtropical Region. Atmospheric Mechanisms. DREAM.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 –	Exemplo de escoamento em médios níveis na presença de um bloqueio atmosférico do tipo dipolo.	19
Figura 2.2 –	Exemplo de escoamento em médios níveis na presença de um bloqueio atmosférico do tipo omega	19
Figura 2.3 –	Exemplo de truncamento a) triangular e b) triangular dentado no número de onda 5 (T5)	23
Figura 3.1 –	Média das anomalias de T_{max} acima do percentil de 90% no Brasil (1980 a 2013) e regiões de estudo (Begião 1 e Begião 2)	25
Figura 3.2 –	Boxplot da distribuição média das anomalias diárias de T_{max} (°C) em cada mês do ano na (a) Região 1 e na (b) Região 2 de 1980 a 2016. Os pontos azuis ligados pela linha contínua representam os valores de P90 em cada mês.	27
Figura 3.3 –	Boxplot da distribuição média da persistência (dias) em cada mês do ano na (a) Região 1 e na (b) Região 2 de 1980 a 2016. Os pontos azuis ligados pela linha contínua representam os valores de P90 em cada mês	28
Figura 3.4 –	Anomalias de radiação de onda longa (ROL) no dia 04 de março de 2020. A área demarcada na figura aponta o local que apresentou convecção.	32
Figura 4.1 –	Número de ondas de calor por ano na (a) Região 1 e na (b) Região 2 desde 1980 até 2016.	33
Figura 4.2 –	Número de ondas de calor por mês na (a) Região 1 e na (b) Região 2 desde 1980 até 2016.	34
Figura 4.3 –	Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 850 hPa (m) durante os eventos de OC na R1 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste <i>T-Student</i> .	36
Figura 4.4 –	Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R1 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste <i>T-Student</i> .	37
Figura 4.5 –	Composição defasada das anomalias diárias de radiação de onda longa emitida (W/m^2) durante os eventos de OC na R1 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste <i>T-Student</i> .	38
Figura 4.6 –	Composição da velocidade e direção do vento horizontal (m/s) em 200 hPa durante os eventos de OC na R1 de 1980 a 2016.	39
Figura 4.7 –	Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 850 hPa (m) durante os eventos de OC na R2 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste <i>T-Student</i> .	40
Figura 4.8 –	Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R2 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no testo <i>T</i> . <i>Student</i>	۸1
Figura 4.9 –	Composição defasada das anomalias diárias de radiação de onda longa emitida (W/m^2) durante os eventos de OC na R2 de 1980 a 2016. Foram	41

	plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com	
	base no teste <i>T-Student</i>	42
Figura 4.10	- Composição da velocidade e direção do vento horizontal (m/s) em 200	
	hPa durante os eventos de OC na R2 de 1980 a 2016.	42
Figura 4.11	- Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em	
	850 hPa (m) durante os eventos de OC na R3 de 1980 a 2016. Foram	
	plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com	
	base no teste <i>T-Student</i> .	43
Figura 4.12	- Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em	
-	200 hPa (m) durante os eventos de OC na R3 de 1980 a 2016. Foram	
	plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com	
	base no teste <i>T-Student</i> .	44
Figura 4.13	- Composição defasada das anomalias diárias de radiação de onda longa	
C	emitida (\dot{W}/m^2) durante os eventos de OC na R3 de 1980 a 2016. Foram	
	plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com	
	base no teste <i>T-Student</i> .	45
Figura 4.14	- Composição da velocidade e direção do vento horizontal (m/s) em 200	
3	hPa durante os eventos de OC na R3 de 1980 a 2016.	46
Figura 4.15	- Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200	
3	hPa durante as OC nas R1 e R2 nos meses de DJF de 1980 a 2016	47
Figura 4.16	– Idem Figura 4.15. mas para a R3.	47
Figura 4.17	- Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200	
3	hPa durante as OC nas R1 e R2 nos meses de MAM de 1980 a 2016	49
Figura 4.18	– Idem Figura 4.17, mas para a R3	49
Figura 4.19	- Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200	
0	hPa durante as OC nas R1 e R2 nos meses de JJA de 1980 a 2016	50
Figura 4.20	– Idem Figura 4.19, mas para a R3.	51
Figura 4.21	- Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200	
U	hPa durante as OC nas R1 e R2 nos meses de SON de 1980 a 2016	52
Figura 4.22	– Idem Figura 4.21, mas para a R3.	52
Figura 4.23	- Diagrama esquemático mostrando os principais padrões observados em	
0	altos e baixos níveis atmosféricos durante as OC identificadas na R1	53
Figura 4.24	- Diagrama esquemático mostrando os principais padrões observados em	
C	altos e baixos níveis atmosféricos durante as OC identificadas na R2	55
Figura 5.1 -	- Boxplot da distribuição das anomalias diárias de T_{max} (CPC) (a) e das	
C	suas respectivas persistências acima do limiar (b) durante o mês de ja-	
	neiro de 1980 a 2019 na Região 1. As linhas tracejadas em vermelho	
	representam os valores do P90.	57
Figura 5.2 -	Série temporal média das anomalias diárias de T_{max} (°C) entre os dias 5 e	
-	27 de janeiro de 2022 na Região 1. A linha tracejada em azul representa	
	o valor do P90.	58
Figura 5.3 -	Composição das anomalias diárias de T_{max} (°C) em cada ponto de grade	
-	entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022	58
Figura 5.4 -	- Composição das anomalias diárias de pressão ao nível médio do mar	
-	(hPa) entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de	
	2022.	60
Figura 5.5 -	Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 850 hPa	
	entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022	61

Figura 5.6 – Composição da umidade específica (g/kg) e direção do vento em 850 hPa	a
na América do Sul entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de	e
janeiro de 2022.	62
Figura 5.7 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 500 hPa	1
entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022	63
Figura 5.8 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa	00 1 63
Figura 5.9 – Composição da velocidade e direção do vento horizontal (m/s) em 200)
hPa entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022	64
Figura 5.10 – Boxplot da distribuição das anomalias diárias de T_{max} (CPC) (a) e das suas respectivas persistências acima do limiar (b) durante o mês de março de 1980 a 2019 na Região 1. As linhas tracejadas em vermelho represen tam os valores do P90.	67
Figura 5.11 – Série temporal média das anomalias diárias de T_{max} (°C) entre os dias é e 17 de março de 2020 na Região 1. A linha tracejada em azul representa o valor do P90.	۱ ۹ 67
Figura 5.12 – Composição das anomalias diárias de T_{max} (°C) em cada ponto de grade entre os dias 08 e 14 de março de 2020	; . 68
Figura 5.13 – Composição das anomalias diárias de pressão ao nível médio do ma (hPa) durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020	r 69
Figura 5.14 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 850)
hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020	70
Figura 5.15 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 500)
hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020	71
Figura 5.16 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200)
hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020	71
Figura 5.17 – Composição das anomalias diárias radiação de onda longa (W/m^2) du rante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020.	- 72
Figura 6.1 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 850)
hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020 simulado pelo)
modelo IGCM DREAM.	73
Figura 6.2 – Campos das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 850 hPa no)
dia 04 de março de 2020 de acordo com os (a) dados da reanálise do)
EBA-5 e com a (b) simulação pelo modelo IGCM DBEAM	74
Figura 6.3 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 500)
hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020 simulado pelo)
modelo IGCM DREAM	75
Figura 6.4 – Campos das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 500 hPa no dia 04 de março de 2020 de acordo com os (a) dados da reanálise do ERA 5 o com o (b) simulação polo modelo ICCM DREAM	75)) 75
Figura 6.5 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020 simulado pelo modelo IGCM DREAM	75)) 76
Figura 6.6 – Campos das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa no dia 04 de março de 2020 de acordo com os (a) dados da reanálise do	70)) 77
Figura 6.7 – Composição das anomalias diárias da velocidade vertical (Pa/s) em 500)
hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020 de acordo com)

geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R2. 97 Figura C.5 – Dias 4, 6 e 9 da composição defasada das anomalias diárias de altura

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Percentil de 90% calculado com base nas anomalias de T_{max} (XAVIER;	28
Tabela 3.2 – Percentil de 90% calculado com base no número de dias consecutivos	20
com anomalias de T_{max} (XAVIER; KING; SCANLON, 2015) acima do li-	
miar nas Regiões 1 e 2 em cada mês do ano	29
Tabela A.1 – Percentil de 90% calculado com base nas anomalias de T_{max} (°C) do	
CPC nas Regiões 1 e 2 em cada mês do ano	90
Tabela A.2 – Percentil de 90% calculado com base no número de dias consecutivos	
com anomalias de T_{max} (CPC) acima do limiar nas Regiões 1 e 2 em cada	
mês do ano	90
Tabela B.1 – Dia inicial das ondas de calor na região 1, persistência e média das	
anomalias durante o evento (intensidade)	91
Tabela B.1 – Continuação da Tabela	92
Tabela B.1 – Continuação da Tabela	93
Tabela B.2 – Dia inicial das ondas de calor na região 2, persistência e média das	
anomalias durante o evento (intensidade)	94
Tabela B.2 – Continuação da Tabela	95
Tabela B3 – Dia inicial das ondas de calor que ocorreram abrangendo a área todas	00
das regiões 1 e 2 e persistância correspondente	95
	30

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	OBJETIVOS	14
1.1.1	Objetivo Geral	14
1.1.2	Objetivos Específicos	14
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	15
2.1	EXTREMOS DE TEMPERATURA	15
2.1.1	Ondas de Calor: Definições e impactos	15
2.2	MECANISMOS ATMOSFÉRICOS	17
2.2.1	Bloqueios Atmosféricos	17
2.2.1.1	Relação com as Ondas de Calor	19
2.2.2	Variabilidades Naturais do Clima	20
2.3	MODELAGEM DINÂMICA	22
2.3.1	Modelo Baroclínico: IGCM DREAM	23
3	DADOS E METODOLOGIA	25
3.1	ETAPA OBSERVACIONAL	25
3.1.1	Dados Observados	25
3.1.2	Dados de Reanálise	26
3.1.3	Definição das Ondas de Calor	27
3.1.4	Análise da Atmosfera	29
3.2	MODELAGEM NUMÉRICA	30
3.2.1	Etapas da Simulação	30
4	RESULTADOS OBSERVADOS	33
4.1	ONDAS DE CALOR IDENTIFICADAS	33
4.2	CLIMATOLOGIA SINÓTICA DAS ONDAS DE CALOR	35
4.2.1	Região 1	35
4.2.2	Região 2	39
4.2.3	Região 3	43
4.3	VARIABILIDADE MENSAL DAS ONDAS DE CALOR	46
4.4	DIAGRAMAS ESQUEMÁTICOS DOS EVENTOS DE ONDA DE CALOR	53
5	ESTUDOS DE CASO	56
5.1	CASO 1: ONDA DE CALOR EM JANEIRO DE 2022	56
5.1.1	Identificação e caracterização do evento	56
5.1.2	Composição da Atmosfera	59
5.2	CASO 2: ONDA DE CALOR EM MARÇO DE 2020	65
5.2.1	Identificação e caracterização do evento	66
5.2.2	Composição da Atmosfera	68
6	SIMULAÇÃO NUMÉRICA UTILIZANDO O MODELO IGCM DREAM	73
7	CONCLUSÕES	79
7.1	SUGESTOES PARA TRABALHOS FUTUROS	82
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
	APENDICE A – PERCENTIS CALCULADOS COM BASE NOS DADOS DO	
	CPC PARA OS ESTUDOS DE CASO	90
	APENDICE B – DATAS DAS ONDAS DE CALOR E SUAS RESPECTIVAS	
	PERSISTENCIA E INTENSIDADE	91
	APENDICE C – FIGURAS COMPLEMENTARES ANALISE REGIÕES	96

1 INTRODUÇÃO

Ondas de calor são eventos que produzem impactos significativos em diversos setores da economia e atividades humanas. A estimativa é de que nas próximas décadas, milhares de pessoas sejam afetadas por estes extremos (WMO, 2019; IPCC, 2021), que provocam desconforto térmico, eventuais problemas de saúde e até aumento na taxa de mortalidade. Além da população, seus impactos incluem prejuízos aos ecossistemas naturais, intensificação de situações de estiagem, aumento do risco de incêndios, queda na produtividade agropecuária, e aumento no consumo de energia, sobrecarregando o setor elétrico (CAMPETELLA; RUSTICUCCI, 1998; PERKINS, 2015; BITENCOURT et al., 2016; GEIRINHAS et al., 2017; REIS; BOIASKI; FERRAZ, 2019; DINIZ; GONÇALVES; SHERI-DAN, 2020).

As últimas quatro décadas vêm sendo sucessivamente mais quentes em comparação às anteriores e os últimos anos se caracterizaram por temperaturas excepcionalmente elevadas, atingindo recordes de calor desde 2014. Como resposta a este aquecimento, as ondas de calor se tornaram mais frequentes e intensas desde 1950, tanto em escala global (IPCC, 2021; WMO, 2021), quanto em escala regional, como nos Estados Unidos, Brasil, Índia, China, Austrália e em países da Europa e da África (PERKINS; ALEXAN-DER; NAIRN, 2012; BITENCOURT et al., 2016; PERKINS et al., 2016; CECCHERINI et al., 2017; CHEN et al., 2017; PANDA; AGHAKOUCHAK; AMBAST, 2017; GEIRINHAS et al., 2017; REIS; BOIASKI; FERRAZ, 2019; TOMCZYK; BEDNORZ, 2019).

Em um estudo voltado para a América do Sul, Ceccherini et al. (2016) verificaram que, de maneira geral, a temperatura máxima diária aumentou cerca de 1 °C por década entre os anos de 1980 e 2014. Os autores reportaram, ainda, um aumento significativo na intensidade e frequência das ondas de calor no continente Sul Americano na última década do estudo, inclusive em regiões que abrangem o Sudeste do Brasil. Mais recentemente, Feron et al. (2019) também estudaram as ondas de calor na América do Sul e verificaram que a proporção de dias extremamente quentes nos meses de verão, pelo menos, dobrou na região norte do continente durante as últimas décadas. Já no sul do continente foi observado um aumento menos significativo.

Especificamente para o Brasil, alguns autores que analisaram o comportamento estatístico das ondas de calor também encontraram um aumento na frequência, intensidade e persistência dos eventos (BITENCOURT et al., 2016; GEIRINHAS, 2016; GEIRINHAS et al., 2017; BITENCOURT et al., 2019; GEIRINHAS et al., 2019; REIS; BOIASKI; FER-RAZ, 2019). No entanto, a caracterização destes extremos de temperatura no país ainda é pouco compreendida, já que poucos estudos exploraram os mecanismos de circulação da atmosfera, tanto em escala regional, quanto global, que causam o desenvolvimento do fenômeno. O padrão que vem sendo atribuído como responsável pelo desenvolvimento de ondas de calor ao redor do globo é conhecido como bloqueio atmosférico (PEZZA; RENSCH; W, 2012; PARKER; BERRY; REEDER, 2014; BRUNNER; HEGERL; STEINER, 2017; BRUN-NER et al., 2018). No Brasil, Geirinhas et al. (2017), Geirinhas et al. (2019) e Marengo et al. (2022) analisaram a circulação atmosférica durante o desenvolvimento destes extremos no país e mostraram que as anomalias positivas de temperatura estão associadas a um trem de ondas quase-estacionário que se estende desde a região centro-leste do Oceano Pacífico até a América do Sul. Sobre as regiões afetadas pelo calor, os autores observaram intensas anomalias positivas no campo de altura geopotencial em médios níveis. Este padrão é semelhante a um bloqueio atmosférico, que fornece condições meteorológicas favoráveis ao desenvolvimento e persistência de temperaturas extremas.

Tendo em vista que, atualmente, ainda não existe uma definição universal para detectar ondas de calor (ROBINSON, 2001), um dos principais objetivos desta pesquisa é desenvolver um índice não-arbitrário, baseado na análise estatística de dados, para a identificação do fenômeno na região subtropical do Brasil durante o período de 1980 a 2016. Além disso, ainda existem lacunas a serem preenchidas com relação à previsibilidade das ondas de calor e, por isso, é de extrema importância, tanto do ponto de vista científico quanto socioeconômico, aprofundar o conhecimento sobre este fenômeno de alto impacto. Desta forma, o presente trabalho também irá realizar uma análise detalhada dos mecanismos físicos da atmosfera e possíveis forçantes remotas que levam ao desenvolvimento das ondas de calor.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Desenvolver um índice não-arbitrário para a identificação de Ondas de Calor na região subtropical do Brasil, baseado na análise estatística de dados, e caracterizar o fenômeno através da descrição dos mecanismos atmosféricos envolvidos no seu desenvolvimento, manutenção e dissipação.

1.1.2 Objetivos Específicos

i. Obter a série histórica de ondas de calor, identificadas através do método proposto, na região subtropical do Brasil de 1980 a 2016.

ii. Determinar os principais mecanismos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera que favorecem a configuração dos extremos de temperatura em cada região de estudo e em cada mês do ano, através da análise de campos meteorológicos médios.

iii. Realizar estudos de caso de eventos de ondas de calor registrados recentemente na região subtropical do Brasil.

iv. Realizar a simulação de um estudo de caso de onda de calor através do modelo dinâmico global (IGCM) *Dynamical Research Empirical Atmospheric Model* (DREAM) para identificar uma possível forçante remota.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 EXTREMOS DE TEMPERATURA

Pesquisas envolvendo os extremos de temperatura, como ondas de calor, têm se apresentado como um desafio para a comunidade científica até os dias atuais. Isso ocorre porque praticamente todos os estudos climatológicos utilizam uma métrica diferente para identificar e caracterizar este tipo de evento. Além disso, muitas pesquisas focam apenas em um único setor impactado, como o de saúde, agrícola ou energético (PERKINS, 2015).

Apesar das diversas definições para ondas de calor, todos os índices consideram um número consecutivo de dias com temperaturas excessivamente elevadas, além de levar em conta pelo menos uma variável de temperatura, sejá ela máxima, mínima ou média. Além da dificuldade de encontrar uma única métrica para definir o fenômeno, os cálculos para realizar as análises também são um desafio para a comunidade científica, já que a tendência desses eventos normalmente não são significativas (FRICH et al., 2002).

Tendo em vista as várias definições utilizadas para as ondas de calor, a presente seção fornece uma revisão teórica dos principais índices encontrados na bibliografia e aponta, ainda, alguns dos impactos socioeconômicos causados pelo calor extremo.

2.1.1 Ondas de Calor: Definições e impactos

Com o intuito de preencher lacunas no campo dos extremos de temperatura, Frich et al. (2002) sugeriram alguns índices climáticos, dentre eles o *Heat Wave Duration Index* (HWDI), que definiu ondas de calor como um período de cinco dias ou mais em que a temperatura máxima permanece pelo menos 5 °C acima da média climatológica diária. No entanto, Alexander et al. (2006) afirmaram que o HWDI não é um índice estatisticamente robusto já que se baseia em um limiar fixo de temperatura muito alto para regiões tropicais, onde a variabilidade diária da temperatura é muito baixa.

Com isso, mais tarde, surgiram novas medidas para os extremos de temperatura com base no cálculo de percentis. O índice proposto por Alexander et al. (2006) para identificar extremos quentes foi o *Warm Spell Duration Index* (WSDI), que considera uma janela de pelo menos seis dias em que a temperatura máxima diária se mantém acima de um limiar definido pelo percentil de 90% (P90) da normal climatológica.

De acordo com Perkins, Argüeso e White (2015), este índice permite a detecção de eventos de calor anômalo em qualquer estação do ano e em qualquer região do globo, já que não utiliza um limiar fixo como no HWDI. No entanto, apesar do WSDI se basear em

um limiar de temperatura definido pelo P90, ainda considera um número arbitrário de dias consecutivos na definição dos extremos. Esta arbitrariedade torna difícil a caracterização e a comparação entre regiões com climas distintos, como trópicos e extratrópicos (PERKINS, 2011; RADINOVIĆ; ĆURIĆ, 2012).

Assim, recentemente, Reis, Boiaski e Ferraz (2019) em um estudo para a região subtropical do Brasil sugeriram uma nova métrica para a definição de ondas de calor, a qual não se baseia em valores arbitrários de anomalia de temperatura ou persistência. Com esta métrica, as autoras definiram as ondas de calor como eventos em que as anomalias de temperatura máxima diária permanecem acima do limiar climatológico de P90 por um período de dias consecutivos também determinado através do cálculo de P90.

Com este índice, as ondas de calor podem ser definidas em qualquer região do globo de acordo com suas características climáticas, o que permite a comparação do fenômeno e análise do padrão atmosférico relacionado aos eventos em diferentes regiões. No entanto este método, com um único percentil climatológico, não leva em consideração a variabilidade anual da temperatura. Por isso, um dos objetivos do presente estudo é aperfeiçoar a metodologia utilizada por Reis, Boiaski e Ferraz (2019).

É de grande importância que se desenvolvam estudos sobre as ondas de calor e que se tenha uma metodologia consistente, tendo em vista os impactos gerados por este tipo de evento em diversos setores da sociedade. Nas áreas urbanas, por exemplo, as cidades estão experimentando temperaturas recordes em qualquer estação do ano (MA-RENGO et al., 2022). Mesmo em países desenvolvidos, as infraestruturas podem não ser suficientes para lidar com a adversidade, tornando necessário a aplicação de medidas que possam alertar a população e amenizar as consequências (WMO, 2021).

Alguns autores ressaltam, ainda, que os impactos não dependem somente das elevadas temperaturas, mas também estão fortemente relacionados à persistência e à quantidade de calor acumulado nos eventos (BARROS et al., 2015 apud ALVAREZ et al., 2019). Ondas de calor muito duradouras, como as registradas em dezembro de 2013 e em janeiro de 2022 nas regiões sul e centro da América do Sul, respectivamente, geram níveis perigosos de estresse térmico para a população, podendo levar a um aumento no número de óbitos, principalmente em idosos, devido ao agravamento de doenças cardiovasculares (DINIZ, 2022).

Além do impacto sobre a saúde da população e aumento na taxa de mortalidade, durante períodos prolongados com altas temperaturas há a um aumento no consumo de eletricidade, podendo desencadear quedas de energia e um consequente aumento no nível de desconforto térmico. Estes eventos também podem prejudicar os ecossistemas, agricultura e favorecer o desenvolvimento de incêndios florestais. Ou seja, o desenvolvimento destes extremos geram fortes impactos para a economia das regiões afetadas (CAMPETELLA; RUSTICUCCI, 1998; PERKINS, 2015; AÑEL et al., 2017; ALVAREZ et al., 2019; GEIRINHAS et al., 2019). Alguns estudos têm chamado atenção para os extremos de temperatura durante a primavera e outono. Segundo Brunner, Hegerl e Steiner (2017), quando estes eventos ocorrem nas estações de transição geram impactos ainda mais severos na sociedade. Na América do Sul, alguns estudos verificaram o comportamento sazonal das ondas de calor e encontraram maior frequência destes eventos nos meses de inverno (FIRPO; SANSI-GOLO; ASSIS, 2012; RUSTICUCCI, 2012; GEIRINHAS, 2016; REIS; BOIASKI; FERRAZ, 2019). Por outro lado, Bitencourt et al. (2016) afirmou que os eventos são mais frequentes de outubro a fevereiro, ou seja, nos meses de primavera e verão. Tendo em vista que os extremos de temperatura que ocorrem fora do seu período tradicional geram graves consequências para os setores impactados, o presente estudo tem como um de seus objetivos analisar as ondas de calor em todas as estações do ano.

2.2 MECANISMOS ATMOSFÉRICOS

Tendo em vista os diversos impactos, já citados anteriormente, causados pelos extremos de temperatura, é de extrema importância a compreensão dos mecanismos físicos por trás do desenvolvimento das ondas de calor. No Hemisfério Norte (HN), estudos recentes mostraram a relação entre os bloqueios atmosféricos e os extremos de temperatura. Na Europa, por exemplo, os bloqueios são um dos principais sistemas que modulam o tempo e a variabilidade climática e têm sido frequentemente relacionados ao desenvolvimento de ondas de calor em todas as estações do ano (BRUNNER et al., 2018; SOUSA et al., 2018).

No Hemisfério Sul (HS) os aspectos relacionados aos mecanismos físicos dos extremos de temperatura ainda são menos estudados em comparação com o HN. Na Austrália, onde há evidências de que nos últimos dois séculos ocorreram mais impactos causados por altas temperaturas do que por ciclones tropicais ou enchentes, a estrutura e evolução das ondas de calor foi estudada por Parker, Berry e Reeder (2014). Os autores também mostraram a relação entre o desenvolvimento de extremos quentes e um anticiclone quase-estacionário no fluxo de oeste. No entanto, na América do Sul, os diferentes aspectos dos mecanismos físicos que envolvem os extremos de temperatura ainda são escassos (CECCHERINI et al., 2016).

2.2.1 Bloqueios Atmosféricos

A circulação atmosférica em médios e altos níveis normalmente apresenta um escoamento zonal, com um fluxo de oeste, que favorece o deslocamento de distúrbios transientes para leste. Porém, quando um bloqueio atmosférico se estabelece, o fenômeno que se caracteriza por seu caráter de atuação persistente, com pelo menos 6 dias de duração, modifica a evolução do escoamento de oeste. Durante a atuação de um bloqueio é observado o estabelecimento de um padrão anômalo de circulação anticiclônica quase-estacionário em médios níveis, centrado em latitudes mais elevadas do que as Altas Subtropicais. Estas anomalias de circulação anticiclônicas observadas em médios níveis, também atuam em altos e baixos níveis, caracterizando uma estrutura barotrópica equivalente deste sistema (LOON, 1956; CASARIN; KOUSKY, 1982; OLIVEIRA, 2011).

Em altos níveis, o estabelecimento do anticiclone anômalo, resulta na bifurcação da corrente de jato, interrompendo o escoamento zonal de oeste e impedindo a progressão de sistemas migratórios para leste ou desviando suas trajetórias. Já em baixos níveis, a alta pressão anômala gera movimentos subsidentes sobre a sua área de atuação, o que inibe a nebulosidade e aumenta a incidência de radiação solar. Além disso, a circulação no sentido anti-horário favorece a advecção de ar quente de regiões tropicais, levando ao acúmulo de calor. Estas condições atmosféricas anômalas e persistentes têm uma forte influência sobre as condições de tempo, podendo levar ao desenvolvimento de anomalias de precipitação e temperatura nas regiões afetadas pelo fenômeno (REX, 1950; LOON, 1956; CASARIN; KOUSKY, 1982; AMBRIZZI; MARQUES; NASCIMENTO, 2009; OLIVEIRA, 2011; PERKINS, 2015).

Dois tipos principais de bloqueio atmosférico são comuns no Hemisfério Sul, o do tipo dipolo e do tipo omega (AMBRIZZI; MARQUES; NASCIMENTO, 2009; PEDROSO, 2014). No padrão dipolo (Figura 2.1) observa-se a presença de um sistema de baixa pressão na região equatorial da alta de bloqueio, gerando uma corrente de ar anômala de leste para oeste. Já no bloqueio do tipo omega (Figura 2.2), há dois sistemas de baixa pressão associados, a leste e a oeste da alta de bloqueio, formando um padrão que se assemelha à letra grega omega (invertida no Hemisfério Sul). Com esta configuração, o fluxo de oeste contorna a alta pressão, modificando a progressão dos sistemas sinóticos.

De acordo com Mendes et al. (2005) existem quatro regiões favoráveis ao desenvolvimento de bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul: Região da Austrália, Nova Zelândia e Pacífico Sudoeste ($120 \,^{\circ}\text{E} - 120 \,^{\circ}\text{W}$), Oceano Índico ($70 \,^{\circ}\text{E} - 120 \,^{\circ}\text{E}$), Pacífico Sudeste ($120 \,^{\circ}\text{W} - 80 \,^{\circ}\text{W}$), Oceano Atlântico ($80 \,^{\circ}\text{W} - 10 \,^{\circ}\text{W}$). Os dois últimos, localizados na costa sudoeste e sudeste da América do Sul, respectivamente, influenciam diretamente nas condições de tempo sobre o continente. Quando um bloqueio se desenvolve no sudeste do Pacífico, por exemplo, impede a passagem de frentes frias sobre o continente sul-americano (AMBRIZZI; MARQUES; NASCIMENTO, 2009), favorecendo o aumento das temperaturas sobre grande parte da Argentina e região Sul do Brasil (DAMIãO, 2005) Figura 2.1 – Exemplo de escoamento em médios níveis na presença de um bloqueio atmosférico do tipo dipolo.



Fonte: Pedroso (2014).

Figura 2.2 – Exemplo de escoamento em médios níveis na presença de um bloqueio atmosférico do tipo omega.



Fonte: Pedroso (2014).

2.2.1.1 Relação com as Ondas de Calor

Rusticucci e Vargas (1995) analisaram a climatologia sinótica das ondas de calor na Argentina, país localizado no sul da América do Sul. A pesquisa afirmou que durante o período do verão, uma intensa circulação de norte em baixos níveis, que favorece a advecção de um ar mais aquecido de latitudes menores em direção à latitudes maiores, é responsável pelo aquecimento da região. Já durante o inverno, o que tende a favorecer o aquecimento do ambiente é a condição pré-frontal.

Mais tarde, Campetella e Rusticucci (1998) analisaram a atmosfera durante um evento intenso e prolongado de calor que atingiu a Argentina em março de 1980. Os autores afirmaram que o fenômeno resultou da atuação de uma persistente crista de onda longa sobre latitudes subtropicais do continente Sul-americano, que favoreceu o aquecimento radiativo na região e gerou um escoamento de noroeste, advectando ar quente e úmido do Atlântico tropical e da Amazônia em direção aos subtrópicos.

Outros autores estudaram a estrutura da atmosfera durante ondas de calor na Austrália (PEZZA; RENSCH; W, 2012; PARKER; BERRY; REEDER, 2014), também no Hemisfério Sul. Estes estudos mostraram a relação entre o desenvolvimento dos extremos quentes e um intenso anticiclone migratório que se move lentamente, tornando-se quaseestacionário e que é seguido pela passagem de uma frente fria. Na baixa troposfera, a circulação em torno do anticiclone advecta o ar mais quente de latitudes tropicais no interior do continente, através de um escoamento de norte ou noroeste, seguido de uma intensa advecção fria durante a passagem do sistema frontal.

No Brasil, o padrão atmosférico associado ao desenvolvimento de ondas de calor foi estudado por Geirinhas et al. (2017), Geirinhas et al. (2019), Marengo et al. (2022), que analisaram os sistemas meteorológicos e mecanismos físicos relacionados ao desenvolvimento do fenômeno. De acordo com os autores, intensas anomalias positivas se desenvolveram nos campos de altura geopotencial em médios e altos níveis entre a América do Sul e o Atlântico Sul. Estas anomalias permaneceram quase-estacionárias e foram relacionadas aos bloqueios atmosféricos. Além disso, as anomalias anticiclônicas tendem a favorecer movimento subsidente sobre a região afetada, favorecendo o aquecimento.

2.2.2 Variabilidades Naturais do Clima

Padrões atmosféricos dominantes, ou seja, de grande escala e que ocorrem com determinada frequência, podendo variar entre as escalas de tempo sazonal, anual, decadal ou multidecadal, são nomeados modos de variabilidade do clima. Estas variabilidades se caracterizam por influenciar as condições de tempo em regiões remotas do globo, dependendo da configuração da pressão atmosférica e temperatura da superfície do mar (TSM), por exemplo (WMO, 2019).

Há evidências de que as variabilidades naturais do clima, como o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), Oscilação Antártica (AAO) e Oscilação Madden-Julian (OMJ) podem muitas vezes estar associadas à ocorrência de eventos extremos, tanto de precipitação quanto de temperatura. Isso ocorre porque estas oscilações levam a diferentes respostas na circulação atmosférica (RUSTICUCCI; VARGAS, 2003; CERNE; VERA, 2010; RUSTICUCCI, 2012; PEZZA; RENSCH; W, 2012; ALVAREZ et al., 2019). Ou seja, uma determinada fase destes fenômenos de escala global, pode influenciar no regime de precipitação ou temperatura de determinada região.

O ENOS e a ODP, por exemplo, são padrões climáticos de escala global que explicam a maior parte da variabilidade interanual e interdecadal, respectivamente, da TSM na região equatorial do Oceano Pacífico. Estes modos de variabilidade possuem um importante papel no regime térmico global e podem acarretar mudanças na frequência, intensidade ou persistência de eventos extremos (RUSTICUCCI; VARGAS, 2003; RUSTICUCCI; VENEGAS; VARGAS, 2003; MARENGO; CAMARGO, 2008; FIRPO; SANSIGOLO; ASSIS, 2012; NEWMAN et al., 2016; WMO, 2019).

As variações nas anomalias de TSM no Pacífico equatorial durante eventos de El Niño ou La Niña produzem mudanças nos trens de ondas de Rossby no Hemisfério Sul e, através das teleconexões, geram uma resposta nos extratrópicos. Estas mudanças nos campos de circulação da atmosfera tendem a influenciar a temperatura próximo à superfície em regiões distantes, como os subtrópicos da América do Sul. Em anos de El Niño, por exemplo, são esperadas temperaturas mais elevadas sobre a região subtropical deste continente e um decorrente aumento na frequência e persistência de extremos quentes (GRIMM; TOGATLIAN, 2002; RUSTICUCCI; VARGAS, 2003; COLLINS, 2009). Na Austrália, também no Hemisfério Sul, um estudo realizado por Perkins, Argüeso e White (2015) mostrou que as ondas de calor no continente também são significativamente mais frequentes, intensas e duradouras sob influência do El Niño.

Kayano et al. (2017) mostraram que a relação entre os eventos de El Niño e o aumento da temperatura próximo à superfície na América do Sul ocorre principalmente no período do inverno e resulta da advecção meridional de temperatura. Durante eventos de El Niño, o jato subtropical se desloca para o sul e impede o avanço de frentes frias para norte. Esta configuração, em associação com anomalias anticiclônicas em baixos níveis no centro do Brasil, gera uma persistente advecção quente através do fluxo de norte sobre a região subtropical do continente.

Ainda que exista esta clara relação com as anomalias de TSM no Pacífico equatorial e a temperatura na América do Sul, alguns estudos mostraram uma forte relação entre os extremos de temperatura na América do Sul e a variabilidade das anomalias de TSM no Oceano Atlântico Sul (RUSTICUCCI; VENEGAS; VARGAS, 2003; BARRUCAND; RUSTICUCCI; VARGAS, 2008). Estes autores encontraram uma maior correlação entre os extremos de temperatura e a variabilidade da TSM no Atlântico do que no Pacífico, e sugeriram que isto ocorre devido às mudanças na localização e intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul.

Geirinhas et al. (2019) analisaram a circulação atmosférica e os mecanismos físicos envolvidos no desenvolvimento de uma intensa onda de calor que ocorreu em 2010 no Rio de Janeiro. De acordo com o estudo, um trem de ondas de Rossby quase-estacionário se estabeleceu no fluxo de oeste no mês anterior ao evento e permaneceu durante todo o período de atuação da onda de calor. Quando esse padrão de onda é estabelecido, condições anticiclônicas persistentes tendem a se desenvolver sobre o Oceano Atlântico Sul, próximo à costa sul e sudeste do Brasil, promovendo períodos quentes e secos na área afetada. Esta anomalia anticiclônica sobre o Atlântico Sul é atribuída, em grande parte, à forçante remota de anomalias de TSM no Oceano Pacífico e representa um padrão de teleconexão entre o Pacífico Sul, América do Sul e Atlântico Sul (PSA).

Mais recentemente, Marengo et al. (2022) estudaram uma onda de calor que afetou a região central da América do Sul durante o mês de outubro de 2020 e também verificaram o desenvolvimento de um trem de ondas relacionado ao modo PSA, que resultou no desenvolvimento de anomalias anticiclônicas entre o continente Sul Americano e o Atlântico Sul. Os autores afirmaram que este padrão favoreceu a atuação de um persistente bloqueio atmosférico, que contribuiu para as temperaturas extremas na região.

Alguns autores avaliaram o papel das variabilidades climáticas na escala intrasazonal sobre o desenvolvimento de extremos de temperatura na América do Sul. Cerne e Vera (2010) concluíram que a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pode explicar cerca de 32% da variabilidade da temperatura durante o verão na região central da Argentina. Mais tarde, Reis (2017) avaliou o papel da ZCAS sobre as anomalias de temperatura máxima no Sul do Brasil e concluiu que a intensificação da ZCAS na região Sudeste do Brasil, tende a favorecer um aumento de temperatura na região Sul, no entanto a relação com a configuração de ondas de calor foi baixa.

Em uma escala de tempo mais curta, a Oscilação Antártica (AAO), também conhecida como Modo Anular Sul (SAM) também exerce papel sobre os extremos de temperatura. Durante a fase negativa desta oscilação, ocorre um aumento na frequência e persistência das ondas de calor na região subtropical do Brasil (REIS, 2017; ALVAREZ et al., 2019), já que nesta fase ocorre um enfraquecimento dos ventos de oeste, gerando a amplificação das cristas e cavados, o que favorece o desenvolvimento de bloqueios.

Apesar da clara relação entre algumas variabilidades climáticas de grande escala e as ondas de calor, ainda existem lacunas a serem preenchidas acerca da influência destas variabilidades sobre a intensidade e persistência do fenômeno, bem como sua influência sobre os mecanismos físicos envolvidos no desenvolvimento e manutenção destes eventos no Brasil.

2.3 MODELAGEM DINÂMICA

O Modelo de Circulação Global (*General Circulation Model - GCM*) é um modelo dinâmico que se baseia nas equações primitivas espectrais que regem a dinâmica da atmosfera e foi desenvolvido inicialmente por Hoskins e Simmons (1975). Este modelo não inclui nas suas equações processos diabáticos (como a mudança de fase da água), por isso é um modelo dinâmico seco. Apesar de não levar em consideração os processos físicos mais sofisticados, os GCMs se caracterizam por representar de maneira satisfatória fenômenos de escala sinótica e global. Devido à alta complexidade dos GCMs, diversas versões intermediárias (simplificadas) foram desenvolvidas na Universidade de *Reading* no Reino Unido. Estas versões intermediárias (*Intermediate Global Climate Model - IGCM*) também são baseadas no código do modelo de Hoskins e Simmons (1975).

2.3.1 Modelo Baroclínico: IGCM DREAM

O IGCM DREAM (*Dynamical Research Empirical Atmospheric Model*), por sua vez, é uma adaptação que utiliza uma forçante empírica independente no tempo. Esta forçante é o único termo diabático do modelo, a qual é derivada empiricamente a partir de uma longa série de análises observacionais e aplicada a todas as variáveis do modelo e a todos os níveis verticais. Para os IGCMs, a forçante se baseia na correção dos erros sistemáticos decorrentes de uma sequência de integrações de uma única etapa de tempo das equações primitivas quando inicializadas com análises observacionais (HALL, 2000). Desta forma, o modelo comete menos erros sem comprometer as soluções.

Nas últimas versões do modelo, além de ser adicionado um ciclo anual à forçante, houve aumento da resolução horizontal, inclusão da variável umidade específica e algumas modificações no amortecimento e difusão (HALL; LEROUX; AMBRIZZI, 2018). A partir de então, o modelo vêm sendo utilizado para estudar, por exemplo, a resposta atmosférica ao El Niño (HALL; DEROME, 2000; LIN; DEROME; BRUNET, 2007), ondas de leste Africanas (HALL; KILADIS; THORNCROFT, 2006; THORNCROFT; HALL; KILADIS, 2008; LEROUX; HALL, 2009; LEROUX; HALL; KILADIS, 2011), interações trópicos-extratrópicos (HALL; DOUVILLE; LI, 2013) e até para realizar simulações de casos de furacões no Oceano Atlântico Norte (TABOSA, 2019).

O IGCM DREAM se caracteriza por ser um modelo global que possui uma grade Gaussiana espectral com resolução espacial horizontal T42 com um truncamento triangular dentado ("*jagged*") no número de onda 42. Isso significa que o modelo dispõe de 128 pontos de longitude e 64 pontos de latitude em todo o globo (32 latitudes em cada hemisfério). A Figura 2.1 apresenta um exemplo da estrutura de um truncamento triangular (2.1 a) e triangular dentado (2.1 b), apresentado por Ferraz (2004), sendo que neste caso o truncamento se deu no número de onda 5 (T5).

Figura 2.3 – Exemplo de truncamento a) triangular e b) triangular dentado no número de onda 5 (T5).



Fonte: Adaptado de Ferraz (2004)

Além disso, o modelo utiliza coordenadas verticais sigma (σ), com 15 níveis verticais: 975, 925, 883, 850, 792, 700, 600, 500, 400, 300, 312, 250, 200, 150, 100 e 37 hPa. O esquema de diferenças finitas na vertical conserva massa, energia e momento angular (HALL, 2000), diferente do modelo apresentado por Hoskins e Simmons (1975) que conservava apenas massa e energia.

O modelo integra as equações primitivas da vorticidade, divergência, temperatura e pressão em superfície (log) nos 15 níveis sigma com um passo no tempo de 22,5 minutos. Os únicos processos adicionais (parametrizações) representadas no modelo são os processos de difusão, importantes para suavizar gradientes intensos e valores fora da realidade, que podem resultar do processo de truncamento. Na difusão horizontal utilizase uma escala 12-h ∇^6 para a vorticidade, divergência, temperatura e umidade específica. Nos níveis verticais mais baixos, entre a superfície e σ =0,8 (camada limite planetária de acordo com o modelo), a difusão é mais forte (16-h), devido aos processos turbulentos. Já, nos níveis mais altos, acima de σ =0,8, a difusão é mais fraca (20 dias). Por fim, um amortecimento linear in-situ é aplicado à temperatura, para fornecer o equivalente ao resfriamento radiativo, com uma escala temporal de 12 dias (constante independentemente do nível vertical) (HALL; LEROUX; AMBRIZZI, 2018).

Nas versões mais antigas do modelo, a umidade específica não era considerada, mas foi incluída nas versões mais recentes com uma forma empírica de derivar fontes e sumidouros de umidade (HALL; LEROUX; AMBRIZZI, 2018). Desta forma, segundo Tabosa (2019), ao introduzir uma forçante térmica na simulação, a umidade terá uma comunicação com a equação da termodinâmica, já que este é um modelo dinâmico seco.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 ETAPA OBSERVACIONAL

3.1.1 Dados Observados

Para obter a série climatológica dos eventos de onda de calor (OC, daqui em diante) de 1980 até 2016 foram utilizados dados diários de temperatura máxima (T_{max}) em graus Celsius (°C), obtidos do banco de dados desenvolvido por Xavier, King e Scanlon (2015) e atualizado em Xavier, King e Scanlon (2017). Neste estudo, os autores coletaram os dados de T_{max} provenientes de estações meteorológicas convencionais e automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e interpolaram os dados para o Brasil em uma grade com resolução espacial de 0.25° de latitude e longitude.

As OC foram calculadas para duas regiões localizadas no Brasil subtropical (Figura 3.1). Estas regiões foram definidas por Reis, Boiaski e Ferraz (2019) de acordo com as suas características climáticas particulares: Região 1 (34° S a 24.7° S e 57.7° W até 48° W) e Região 2 (24.7° S a 20.2° S e 58.3° W até 40.5° W).

Figura 3.1 – Média das anomalias de T_{max} acima do percentil de 90% no Brasil (1980 a 2013) e regiões de estudo (Região 1 e Região 2).



1.0 1.5 2.0 2.5 3.0 3.5 4.0 4.5 5.0 5.5 6.0 6.5 7.1 Average of Tmax Anomalies (C) above P90 from 1980 to 2013

Além da caracterização climática distinta entre ambas as regiões, estas são as mais afetadas pela passagem de sistemas sinóticos e se caracterizam por uma maior variabilidade da temperatura ao longo do ano, se comparado às regiões próximas ao Equador (GRIMM, 2009; NUNES; VICENTE; CANDIDO, 2009; BITENCOURT et al., 2016; REIS; BOIASKI; FERRAZ, 2019).

Para identificar os eventos de OC que ocorreram em março de 2020 e em janeiro de 2022, ambos na região subtropical da América do Sul, atingindo latitudes equivalentes à Região 1 (R1), foi necessário um banco de dados que contivesse uma cobertura temporal mais atualizada em comparação aos dados de Xavier, King e Scanlon (2015). Portanto, para estes casos específicos, foram utilizados dados diários de T_{max} (°C) de 1980 a 2019, para o cálculo da climatologia, e para os meses de março de 2020 e janeiro de 2022 (disponíveis em https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cpc.globaltemp.html), obtidos junto ao *Climate Prediction Center (CPC)* da *American National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*.

3.1.2 Dados de Reanálise

Para visualizar a configuração da atmosfera durante as OC identificadas, foram utilizados dados diários das variáveis de pressão ao nível médio do mar (PNMM, em hPa), umidade específica (g/kg) em 850 hPa (q850), altura geopotencial (m) em 850 hPa (HGT 850), 500 (HGT 500) e 200 hPa (HGT 200), omega em 500 hPa (Pa/s) e componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa (U850 e V850) e 200 hPa (U200 e V200), obtidos da Reanálise do ERA-5 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)* (HERSBACH et al., 2020).

Para os estudos de caso das OC registradas em março de 2020 e janeiro de 2022 os dados foram baixados com uma grade de resolução espacial de 0.25 graus de latitude e longitude. No entanto, para a análise climatológica das OC (1980-2016), os dados foram utilizados com a mesma resolução do produto anterior, reanálise ERA-Interim (0.75° x 0.75°) (DEE et al., 2011). Esta resolução é considerada suficiente para avaliar características atmosféricas de grande escala e possíveis teleconexões remotas.

Já, os dados de radiação de onda longa emitida (ROL, em W/m^2) foram obtidos através da NOAA (LIEBMANN; SMITH, 1996) com 2.5 graus de resolução de latitude e longitude. Todos os dados foram baixados para o período de 1980 a 2016 e para os meses dos estudos de caso (março de 2020 e janeiro de 2022).

3.1.3 Definição das Ondas de Calor

Para selecionar as OC que ocorreram durante o período de 1980 a 2016, foram calculadas anomalias diárias de T_{max} (XAVIER; KING; SCANLON, 2015; XAVIER; KING; SCANLON, 2017), removendo a influência do ciclo anual da temperatura, em cada ponto de grade das regiões 1 e 2 (R1 e R2). Em seguida, para selecionar os extremos considerando a variabilidade da temperatura ao longo do ano, foi calculado um percentil de 90% (P90) para a série temporal das anomalias de cada região em cada mês do ano.

A Figura 3.2 mostra a distribuição dos dados de anomalia de T_{max} em cada mês nas regiões 1 e 2 (Figura 3.2 a e b, respectivamente), sendo que os pontos em azul representam o P90 correspondente. Assim foram selecionados todos os dias em que a T_{max} se manteve acima do limiar de cada mês (os valores dos limiares podem ser conferidos na Tabela 3.1).

Figura 3.2 – Boxplot da distribuição média das anomalias diárias de T_{max} (°C) em cada mês do ano na (a) Região 1 e na (b) Região 2 de 1980 a 2016. Os pontos azuis ligados pela linha contínua representam os valores de P90 em cada mês.



Fonte: Própria autora.

Com este método, cada percentil acompanhou a variação da T_{max} ao longo dos meses do ano. Nos meses de verão, por exemplo, foi necessário uma anomalia de T_{max} menos intensa para satisfazer o critério, em comparação aos meses de inverno, em que o critério é satisfeito a partir de anomalias de T_{max} mais elevadas.

Além deste critério, um percentil mensal de 90% foi calculado para a duração dos eventos. A Figura 3.3, mostra o número de dias consecutivos com as anomalias de T_{max} acima do seu limiar e os respectivos P90 definidos para a persistência ao longo dos meses (também mostrados na Tabela 3.2).

Portanto, neste estudo, as OC identificadas em cada região são definidas a partir da satisfação de ambos os critérios: quando as anomalias de T_{max} permanecem acima do seu limiar mensal de P90 por um número de dias consecutivos acima do limiar de P90 da persistência no mês correspondente.

Meses	P90 R1 (℃)	P90 R2 (℃)
Dezembro	3,2	2,6
Janeiro	2,7	2,5
Fevereiro	2,8	2,2
Março	3,0	2,4
Abril	3,7	2,7
Maio	4,3	2,9
Junho	4,9	3,2
Julho	5,3	3,7
Agosto	5,8	3,7
Setembro	5,1	4,7
Outubro	4,1	3,9
Novembro	3,5	2,8

Tabela 3.1 – Percentil de 90% calculado com base nas anomalias de T_{max} (XAVIER; KING; SCANLON, 2015) nas Regiões 1 e 2 em cada mês do ano.

Fonte: Própria autora.

Figura 3.3 – Boxplot da distribuição média da persistência (dias) em cada mês do ano na (a) Região 1 e na (b) Região 2 de 1980 a 2016. Os pontos azuis ligados pela linha contínua representam os valores de P90 em cada mês.



Fonte: Própria autora.

Desta forma, foi obtida a série climatológica dos eventos de OC em cada região desde 1980 até 2016. As OC identificadas foram separadas e analisadas em três grupos: OC abrangendo a R1, OC abrangendo a R2 e OC abrangendo todo o domínio das R1 e R2 (daqui para frente chamada R3).

Como citado anteriormente (item 3.1.2), para os estudos de caso recentes, utilizouse o banco de dados do CPC, o qual possui uma cobertura temporal mais longa em comparação aos dados do Xavier, King e Scanlon (2015). O método descrito nos parágrafos anteriores, cálculo das anomalias diárias de T_{max} e seleção dos percentis mensais, foi aplicado também sobre a série climatológica de T_{max} durante o período de 1980 a 2019 obtidos do CPC. Tabela 3.2 – Percentil de 90% calculado com base no número de dias consecutivos com anomalias de T_{max} (XAVIER; KING; SCANLON, 2015) acima do limiar nas Regiões 1 e 2 em cada mês do ano.

Meses	P90 R1 (dias)	P90 R2 (dias)
Dezembro	3	5
Janeiro	6	7
Fevereiro	6	5
Março	4	5
Abril	4	7
Maio	5	6
Junho	4	5
Julho	6	5
Agosto	4	4
Setembro	4	5
Outubro	4	4
Novembro	3	5

Fonte: Própria autora.

Ressalta-se que a climatologia aqui calculada foi utilizada apenas para a seleção dos limiares estatísticos deste banco de dados (disponíveis no Apêndice A), mas não foi utilizada para determinar uma série climatológica de OC. Desta forma, tornou-se possível validar a ocorrência das OC observadas na R1 em março de 2020 e em janeiro de 2022, bem como identificar o período de atuação do evento, possibilitando a sua descrição.

3.1.4 Análise da Atmosfera

Inicialmente, a partir dos dados de reanálise do ERA-5 citados no item 3.1.2, foram calculadas médias diárias para os horários 00, 06, 12 e 18 UTC. Em seguida, para os dados de HGT, PNMM, ROL e velocidade vertical, foram calculadas as anomalias diárias, através da remoção da média climatológica dos dados, calculada com base no período de 1981 a 2010. Para a análise dos campos de velocidade e direção do vento em baixos e altos níveis serão analisados os campos brutos, sem o cálculo das anomalias, pois apresentaram melhor resultado.

A partir dos dados diários, para que fosse definido um padrão característico da atmosfera e, também, para avaliar os processos de desenvolvimento, manutenção e dissipação das OC nas três regiões de estudo (R1, R2, e R3), foi realizada a análise de composição defasada no tempo (*lag composite*), iniciando 15 dias antes do primeiro dia do evento (Dia -15) até 15 dias após o seu início (Dia 15). Sendo que o (Dia 0) é o primeiro dia das OC, ou seja, o primeiro dia em que as anomalias de T_{max} permaneceram acima do seu limiar. Desta forma, tornou-se possível a visualização das principais características

atmosféricas em diferentes níveis antes do início, durante a ocorrência e até a dissipação das OC.

Para esta análise, foi calculada a significância estatística dos campos de composições defasadas das anomalias, com base no teste *T-Student* (WILKS, 2011). O teste *T-Student* foi realizado para um nível de significância de 0,05. Ou seja, o teste indica que existe uma probabilidade (nível de confiança) de 95% de que o resultado mostrado seja consistente.

Além das análises climatológicas por região, foi realizada a análise mensal das OC nas três regiões, para que fosse definido um padrão sinótico característico e para avaliar possíveis diferenças no comportamento médio da atmosfera durante as OC em cada um dos 12 meses do ano. Para isso, foram criadas composições médias para as anomalias das variáveis meteorológicas analisadas. Neste caso, as análises dos campos meteorológicos foram realizadas separadamente por região e em cada mês. Ou seja, para cada uma das três regiões, foram feitas análises climatológicas dos campos meteorológicos através dos dados diários separados em cada um dos meses. Para a caracterização da atmosfera nos dois estudos de caso, também foram utilizadas as composições médias dos campos meteorológicos dos campos meteorológicos dos campos meteorológicos dos campos dos campos dos campos dos campos de caso, também foram utilizadas as composições médias dos campos meteorológicos dos campos meteorológicos dos campos meteorológicos dos campos meteorológicos dos campos dos campos meteorológicos dos campos meteorológicos dos campos dos diários separados em cada um dos meses. Para a caracterização da atmosfera nos dois estudos de caso, também foram utilizadas as composições médias dos campos meteorológicos durante o período de atuação de cada evento.

3.2 MODELAGEM NUMÉRICA

A última etapa desta pesquisa, envolve a parte de modelagem atmosférica, na qual foi realizada uma simulação da OC registrada em março de 2020. Para este experimento foi utilizada a versão 7.3 do modelo dinâmico IGCM DREAM, que se caracteriza por possuir uma boa representação de fenômenos meteorológicos, tanto de escala sinótica, quanto de escala global (HALL; DEROME, 2000; HALL; LEROUX; AMBRIZZI, 2018).

3.2.1 Etapas da Simulação

Inicialmente, para realizar a simulação com o DREAM, foi necessário introduzir um estado básico de entrada (condição inicial), sem que fosse adicionada uma forçante. Para isso, foram obtidos dados globais da reanálise do ERA-5 (0.25 graus de latitude e longitude) nos horários das 00, 06, 12 e 18 UTC para os dias 4 a 14 de março de 2020 e em 15 níveis da atmosfera: 1000hPa, 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 600 hPa, 400 hPa, 300 hPa, 250 hPa, 150 hPa, 100 hPa, 70 hPa, 50 hPa, 30 hPa, 20 hPa e 10 hPa. As varáveis utilizadas como dados de entrada para rodar o modelo foram:

- Umidade específica (q)
- Temperatura (t)
- Geopotencial (z)
- · Componente zonal do vento (u)
- Componente meridional do vento (v)

Para obter o estado básico em cada dia da OC, foi calculada uma média diária para cada variável, utilizando apenas o período do evento e alguns dias que o antecederam. Em seguida, os dados do ERA-5, que são baixado em uma grade regular, foram convertidos para o formato do modelo, que, conforme descrito no item 2.3.1, possui uma grade espectral T42, com 128 longitudes, 64 latitudes e 15 níveis verticais sigma (σ). Os níveis verticais disponíveis na saída do modelo são: 975 hPa, 925 hPa, 883 hPa, 850 hPa, 792 hPa,700 hPa, 600 hPa, 500 hPa, 400 hPa, 312 hPa, 250 hPa, 200 hPa, 150 hPa, 100 hPa e 37 hPa.

Nesta primeira etapa, o modelo alcança um estado estacionário e, em um segundo momento, a forçante é introduzida. Assim, o estado básico estacionário é perturbado e as respostas podem ser visualizadas em quatro horários (00, 06, 12 e 18 UTC) nos diversos campos meteorológicos produzidos e em cada um dos níveis verticais de saída, citados no parágrafo anterior. As variáveis disponibilizadas na saída são: geopotencial, altura geopotencial, temperatura, umidade específica, vorticidade, divergência, velocidade zonal, meridional e vertical, velocidade potencial e potencial de corrente.

Para perturbar o estado básico foi introduzida uma forçante fixa de aquecimento diabático, centrada em 28°S e 112°O (longitude 248°), com um raio de 10° e um aquecimento de 15K (Kelvin) no local da forçante (valor que dentro do modelo foi dividido por 86400, resultando na variação de temperatura em K/dia). Estes parâmetros foram prescritos de acordo com o que foi encontrado nos campos de anomalias de ROL quatro dias antes do início do evento (04 de março). A localização da forçante foi definida com base na Figura 3.4, na qual observou-se uma área com intensas anomalias negativas de ROL sobre o Oceano Pacífico, indicando a presença de convecção no local e, consequentemente, liberação de calor latente.

Depois de definido o local da fonte de calor, foi traçado o perfil vertical de aquecimento diário no centro da forçante (não mostrado aqui). Esta análise, mostrou que o máximo de aquecimento se deu na média troposfera (em 400 hPa). Portanto, este foi o perfil vertical reproduzido no modelo para a realização do experimento.

A partir dos dados resultantes da simulação, foi calculada a média diária para cada variável obtida. Em seguida, para a visualização dos resultados do modelo, diferentemente da etapa observacional, na qual foi removida a climatologia para a visualização das anomalias das variáveis atmosféricas, aqui foi removida a média zonal do dado. Esta opção foi utilizada tendo em vista as limitações computacionais para a geração de uma climatologia a partir do modelo.

Figura 3.4 – Anomalias de radiação de onda longa (ROL) no dia 04 de março de 2020. A área demarcada na figura aponta o local que apresentou convecção.



Dia 04/03/2020

Fonte: Própria autora.

4 RESULTADOS OBSERVADOS

4.1 ONDAS DE CALOR IDENTIFICADAS

Com os limiares mensais definidos através dos percentis de 90% das anomalias de T_{max} e da persistência em cada mês do ano (Figuras 3.2 e 3.3 e Tabelas 3.1 e 3.2) foi possível definir uma série histórica e caracterizar as OC nas duas regiões de estudo localizadas no subtrópicos do Brasil e, também, na área total de abrangência das duas regiões. A Figura 4.1 mostra o número de OC por ano nas R1 e R2 durante o período de 1980 a 2016.

A R1, localizada em latitudes mais ao sul do Brasil, a qual é mais influenciada pela passagem de sistemas sinóticos, apresentou maior frequência de OC, totalizando 97 eventos (Figura 4.1 a). Já a R2, mais próxima ao sudeste do país, apresentou 74 OC ao longo do mesmo período (Figura 4.1 b). Em um estudo anterior a este, sobre as mesmas regiões, Reis, Boiaski e Ferraz (2019) também encontraram maior frequência de OC na R1 em comparação à R2.







Fonte: Própria autora.

Nas Figuras 4.2 a e b, pode-se observar o número de OC em cada mês do ano nas R1 e R2, respectivamente. A R1, que se caracteriza por uma variabilidade sazonal bem definida, com as quatro estações do ano, apresentou um número crescente de OC a partir do inverno até a primavera e início do verão (Figura 4.2 a), período em que as temperaturas se elevam gradualmente. O mês que apresentou maior frequência de OC na R1 foi dezembro, totalizando 15 eventos, seguido pelo mês de novembro, em que 13 OC

foram identificadas. Considerando as estações do ano, a primavera apresentou o maior número de eventos (30 OC) e, em seguida, o verão (25 OC), outono (23 OC) e, por último o inverno (19 OC).







Fonte: Própria autora.

A R2 (Figura 4.2 b), não apresentou um padrão sazonal tão definido quanto o da R1, com menos eventos no inverno e mais eventos no período da primavera e verão. Neste caso, os eventos apresentaram uma certa regularidade na frequência mensal, sendo detectadas 21 OC na primavera, 18 OC no verão, 18 OC no inverno e 17 OC no outono. Apesar da pouca diferença no número de OC ao longo dos meses, o período mais quente do ano, meses de primavera e verão, registrou mais eventos, assim como mostrado na R1.

A metodologia aqui proposta se mostrou eficiente na detecção das OC ao longo de todos os meses do ano, aprimorando o método apresentado anteriormente por Reis, Boiaski e Ferraz (2019), o qual apresentou falhas na identificação das OC no verão, além de não detectar eventos nos meses de janeiro e fevereiro nas mesmas áreas aqui estudadas. Além disso, as autoras encontraram menor frequência de OC nos meses de verão e maior frequência nos meses de inverno, diferente do que foi mostrado aqui. Este resultado possivelmente está associado ao alto limiar de T_{max} utilizado no estudo, já que nos meses de verão as temperaturas são mais elevadas em comparação às demais épocas do ano e, portanto, é necessário uma anomalia menos intensa para gerar uma OC (conforme mostrado nas Tabelas 3.1 e 3.2).

Os resultados aqui apresentados são comparáveis ao que foi reportado por Bitencourt et al. (2016), que também estudaram as OC em diferentes áreas do Brasil. Os autores verificaram uma maior frequência nas OC entre os meses de setembro a fevereiro na região subtropical do país, em área similar ao domínio da R1 e da R2. Além disso, na análise sazonal, a estação do ano que concentrou o maior número de casos foi a primavera,
condizente com os resultados da R1 e R2 aqui obtidos.

Durante a análise da série histórica das OC, percebeu-se que havia datas conflitantes, indicando a ocorrência de eventos que abrangeram a totalidade do domínio estudado (denominado R3), somando 16 OC. A data de início das OC nas R1, R2 e R3, persistência e média das anomalias de T_{max} ao longo dos eventos (em °C) estão disponíveis no Apêndice B.

4.2 CLIMATOLOGIA SINÓTICA DAS ONDAS DE CALOR

Este tópico tem o objetivo de descrever os mecanismos físicos da atmosfera, em escala global e regional, envolvidos nos processos de desenvolvimento, manutenção e dissipação das OC na região subtropical do Brasil de 1980 a 2016. Os resultados serão discutidos através das análises de composição defasada no tempo e, também, através de composições climatológicas. Além disso, serão discutidas as possíveis diferenças nos mecanismos atmosféricos que levam ao desenvolvimento do fenômeno, dependendo da sua região de abrangência. Portanto, os resultados aqui apresentados serão descritos separadamente para para as OC identificadas em cada região de estudo (R1, R2 e R3).

4.2.1 Região 1

As Figuras 4.3 a 4.5 apresentam, respectivamente, as composições defasadas no tempo para os campos de anomalias estatisticamente significativas de HGT em 850 hPa, 200 hPa e ROL emitida durante as OC identificadas na área de abrangência da R1 desde 1980 até 2016. Aqui serão mostrados os resultados para os Dias -4, 0 e 2.

Tanto em baixos quanto em altos níveis (Figuras 4.3 e 4.4), 4 dias antes do início das OC na R1, houve o início do desenvolvimento de um trem de ondas em médias e altas latitudes, ficando completamente desenvolvido no Dia -2 (não mostrado aqui). O trem de ondas foi caracterizado por uma sequência de centros positivos e negativos entre a região central do Oceano Pacífico Sul e a América do Sul e é uma assinatura de um padrão de teleconexão entre o Oceano Pacífico Sudeste, a América do Sul e o Oceano Atlântico Sul, chamado de Modo Pacífico - América do Sul (PSA, do inglês *Pacific-South American mode*) (MO; PAEGLE, 2001).

Figura 4.3 – Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 850 hPa (m) durante os eventos de OC na R1 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

No Dia -4, identificou-se um intenso núcleo anticiclônico em torno de 60 °S sobre o oceano Pacífico que, no entanto, ao longo dos dias, perdeu intensidade e avançou lentamente para leste (Dias 0 e 2). Já a leste deste sistema, próximo ao sul do continente Sul-Americano, um centro negativo se desenvolveu em médias latitudes e se intensificou até o Dia 0. Sobre a região subtropical do Brasil, a partir do Dia -4, já foi possível notar um sinal positivo na HGT em 850 hPa, pouco intenso, porém significativo. Estas anomalias positivas também se intensificaram até o Dia 2, tanto em 850 hPa, quanto em 200 hPa, e permaneceram centradas entre o sudeste do continente e o Atlântico Sul (entre 35° e 40°S). O anticiclone mais intenso entre o continente e o oceano, pode ser visualizado tanto no Dia 0, quanto no Dia 2, nas Figuras 4.3 e 4.4.

Entre os Dias 4 e 6 das composições defasadas, o núcleo negativo sobre a Argentina e o positivo no sudeste da América do Sul enfraqueceram. Com as anomalias anticiclônicas enfraquecidas, os sistemas seguiram o fluxo zonal para leste, se afastando gradualmente do continente. No Dia 7 (Dia 11) o padrão já estava totalmente desconfigurado e sem a presença de anomalias positivas significativas em baixos (altos) níveis (Figuras C.1 e C.2 do Apêndice C).

Durante os dias de OC na R1, os sistemas anômalos atuantes a oeste e a leste do continente permaneceram quase-estacionários em altos e em baixos níveis e praticamente alinhados verticalmente, apresentando uma circulação quase barotrópica. O padrão pode estar relacionado a um bloqueio atmosférico (REX, 1950; LOON, 1956; AMBRIZZI; MAR-

QUES; NASCIMENTO, 2009), que influenciou as condições observadas em superfície. De acordo com Sousa et al. (2017), os bloqueios fornecem um cenário meteorológico ideal para o desenvolvimento de temperaturas extremas.

Com o estabelecimento do anticiclone anômalo próximo ao sudeste da América do Sul, o escoamento de oeste foi interrompido, impedindo o avanço de frentes frias para a R1. Os valores positivos de anomalias de HGT indicam que houve movimento subsidente na região, reforçando as condições de estabilidade e inibindo a formação de nebulosidade, o que leva a um aumento na incidência radiativa e, portanto, ao aumento da temperatura próximo à superfície (aquecimento diabático). O movimento subsidente também favorece o aquecimento adiabático induzido por compressão do ar, reforçando o aumento das temperaturas em superfície.

Figura 4.4 – Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R1 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

Além disso, o intenso gradiente entre as anomalias positivas e negativas de HGT em 850 hPa, sobre a América do Sul, indicam um aumento do fluxo meridional em baixos níveis atmosféricos. Ou seja, a atuação, em conjunto, das anomalias ciclônicas e anticiclônicas a oeste e a leste do continente, observadas principalmente no Dia 0, tende a canalizar o fluxo de norte em direção à R1, favorecendo advecção de ar mais quente de latitudes tropicais para os subtrópicos (MARENGO et al., 2004).

A Figura 4.5 mostra as anomalias de ROL emitida pela superfície durante as OC. No Dia -4 observa-se apenas um fraco sinal positivo de ROL parte da R1. No entanto, nos dias seguintes as anomalias se intensificaram na área condizente com a atuação do anticiclone quase-estacionário. Já ao sul da R1, entre o Uruguai e a Argentina, foram observadas anomalias negativas de ROL, também de acordo com a área de atuação do sistema ciclônico. As intensas anomalias estatisticamente significativas observadas em 4.5 confirmaram a pouca nebulosidade sobre a região de estudo, levando a uma maior incidência de radiação solar em superfície e, consequentemente, maior emissão de ROL.

Já em altos níveis, a Figura 4.6 apresenta a composição do campo da velocidade média e direção do vento horizontal em 200 hPa durante as OC na R1. Através desta figura, pode-se observar a corrente de Jato subtropical em médias latitudes ao longo do Hemisfério Sul, que exerce papel fundamental na propagação de sistemas sinóticos (AM-BRIZZI; HOSKINS, 1997). Nesta figura destaca-se uma bifurcação na corrente de jato no oeste do Rio Grande do Sul, próximo à área em que o sistema anticiclônico anômalo se estabeleceu, conforme já visto na Figura 4.4.

Figura 4.5 – Composição defasada das anomalias diárias de radiação de onda longa emitida (W/m^2) durante os eventos de OC na R1 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

Esta bifurcação reforça que houve um bloqueio no escoamento, o que levou a uma mudança no fluxo de oeste. Nestes casos, o núcleo mais intenso do Jato subtropical ficou posicionado ao sul da sua posição climatológica, ou seja, ao sul de 30 °S (ESCOBAR, 2009). De acordo com Ambrizzi, Marques e Nascimento (2009), em situações de bloqueios atmosféricos, a corrente de jato se desloca para latitudes mais altas, mudando a trajetória dos sistemas transientes, que são desviados para nordeste ou sudeste e circundam a alta de bloqueio. Portanto, aqui pode-se afirmar que esta configuração impediu o avanço de sistemas como frentes frias, de latitudes altas para o interior do continente. Este fato foi

confirmado nas Figuras 4.3 e 4.4, em que o núcleo ciclônico no sul da América do Sul se manteve quase-estacionário sobre a Argentina.

Figura 4.6 – Composição da velocidade e direção do vento horizontal (m/s) em 200 hPa durante os eventos de OC na R1 de 1980 a 2016.



Fonte: Própria autora.

4.2.2 Região 2

Assim como para os casos de OC que ocorreram na R1, mostrados no tópico anterior, neste tópico serão mostradas as composições defasadas para os campos de anomalias de HGT em 850 hPa, 200 hPa e ROL (Figuras 4.7 a 4.9), além do campo de velocidade média e direção do vento em 200 hPa (Figura 4.10) para os eventos identificados na área de abrangência da R2.

Para as OC na R2, assim como na R1, foi possível visualizar um trem de ondas em baixos e em altos níveis, associado ao modo PSA (MO; PAEGLE, 2001). O trem de ondas se estendeu desde o Pacífico Sudeste até o Atlântico Sul (Figuras 4.7 e 4.8) e permaneceu quase-estacionário durante os dias de OC. Para os eventos desta região, o primeiro sinal positivo sobre o Pacífico Sul se deu no Dia -5 (não mostrado aqui) e, ao contrário da R1, as anomalias anticiclônicas nesta área se intensificaram ao longo dos dias, tanto em 850 hPa (Dias -4 a 0), quanto em 200 hPa (Dias -4 a 2).

Sobre o sul da América do Sul também foram observadas anomalias de sinal negativo entre os Dias 0 e 2 em 850 hPa e em 200 hPa, assim como na R1. Já na região Sudeste do Brasil, área que abrange a R2, desde o Dia -4 foram observadas anomalias anticiclônicas entre a costa e o oceano. Neste caso, as anomalias ficaram centradas em latitudes um pouco mais ao norte, entre 25 °S e 30 °S (próximo à posição climatológica da Alta subtropical do Atlântico Sul), em comparação aos casos da R1.

Figura 4.7 – Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 850 hPa (m) durante os eventos de OC na R2 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

Outra semelhança entre este núcleo observado no eventos de OC na R1 e na R2, foi a intensificação em altos níveis até o Dia 2 (Figuras 4.4 e 4.8), permanecendo intenso no Dia 3 e enfraquecendo a partir do Dia 4 até o avanço dos sistemas atmosféricos entre os Dias 6 e 7 (Figuras C.3 e C.4 do Apêndice C). Assim, durante a atuação do anticiclone anômalo entre o Oceano Atlântico e o Sudeste do Brasil, o sistema ciclônico não avançou para as latitudes da R2.

Além disso, conforme já discutido no tópico anterior, estas anomalias positivas de HGT, praticamente alinhadas em altos e baixos níveis, favoreceram o movimento subsidente sobre a região, que manteve o tempo estável e inibiu a formação de nuvens. Na Figura 4.9 se confirmou a presença de anomalias positivas de ROL sobre a R2, o que indica que houve grande incidência de radiação solar sobre esta área, aumentando o aquecimento radiativo.

No campo de velocidade média e direção do vento em altos níveis (Figura 4.10), pode-se observar o comportamento da corrente de Jato subtropical em latitudes médias no Hemisfério Sul. Para estes eventos observou-se o desenvolvimento de uma circulação anticiclônica, com os ventos no sentido anti-horário, associada ao núcleo anticiclônico de HGT neste nível (Figura 4.8). Este comportamento foi diferente do que foi analisado na R1, em que houve uma bifurcação na corrente de jato de altos níveis (Figura 4.6). Destaca-se

ainda, que o jato subtropical ficou posicionado um pouco mais ao norte em comparação aos casos da R1, mas, ainda assim, dificultando o avanço de frentes frias de latitudes altas para a R2.

Figura 4.8 – Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R2 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

O padrão de circulação em altos e baixos níveis descrito nos parágrafos anteriores para as OC na R2 é consistente com o anticiclone semi-permanente sobre o Atlântico Sul, frequentemente relacionados aos sistemas de bloqueio (DEGOLA, 2013). Estas características de circulação atmosférica já foram identificadas em estudos anteriores sobre extremos climáticos no Sudeste do Brasil (COELHO et al., 2016; GEIRINHAS et al., 2017; GEIRINHAS et al., 2019). De acordo com Coelho et al. (2016), quando o padrão de onda característico do modo PSA é estabelecido, condições anticiclônicas persistentes tendem a se desenvolver sobre o Atlântico Sul.

Esta composição sinótica também é semelhante ao encontrado por Nogués-Paegle e Mo (1997) para os casos em que há o aumento da convecção sobre o sul do Brasil e inibição da convecção sobre a região da ZCAS durante os meses de verão. A redução na frequência de episódios de ZCAS sobre a região Sudeste é associada com a migração da Alta subtropical do Atlântico Sul para oeste, que pode levar a condições anormalmente quentes e secas nessas regiões (COELHO et al., 2016; GEIRINHAS et al., 2017).

A relação também pode ser confirmada na Figura 4.9, na qual observou-se a presença de um dipolo no campo de anomalia de ROL entre estas duas regiões. Apesar da análise neste tópico não ser sazonal, foi verificado anteriormente (no item 4.1) que as OC na R2 apresentaram uma maior frequência no período do ano em que as temperaturas costumam ser mais elevadas (meses de primavera e verão). Desta forma, torna-se possível afirmar que elas ocorrem predominantemente em dias que há ausência da ZCAS.

Figura 4.9 – Composição defasada das anomalias diárias de radiação de onda longa emitida (W/m^2) durante os eventos de OC na R2 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

Figura 4.10 – Composição da velocidade e direção do vento horizontal (m/s) em 200 hPa durante os eventos de OC na R2 de 1980 a 2016.



4.2.3 Região 3

Por fim, neste item serão mostrados os resultados dos campo meteorológicos para as OC que ocorreram na área total de abrangência deste estudo, ou seja, englobando a R1 e a R2. Portanto, também serão apresentadas as composições defasadas para os campos de anomalias de HGT em 850 hPa, 200 hPa e ROL (Figuras 4.11 a 4.13) e o campo de velocidade média e direção do vento em altos níveis (Figura 4.14).

No campo de HGT em 850 hPa (Figura 4.11), notou-se o sinal do desenvolvimento do trem de ondas quase-estacionário já identificado nos casos anteriores. No entanto, apesar do trem de ondas ter mostrado anomalias positivas e negativas em posições seme-Ihantes às das Figuras 4.4 e 4.7, neste nível não se observou os valores significativos de HGT positivo na região sudeste da América do Sul, principalmente nos Dias -4 e 2.

Figura 4.11 – Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 850 hPa (m) durante os eventos de OC na R3 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

Já na alta atmosfera (Figura 4.12), o trem de ondas se mostrou melhor configurado em comparação à Figura 4.11 nos Dias 0 e 2 da composição defasada, sendo possível associá-lo ao modo PSA. As anomalias do centro anticiclônico no Oceano Pacífico se mantiveram intensas desde o Dia -4 até o Dia 2. Já o núcleo negativo, localizado entre o Pacífico e o extremo sul do continente Sul-Americano, se intensificou nos Dias 0 e 2. As anomalias positivas de HGT sobre a R3 permaneceram intensas até o Dia 4 e se dissiparam entre o Dia 8 e o Dia 9 (Figura C.5 do Apêndice C).

De forma análoga ao observado anteriormente, foi identificado uma diferença na posição do centro anticiclônico localizado no continente Sul-Americano. Nestes casos,

para a OC abranger todo o domínio do estudo, o centro ficou posicionado mais ao Sul em comparação à R2, semelhante à posição do anticiclone mostrado para os eventos na R1. Portanto, pode-se inferir que o posicionamento dos centros positivos interfere na abrangência dos eventos de OC.

Figura 4.12 – Composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R3 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

As anomalias de ROL emitidas durante os eventos que abrangeram todo o domínio subtropical (R3) também se apresentaram menos definidas e menos abrangentes (Figura 4.13) em comparação ao que foi obtido para as outras regiões de estudo (Figura 4.5 e 4.9). Tal resultado, possivelmente se deu em decorrência de esta área abranger duas regiões com características climáticas distintas, comprovando a importância de analisar os casos separadamente dependendo de sua região de atuação. Apesar disso, ficou claro o sinal positivo na ROL emitida na área onde a alta anômala se estabeleceu, enquanto que entre a Argentina e o Uruguai se desenvolveram anomalias negativas de ROL associadas ao núcleo ciclônico.

A Figura 4.14 mostra a velocidade média e direção do vento em 200 hPa para as OC na R3. Na área de abrangência das OC observa-se uma circulação anticiclônica em altos níveis, assim como reportado na R2, dificultando a progressão dos sistemas transientes para médias latitudes. Já a corrente de Jato subtropical apresentou um comportamento bastante semelhante ao que foi mostrado para a R1 (Figura 4.6), se posicionando ao sul da posição climatológica e desviando os sistemas sinóticos da sua trajetória para latitudes mais elevadas.

Figura 4.13 – Composição defasada das anomalias diárias de radiação de onda longa emitida (W/m^2) durante os eventos de OC na R3 de 1980 a 2016. Foram plotadas apenas áreas com anomalias significativas ao nível de 95% com base no teste *T-Student*.



Fonte: Própria autora.

Os resultados aqui apresentados para os campos de circulação atmosférica durante as OC na região subtropical do Brasil apresentaram mecanismos físicos consistentes com os resultados apresentados por Geirinhas et al. (2017), Geirinhas et al. (2019) e Marengo et al. (2022) em áreas de estudo semelhantes. Os autores verificaram em suas análises o desenvolvimento de um trem de ondas entre o Pacífico e o Atlântico Sul, com anomalias positivas de HGT sobre suas regiões de interesse, induzindo movimento subsidente e dificultando o avanço de frentes frias. Além disso, Marengo et al. (2022) também afirmou que as anomalias anticiclônicas na região subtropical da América do Sul apresentaram um padrão quase barotrópico equivalente, relacionado a bloqueios atmosféricos.

Ainda, segundo Geirinhas et al. (2017) e Geirinhas et al. (2019), o aquecimento radiativo e o aquecimento adiabático induzido pelo movimento vertical subsidente foram os principais fatores contribuintes para o desenvolvimento das OC em seu estudo. De acordo com os autores, os ventos promovidos pela circulação anticiclônica resultam na compressão do ar e, consequentemente, no seu aquecimento. Marengo et al. (2022) também não encontraram indícios de que o aquecimento era favorecido ou intensificado pela advecção de temperaturas de outra região. No entanto mais estudos envolvendo a dinâmica da atmosfera são necessários para verificar o papel individual de cada mecanismo nas OC aqui identificadas. Figura 4.14 – Composição da velocidade e direção do vento horizontal (m/s) em 200 hPa durante os eventos de OC na R3 de 1980 a 2016.



Fonte: Própria autora.

4.3 VARIABILIDADE MENSAL DAS ONDAS DE CALOR

Neste tópico serão analisadas as OC identificadas nos domínios deste estudo ao longo dos meses do ano. O objetivo desta análise é identificar possíveis diferenças nas características da atmosfera durante as OC, dependendo do mês de atuação. No corpo do texto serão apresentadas as composições mensais do campo de HGT em 200 hPa para as OC nas três regiões. Esta variável foi escolhida, pois fornece melhor visualização dos resultados em comparação aos níveis mais baixos.

A Figura 4.15 apresenta as composições para o campo de anomalias de HGT em 200 hPa nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro - DJF) nas R1 e R2. Enquanto que a Figura 4.16 apresenta a mesma informação para os eventos de dezembro e janeiro identificados na R3 (não houve OC em fevereiro nesta área). No mês de dezembro na R1 (Figura 4.15) e na R3 (Figura 4.16), o padrão observado no campo de HGT em altos níveis foi pouco intenso, mas houve uma intensificação das anomalias para os eventos dos meses de janeiro e fevereiro.



Figura 4.15 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa durante as OC nas R1 e R2 nos meses de DJF de 1980 a 2016.

Fonte: Própria autora.

Figura 4.16 – Idem Figura 4.15, mas para a R3.



Fonte: Própria autora.

Na R2, o mês de dezembro apresentou uma configuração atmosférica bastante semelhante ao padrão descrito para este domínio no Dia 0 da Figura 4.8. Tanto em 4.15, quanto em 4.8, houve o desenvolvimento de um trem de ondas anômalo no fluxo de oeste, desde o Pacífico Sul e resultando em um núcleo anticiclônico próximo ao sudeste do Brasil. Aqui, novamente, foi possível relacionar este resultado com o padrão apresentado por Nogués-Paegle e Mo (1997) para eventos fracos de ZCAS durante o verão no Sudeste do Brasil.

Apesar das diferenças nas intensidades das anomalias, nestes três meses do verão, foi possível visualizar a atuação de um núcleo anticiclônico próximo ao sudeste da América do Sul, fornecendo condições favoráveis às OC. Estes centros positivos ficaram centrados latitudinalmente mais ao sul para os casos da R1 e mais ao norte para os casos da R2 (semelhante ao que foi discutido na seção anterior). Destaca-se, ainda, que para as OC no mês de janeiro nas R1 e R3 houve o desenvolvimento de um trem de ondas associado ao modo PSA.

Ao longo dos meses de outono (março, abril e maio - MAM), houve uma progressiva intensificação das anomalias de HGT em altos níveis associadas às OC nas R1 e R2 (Figura 4.17). Essa intensificação pôde ser notada, tanto para as anomalias anticiclônicas e ciclônicas que se desenvolveram entre o Pacífico e a América do Sul, quanto para o núcleo positivo atuando entre o continente e o Oceano Atlântico. Desta forma, para ambas as regiões, nos meses de março e abril, apesar de ser observado o desenvolvimento de um trem de ondas na alta atmosfera, as anomalias apresentaram valores pouco intensos.

Já, para os eventos identificados no mês de maio as as anomalias do trem de ondas se intensificaram consideravelmente para as duas regiões, mas principalmente para os casos de OC da R1. Além disso, este foi o mês do outono no qual o trem de ondas relacionado ao modo PSA se mostrou melhor configurado, tanto na R1, quanto na R2. A intensificação das anomalias observadas ao longo destes meses pode ser relacionada à proximidade com o período do inverno. Para que uma OC se desenvolva nesta época do ano precisa-se de anomalias de T_{max} mais intensas, conforme o limiar predefinido na metodologia, portanto também são necessárias anomalias mais intensas nos campos de circulação atmosférica.

Para as OC da R3, o campo de altos níveis (Figura 4.18) apresentou anomalias consideravelmente mais fracas em comparação aos outro domínios (Figura 4.17). No entanto, ainda assim, foi possível observar o desenvolvimento de anomalias anticiclônicas entre a América do Sul e o Atlântico, em áreas semelhantes aos casos da R1, e de anomalias ciclônicas no extremo sul do continente. Nestes casos não foram observadas diferenças consideráveis na composição da atmosfera entre os eventos registrados nos meses de março e maio. Acredita-se que as anomalias para esta área sejam suavizadas pela pouca quantidade de eventos para realizar a composição, dificultando a obtenção de um padrão visualmente bem definido.



Figura 4.17 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa durante as OC nas R1 e R2 nos meses de MAM de 1980 a 2016.

Fonte: Própria autora.

Figura 4.18 – Idem Figura 4.17, mas para a R3.



R3

Fonte: Própria autora.

As composições da HGT em 200 hPa para as OC nos meses de inverno (junho, julho e agosto - JJA) são apresentadas nas Figuras 4.19 (R1 e R2) e 4.20 (R3). De forma geral, estes campos apresentaram anomalias de HGT bem definidas em todos os meses e, tanto na R1, quanto na R2, foi possível visualizar o trem de ondas entre o Oceano Pacífico e o Atlântico, reforçando o papel do modo PSA. Para a R1, as anomalias anticiclônicas entre a América do Sul e o Atlântico foram mais intensas em comparação à R2. Isso possivelmente se deve ao fato de que esta região apresenta o inverno bem definido e, portanto, as anomalias precisam ser mais intensas para gerar uma OC nestes meses. Na R3, também foi possível identificar um sinal do PSA, no entanto com anomalias menos definidas em relação à R1 e R2.

Figura 4.19 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa durante as OC nas R1 e R2 nos meses de JJA de 1980 a 2016.



Fonte: Própria autora.

Figura 4.20 – Idem Figura 4.19, mas para a R3.



Fonte: Própria autora.

Para as OC identificadas nos meses de primavera (setembro, outubro e novembro -SON), os campos de anomalias de HGT em 200 hPa são mostrados nas Figuras 4.21 (R1 e R2) e 4.22 (R3). Nestes meses as composições também apresentaram o desenvolvimento de um trem de ondas associado ao modo PSA. Para as OC na R1, as anomalias mostraram um enfraquecimento progressivo entre os meses de setembro a novembro. No mês de setembro, que ainda apresenta proximidade com o período do inverno, o campo de HGT ainda se mostrou bastante intenso para os eventos da R1, mas as anomalias voltaram a diminuir nos meses de outubro e novembro, quando se aproxima o período do verão. Já para as R2 e R3, as variações na intensidade das anomalias ao longo dos meses de primavera foram menos expressivas em comparação à R1.



Figura 4.21 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa durante as OC nas R1 e R2 nos meses de SON de 1980 a 2016.

Fonte: Própria autora.

Figura 4.22 – Idem Figura 4.21, mas para a R3.



R3

Fonte: Própria autora.

4.4 DIAGRAMAS ESQUEMÁTICOS DOS EVENTOS DE ONDA DE CALOR

Com o intuito de sintetizar os resultados obtidos a partir da análise da climatologia sinótica das OC (item 4.2), foram criados diagramas esquemáticos (Figuras 4.23 e 4.24). Os diagramas destacam o conjunto dos principais mecanismos físicos da atmosfera, em altos e baixos níveis, que levaram ao desenvolvimento do fenômeno nas R1 e R2. Aqui, não foram considerados os eventos que abrangeram todo o domínio da região subtropical (R3), uma vez que as composições apresentaram uma mescla dos mecanismos reportados na R1 e R2.

A Figura 4.23 apresenta o diagrama esquemático que se refere aos principais padrões atmosféricos identificados durante às OC registradas na R1. Tanto em baixos (850 hPa), quanto em altos níveis (200 hPa) da atmosfera, o diagrama exibe as anomalias positivas de altura geopotencial (em tons de rosa) em latitudes próximas à R1. Esta anomalias positivas representam o estabelecimento do núcleo anticiclônico sobre latitudes subtropicais da América do Sul, próximo à area afetada.

Figura 4.23 – Diagrama esquemático mostrando os principais padrões observados em altos e baixos níveis atmosféricos durante as OC identificadas na R1.



Fonte: Própria autora.

Na camada de 200 hPa, o núcleo positivo gerou uma bifurcação na corrente de jato, representada pelas setas em roxo, interrompendo o fluxo zonal de oeste e modificando a progressão de sistemas meteorológicos transientes. Com isso, o centro de anomalias negativas (em tons de azul), que pode ser observado em altos e baixos níveis no extremo Sul do continente, é impedido de avançar em direção a latitudes subtropicais, permanecendo quase-estacionário. Com o escoamento bloqueado, condições de tempo persistentes se desenvolvem na R1.

Além disso, o centro de anomalias positivas em altos níveis indica uma região de convergência do ar em altos níveis, resultando em movimento de ar subsidente da alta para a baixa atmosfera. O movimento subsidente, representado pelas setas verdes no sentido descendente, também pode ser confirmado através da presença de anomalia positiva em 850 hPa. Com isso, o ar mais frio dos níveis mais altos, descende e aquece por compressão adiabática.

O movimento subsidente também inibe a formação de nuvens, aumentando o aquecimento diurno através da grande incidência de radiação solar na região afetada (aquecimento diabático). Além disso, a circulação anticiclônica na baixa atmosfera tende a favorecer o transporte de calor de latitudes menores em direção a latitudes mais elevadas, o que também gera um aumento das temperaturas na região subtropical.

Assim como para os eventos da R1, a Figura 4.24 exibe o diagrama esquemático dos principais padrões atmosféricos identificados durante as OC que ocorreram na R2. Para o desenvolvimento destes eventos, também houve o estabelecimento de um anticicone anômalo em altos e baixos níveis, localizado próximo ao sudeste do Brasil. Neste caso, não houve uma bifurcação na corrente de jato de altos níveis como na Figura 4.23. As setas em roxo indicam o desvio do jato subtropical, provocado pela circulação anticiclônica, o que modifica o escoamento de oeste e a progressão normal dos sistemas transientes.

De maneira análoga à R1, o diagrama indica a presença de movimento subsidente sobre a região afetada pela OC, favorecendo o aquecimento por compressão adiabática e também pelo aumento na incidência de radiação solar, já que a subsidência inibe a formação de nuvens no local. Novamente, sem que sistemas sinóticos como as frentes frias avancem em direção à latitudes menores, condições persistentes de tempo estável e temperaturas elevadas se desenvolvem sobre a R2.



Figura 4.24 – Diagrama esquemático mostrando os principais padrões observados em altos e baixos níveis atmosféricos durante as OC identificadas na R2.

Fonte: Própria autora.

5 ESTUDOS DE CASO

5.1 CASO 1: ONDA DE CALOR EM JANEIRO DE 2022

Durante o mês de janeiro de 2022 a temperatura média global atingiu a marca de 0,89 °C acima da média do século 20 e, de acordo com a NOAA (2022), classificou-se como o sexto janeiro com temperaturas mais elevadas desde o início dos registros, em 1880. Em grande parte do território da América do Sul, as temperaturas ficaram muito acima da média, com anomalias de 1,35 °C. Este foi o segundo janeiro mais quente já registrado no continente, ficando atrás apenas do janeiro de 2016, quando as temperaturas atingiram anomalias de 1,55 °C.

Durante este mês, uma intensa OC afetou a região central do continente Sul-Americano, levando a região Sul do Brasil a registrar temperaturas extremas. O Rio Grande do Sul foi o estado mais afetado, com temperaturas variando em torno dos 40 °C em diversas cidades, superando os 42 °C na fronteira oeste do estado e atingindo marcas de até 11 °C acima da média do mês de janeiro, de acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) (2022).

Estas temperaturas extremas, que persistiram por diversos dias consecutivos, causaram impactos significativos no Rio Grande do Sul, como prejuízos na agricultura, agravamento na situação da estiagem (SEMA, 2022) e aumento de 214% no número de incêndios, em comparação ao mesmo período em 2021, segundo dados do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Esta OC foi selecionada tendo em vista a sua singularidade, já que o evento apresentou mudanças em seus padrões atmosféricos durante o período de atuação. Além disso, a OC se destacou pela sua intensidade e elevada persistência em uma área que abrange a R1 deste estudo. Assim, a presente seção tem como objetivo descrever detalhadamente o comportamento da atmosfera ao longo do evento, dividindo a OC em dois períodos, além de identificar possíveis relações com variabilidades naturais do clima.

5.1.1 Identificação e caracterização do evento

Para a identificação desta OC, a metodologia proposta neste estudo, descrita no item 3.2, foi aplicada sobre a série temporal de anomalias diárias de T_{max} registradas na R1 em janeiro de 2022. Na Figura 5.1(a) pode-se observar o padrão de distribuição das anomalias diárias de T_{max} durante os meses de janeiro desde 1980 até 2019 e o respectivo P90 deste mês, que corresponde a uma anomalia de 2,83 °C. A Figura 5.1(b) mostra o

número de dias consecutivos em que as anomalias permaneceram acima do limiar e o respectivo P90 para a duração de uma OC neste mês, que, de acordo com os dados do CPC, foi de 4 dias.

Figura 5.1 – Boxplot da distribuição das anomalias diárias de T_{max} (CPC) (a) e das suas respectivas persistências acima do limiar (b) durante o mês de janeiro de 1980 a 2019 na Região 1. As linhas tracejadas em vermelho representam os valores do P90.



Fonte: Própria autora.

A partir dos limiares definidos com base na climatologia da T_{max} na R1, e aplicados sobre a série temporal de dados, os critérios para a classificação como OC foram satisfeitos, sendo que as anomalias diárias de T_{max} permaneceram acima do P90 de 2,83 °C por um período superior a 4 dias consecutivos.

Este comportamento é mostrado na Figura 5.2 e é possível observar uma elevação gradual das temperaturas a partir do dia 5 de janeiro, ultrapassando o P90 no dia 11 e permanecendo acima deste limiar até o dia 26, totalizando 16 dias de persistência. Entre os dias 16 e 18, destaca-se um declínio nas temperaturas, mas ainda persistindo acima do P90. No dia 19 as anomalias voltaram a se intensificar até o dia 22, quando atingiram o valor de 7,3 °C acima da climatologia (valor médio englobando toda a R1), pico da OC.

A Figura 5.3 mostra as anomalias de T_{max} em pontos de grade no Brasil, com destaque para a Região 1, durante a primeira (11 a 15 de janeiro) e a segunda semana (16 a 26) de atuação da OC (Figura 5.3 a e b, respectivamente). É possível observar que, ao longo da primeira semana o Rio Grande do Sul foi o estado mais afetado, com anomalias entre 6 °C e 8 °C em áreas mais ao sul, próximo à divisa com o Uruguai, sendo que, dentro desta área, alguns pontos chegaram a registrar anomalias entre 8 °C e 10 °C.

No restante do estado, que engloba a maioria das regiões, a T_{max} se manteve entre 4°C a 6°C acima da média durante este período. Nas demais áreas da R1, as anomalias de T_{max} foram um pouco menos intensas e apresentaram valores entre 2°C e 4°C acima da média no oeste de Santa Catarina e em áreas próximas à divisa com o Rio Grande do Sul e, também, no oeste do Paraná.

Figura 5.2 – Série temporal média das anomalias diárias de T_{max} (°C) entre os dias 5 e 27 de janeiro de 2022 na Região 1. A linha tracejada em azul representa o valor do P90.



Fonte: Própria autora.

Figura 5.3 – Composição das anomalias diárias de T_{max} (°C) em cada ponto de grade entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022.



Fonte: Própria autora.

Na segunda semana (Figura 5.3 b), as anomalias de T_{max} se intensificaram e atingiram valores entre 4°C e 8°C em boa parte da R1. Na maior parte do Rio Grande do Sul, extremo sul de Santa Catarina e pontos no extremo oeste do Paraná apresentaram valores entre 6°C e 8°C. No restante da R1, as anomalias variaram entre 4°C e 6°C na maioria das áreas e entre 2°C e 4°C no leste do Paraná e nordeste de Santa Catarina.

No Rio Grande do Sul, em alguns pontos na fronteira oeste as anomalias atingiram valores entre 8°C e 10°C. Durante este período, as estações meteorológicas do INMET registraram T_{max} superiores a 42°C nas cidades de Uruguaiana, São Borja e São Luiz

Gonzaga, todas na fronteira oeste do estado. No entanto, em áreas localizadas ao sul do Rio Grande do Sul, a média das anomalias de T_{max} apresentou valores um pouco menos intensos (entre 2°C e 6°C) em comparação ao restante do estado. Acredita-se que tal comportamento seja devido à influência do avanço de uma frente fria sobre estas áreas a partir do dia 26 de janeiro e avançando para as demais regiões apenas no dia 27 (fato que será discutido no item 5.1.2).

5.1.2 Composição da Atmosfera

Com o intuito de visualizar o comportamento da atmosfera durante este evento, as figuras 5.4 a 5.9 apresentam as composições dos campos médios de anomalias diárias de pressão ao nível médio do mar (PNMM), altura geopotencial (HGT) em 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa, além dos campos de vento e umidade específica em 850 hPa e velocidade do vento horizontal em 200 hPa. Todas as figuras serão mostradas para o primeiro e para o segundo período da OC.

Nas Figuras 5.4 a e b, foi possível observar o comportamento das anomalias de PNMM entre os dias 11 e 15, e entre os dias 16 e 26 de janeiro de 2022, respectivamente. Em 5.4(a) observa-se um intenso trem de ondas que se desenvolveu em latitudes médias no Hemisfério Sul, no qual destaca-se um centro de anomalias positivas de PNMM que se estabeleceu sobre o Oceano Pacífico Sul, centrado em torno de 55 °S e 115 °W, seguido por um núcleo negativo na costa oeste da América do Sul.

No segundo período, mostrado na Figura 5.4(b), o trem de ondas se mostrou menos intenso em comparação ao período anterior, mas com os sistemas atuando em posições semelhantes. O centro anômalo de alta pressão permaneceu atuando sobre o Pacífico Sul, mas houve um alongamento zonal deste sistema, além de um pequeno avanço em direção a leste, se aproximando do continente Sul-americano e ficando centrado em 55 °S e 100 °W, aproximadamente.

Ainda através da análise deste campo de superfície, foi possível notar uma mudança no padrão das anomalias de PNMM sobre a América do Sul entre os dois períodos. Em 5.4(a) pode-se observar a atuação de anomalias positivas de PNMM, porém pouco intensas, sobre a região subtropical do Brasil, com centro em torno de 30°S e 55°W, e anomalias negativas sobre a Argentina. Já, na segunda semana (Figura 5.4 b), o centro de anomalias anticiclônicas se encontrava sobre o Oceano Atlântico, próximo à costa do Brasil, enquanto as anomalias ciclônicas se aproximaram do Rio Grande do Sul. Figura 5.4 – Composição das anomalias diárias de pressão ao nível médio do mar (hPa) entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022.



Fonte: Própria autora.

Em 850 hPa, o padrão observado nos campos de anomalias de altura geopotencial (Figura 5.5) foi bastante semelhante ao descrito para as anomalias de PNMM, no entanto com as anomalias positivas de HGT em 850 hPa sobre o Pacífico Sul posicionadas um pouco mais a oeste em comparação ao campo de superfície. Na Figura 5.5(a), o centro de anomalias anticiclônicas ficou centrado aproximadamente em 55 °S e 120 °W, enquanto que em 5.5(b) o centro se estabeleceu em torno de 55 °S e 105 °W.

Sobre a América do Sul, o padrão também se manteve nos dois períodos da análise, apresentando anomalias positivas de HGT 850 sobre a região subtropical do Brasil (Figura 5.5 a), com uma abrangência espacial maior em comparação às anomalias de PNMM mostradas na Figura 5.4(a). Já no segundo período (Figura 5.5 b), se destacam novamente as anomalias de sinal contrário: positivas sobre o Oceano Atlântico, próximo à costa da região Sul do Brasil e negativas sobre a Argentina.

Durante a atuação desta OC, operacionalmente, notou-se que houve uma mudança no padrão de circulação da atmosfera em baixos níveis. No primeiro período houve o predomínio de uma massa de ar seco sobre a região de estudo, enquanto que no segundo período houve fluxo de umidade da Amazônia, que, juntamente com o calor, favoreceu o desenvolvimento de instabilidades sobre o Rio Grande do Sul.

Em decorrência desta observação, com a intenção de verificar a circulação dos ventos em 850 hPa e a quantidade de umidade na atmosfera durante o evento, a Figura 5.6 mostra a composição dos campos do vento horizontal e umidade específica (g/kg)

neste nível. Novamente se destacou a diferença no padrão de circulação entre os dois períodos analisados. Durante o primeiro período (Figura 5.6 a) observa-se a presença de uma circulação anticiclônica localizada próximo à região Sudeste do Brasil, enquanto que no segundo período (Figura 5.6 b) a circulação ficou centrada um pouco mais ao sul, próximo à costa da região Sul do país.

Figura 5.5 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 850 hPa entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022.



Fonte: Própria autora.

Na Figura 5.6 também foi possível notar uma intensificação dos ventos no sentido meridional, de norte para sul, além do aumento de umidade específica no segundo período, especialmente no Rio Grande do Sul. Tal padrão mostra uma configuração semelhante com a dos Jatos de Baixos Níveis (JBN), que se caracterizam por realizar o transporte de calor e umidade de latitudes tropicais para latitudes subtropicais (MARENGO et al., 2004). Ou seja, além de transportar umidade da região Amazônica, esta circulação favoreceu a advecção de ar quente de latitudes mais baixas em direção aos subtrópicos no segundo período (Figura 5.6 b), quando as temperaturas ficaram ainda mais elevadas.

Figura 5.6 – Composição da umidade específica (g/kg) e direção do vento em 850 hPa na América do Sul entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022.





Em médios e altos níveis, através dos campos de anomalias de HGT em 500 hPa (Figura 5.7) e HGT em 200 hPa (Figura 5.8), respectivamente, também foi possível observar o desenvolvimento de um trem de ondas em médias latitudes no Hemisfério Sul. No entanto, em médios níveis, ao contrários do que foi descrito nas figuras anteriores, o trem de ondas se manteve intenso durante os dois períodos da OC. Ainda em 500 hPa, na Figura 5.7(b), foi notado o desenvolvimento de um segundo núcleo positivo próximo à Nova Zelândia, associado ao prolongamento do intenso centro que atuava sobre o Pacífico Sudeste.

Em 200 hPa, o trem de ondas que se desenvolveu em médias latitudes apresentou anomalias de HGT menos destacadas em comparação com o que foi verificado em baixos e médios níveis. Entretanto, neste nível, o centro de anomalias anticiclônicas próximo à Nova Zelândia, citado em 5.7(b) pôde ser visualizado ao longo de todo o período de atuação da OC (Figura 5.8 a e b). Já, sobre a América do Sul, tanto em médios, quanto em altos níveis, as anomalias positivas de HGT se destacaram consideravelmente. Estes centros se mostraram mais intensos e com uma abrangência espacial maior, em comparação aos níveis mais baixos.

Figura 5.7 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 500 hPa entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022.



Fonte: Própria autora.

Figura 5.8 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022.



Fonte: Própria autora.

Outra variável analisada na alta atmosfera foi a velocidade e direção do vento horizontal em 200 hPa. As Figuras 5.9 a e b apresentam o resultado na primeira e na segunda semana da OC. Assim, foi possível visualizar a circulação atmosférica em altos níveis e o comportamento do Jato subtropical, que exerce uma importante função como guia de ondas de Rossby (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997), sendo um dos responsáveis pela propagação de sistemas sinóticos de latitudes altas para os subtrópicos.

Em ambos períodos, notou-se uma bifurcação na corrente de jato de altos níveis no local onde o anticiclone anômalo se manteve posicionado no Pacífico Sul. Além disso, na região do continente Sul Americano, o núcleo mais intenso do jato ficou posicionado ao sul da R1, circundando o anticiclone atuante nesta região. Esta composição apresentada pela circulação em altos níveis, mostra uma importante característica dos sistemas de bloqueio atmosférico (REX, 1950; CASARIN; KOUSKY, 1982), que interrompe o escoamento de oeste para leste e, consequentemente, modifica a progressão de sistemas sinóticos.

Figura 5.9 – Composição da velocidade e direção do vento horizontal (m/s) em 200 hPa entre os dias (a) 11 e 15 de janeiro e (b) 16 e 26 de janeiro de 2022.



Fonte: Própria autora.

Além deste comportamento visualizado em 200 hPa, outras características relacionadas aos bloqueios foram notadas nesta análise. O centro de anomalias de circulação anticiclônicas, que se estabeleceu sobre o Pacífico Sul, permaneceu atuando por um período prolongado, que envolveu toda a atuação da OC. Este sistema avançou lentamente, com uma pequena variação latitudinal em seu centro, principalmente na primeira semana, se caracterizando como um anticiclone quase-estacionário. Além disso, este centro ficou posicionado ao sul da posição climatológica das Altas Subtropicais, em uma área condizente com o desenvolvimento de bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul (CASARIN; KOUSKY, 1982; AMBRIZZI; MARQUES; NASCIMENTO, 2009). Destaca-se, ainda, que nos níveis verticais analisados, os sistemas se mantiveram posicionados em latitudes e longitudes semelhantes. Ou seja, os centros de anomalias positivas e negativas permaneceram praticamente alinhados na vertical, atuando em altos e baixos níveis, mostrando um comportamento barotrópico equivalente da atmosfera, também característico dos bloqueios (OLIVEIRA, 2011).

Sendo assim, com o fluxo de oeste interrompido, não houve passagem de frentes frias sobre a R1 entre os dias 11 e 26 de janeiro e um sistema de anomalias anticiclônicas entre o continente e o Atlântico Sul, em todos os níveis verticais analisados, permaneceu influenciando as condições de tempo nesta área. O nível de 200 hPa foi o que apresentou as anomalias positivas mais evidentes sobre a América do Sul, demonstrando o intenso movimento subsidente sobre a região.

Este movimento vertical subsidente favoreceu o aquecimento adiabático por compressão da parcela de ar, além de inibir a formação de nebulosidade e, consequentemente, aumentar a incidência de radiação solar na superfície, o que contribuiu para a elevação das temperaturas. Além disso, como já discutido nos parágrafos anteriores, a circulação anticiclônica na baixa troposfera (Figura 5.6) favoreceu a advecção de ar quente de latitudes menores para os subtrópicos, através de um escoamento do quadrante norte.

Um padrão semelhante ao descrito neste estudo de caso, foi reportado por Geirinhas et al. (2019). Os autores analisaram a circulação atmosférica durante uma OC registrada em 2010 no Rio de Janeiro e também verificaram o estabelecimento de um trem de ondas quase-estacionário sobre o Oceano Pacifico e anomalias positivas no campo de HGT em 500 hPa sobre a região afetada.

Em outros países, como a Argentina, também na região subtropical da América do Sul, Rusticucci e Vargas (1995) e Campetella e Rusticucci (1998) ressaltaram a importante contribuição da circulação de norte ou noroeste, que advecta ar quente de latitudes menores, durante as OC nos meses de verão. Já em outras regiões do Hemisfério Sul, como a Austrália, alguns autores (PEZZA; RENSCH; W, 2012; PARKER; BERRY; REEDER, 2014) também mostraram a relação entre as OC, o estabelecimento de um anticiclone quase-estacionário e o escoamento de norte.

5.2 CASO 2: ONDA DE CALOR EM MARÇO DE 2020

Durante o mês de março de 2020, um período prolongado com temperaturas extremas afetou a região Sul do Brasil. Dias antes deste fenômeno se estabelecer, um episódio da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) se configurou no Sudeste do país. De acordo com o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), a ZCAS favoreceu elevados volumes de chuva em latitudes semelhantes à R2 deste estudo entre os dias 27 de fevereiro e 09 de março de 2020. Na literatura, alguns estudos mostraram que a ZCAS desempenha um importante papel na dinâmica da atmosfera, precedendo o desenvolvimento de 73% das OC que se desenvolvem na região central da Argentina durante o período do verão (CERNE; VERA, 2010). No Brasil, Reis (2017) avaliou o papel da ZCAS sobre as anomalias de temperatura máxima na região Subtropical do país. Segundo a autora, a intensificação de eventos de ZCAS no Sudeste, favoreceram o aumento da temperatura na região Sul.

De acordo com a pesquisa, isso ocorre devido ao estabelecimento de um padrão dipolo sobre a América do Sul, com um centro de baixa pressão localizado sobre a posição climatológica da ZCAS e uma alta pressão anômala quase estacionária localizada ao sul do continente. Assim, as condições persistentes de céu claro nos subtrópicos podem gerar intensas anomalias de temperatura na região.

Apesar do escopo deste trabalho não envolver relacionar os dois fenômenos, este evento foi selecionado, tendo em vista a possível ligação entre o estabelecimento da ZCAS, que se configurou em uma região análoga à R2, e o posterior desenvolvimento da OC na R1. Assim, além da aplicação da metodologia para identificação da OC, a presente seção apresentará uma descrição detalhada dos sistemas meteorológicos atuantes durante a OC e, posteriormente, o Capítulo 6 apresentará a simulação numérica deste caso.

5.2.1 Identificação e caracterização do evento

Assim como no caso anterior (descrito no item 5.1), para identificar e determinar o período de atuação desta OC, os percentis definidos através da metodologia proposta foram aplicados sobre a série temporal de anomalias diárias de T_{max} registradas na R1 em março de 2020, obtidos do CPC (descritos na seção 3.1.1). Na Figura 5.10(a) pode-se observar a distribuição das anomalias diárias de T_{max} durante os meses de março desde 1980 até 2019.

O percentil delimitado para selecionar os valores extremos no mês de março corresponde a uma anomalia de 2,79 °C, representado pela linha tracejada. A Figura 5.10(b) mostra o número de dias consecutivos em que essas temperaturas extremas permaneceram acima do seu limiar nos meses de março de 1980 a 2019. E, a partir deste padrão de comportamento, obteve-se o P90 para definir a persistência mínima do evento, que corresponde a 4 dias.

A Figura 5.11, mostra a série temporal das anomalias de T_{max} entre os dias 5 e 16 de março de 2020. A partir do dia 5, as anomalias aumentaram gradualmente e ultrapassaram o P90 de 2,79 °C no dia 8. Estas anomalias permaneceram acima do limiar, consecutivamente, até o dia 14, totalizando 7 dias de atuação do evento.

A Figura 5.12 mostra as anomalias de T_{max} em pontos de grade no Brasil entre os dias 8 e 14 de março de 2020, destacando a Região 1 deste estudo. Ao longo deste

Figura 5.10 – Boxplot da distribuição das anomalias diárias de T_{max} (CPC) (a) e das suas respectivas persistências acima do limiar (b) durante o mês de março de 1980 a 2019 na Região 1. As linhas tracejadas em vermelho representam os valores do P90.



Fonte: Própria autora.

Figura 5.11 – Série temporal média das anomalias diárias de T_{max} (°C) entre os dias 4 e 17 de março de 2020 na Região 1. A linha tracejada em azul representa o valor do P90.



Fonte: Própria autora.

período, a T_{max} permaneceu acima da média em toda a R1, sendo que os valores mais extremos abrangeram o estado do Rio Grande do Sul, onde a maioria dos pontos de grade apresentou anomalias entre 6°C e 8°C, com alguns pontos atingindo até 10 °C acima da média. No restante do Rio Grande do Sul, centro-oeste do estado de Santa Catarina e oeste do Paraná a maioria dos pontos apresentou T_{max} entre 4°C e 6°C acima da média. Já nas demais áreas da R1, as anomalias foram um pouco menos intensas, variando entre 2° C e 4° C na maioria dos pontos de grade.

Figura 5.12 – Composição das anomalias diárias de T_{max} (°C) em cada ponto de grade entre os dias 08 e 14 de março de 2020.



OC: 08 a 14 de março de 2020

Fonte: Própria autora.

5.2.2 Composição da Atmosfera

Para descrever os sistemas meteorológicos atuantes entre os dias 08 e 14 de março de 2020, as Figuras 5.13 a 5.18 apresentam as composições dos campos médios de anomalias diárias de pressão ao nível médio do mar (PNMM), altura geopotencial (HGT) em 850 hPa, 500 hPa e em 200 hPa, velocidade do vento horizontal em 200 hPa e anomalias diária de radiação de onda longa (ROL), respectivamente.

No campo de superfície, mostrado na Figura 5.13, um intenso anticiclone anômalo se estabeleceu entre o sul do continente Sul-Americano e o Oceano Atlântico, impedindo a passagem de sistemas sinóticos para latitudes médias e baixas, mantendo-os, então, sobre as latitudes mais elevadas. Já no Oceano Pacífico, dois centros se destacaram, um anticiclone anômalo no Pacífico central, porém menos intenso em comparação ao anticiclone que se estabeleceu sobre o Atlântico, e um intenso centro de anomalias ciclônicas em latitudes mais elevadas, entre a Antártica e o sul da América do Sul. Figura 5.13 – Composição das anomalias diárias de pressão ao nível médio do mar (hPa) durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020.





Fonte: Própria autora.

Estes três sistemas atuantes apresentaram um alongamento no sentido meridional. Este comportamento evidencia que durante a atuação desta OC houve uma mudança fluxo zonal de oeste. Ou seja, como os sistemas não progrediram normalmente em direção a leste, se intensificaram na sua posição de atuação e, consequente, houve este alongamento longitudinal.

Em 850 hPa, o padrão obtido nos campos de anomalias de altura geopotencial (Figura 5.14) foi semelhante ao campo de anomalias de PNMM, descrito anteriormente na Figura 5.13. Apesar disso, as anomalias negativas de HGT em 850 hPa sobre o Pacífico Sul encontram-se posicionadas mais a oeste quando comparadas ao campo de PNMM, evidenciando que há uma inclinação vertical destes sistemas, característico de uma atmosfera baroclínica. Já sobre o Atlântico Sul, as anomalias anticiclônicas de PNMM e HGT em 850 hPa encontram-se em fase, ou seja, verticalmente alinhadas porém a anomalia de HGT abrange uma área maior.

Sobre a América do Sul, observou-se o desenvolvimento de um núcleo de anomalias positivas de HGT em 850 hPa sobre a região Sul do Brasil, enquanto que em superfície as anomalias que mais se destacaram ficaram localizadas sobre o oceano, próximo à costa do Sudeste brasileiro. Além disso, destaca-se a presença de dois núcleos ciclônicos localizados no Pacífico Sul (em torno de 40 °S e 90 °W), próximo ao continente Sul-Americano, e no Atlântico Sul (próximo a 50 °S e 40 °W). Figura 5.14 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 850 hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020.





Fonte: Própria autora.

Analisando a composição das anomalias diárias de HGT em 500 hPa e em 200 hPa (Figuras 5.15 e 5.16), foi identificado o desenvolvimento de um trem de ondas entre médias e altas latitudes no Hemisfério Sul, com as anomalias ainda mais evidentes, principalmente em altos níveis, em comparação aos níveis mais baixos. Novamente, destacou-se a atuação de um núcleo anticiclônico entre a região subtropical da América do Sul e o Oceano Atlântico e dois núcleos negativos localizados próximo à costa sudoeste e sudeste do continente. Porém, tanto em médios quanto em altos níveis, as anomalias anticiclônicas mais intensas ficaram posicionadas entre a Argentina e o Uruguai, enquanto que em 850 hPa as anomalias mais intensas ficaram centradas sobre a região Sul do Brasil (Figura 5.14).

Além disso, ambas as figuras apresentaram o desenvolvimento de anomalias negativas de HGT na região da ZCAS, característica que não foi evidenciada nos níveis mais baixos da atmosfera, analisados anteriormente. Estas anomalias de sinal contrário nas R1 e R2 são condizentes ao padrão dipolo mostrado por Cerne e Vera (2010) para os eventos de OC que se desenvolveram na região subtropical da América do Sul em associação com uma ZCAS ativa.

Ainda em 200 hPa, mas agora analisando a composição da velocidade média e direção do vento horizontal (Figura 5.17), foi possível identificar uma intensificação dos ventos nas regiões onde estão posicionadas as anomalia negativas de HGT neste nível. Desta forma, o setor mais intenso da corrente do Jato subtropical, que ajuda a propagar os sistemas transientes para leste (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997), ficou posicionado sobre o sul da América do Sul. De maneira geral, esta configuração impediu que os sistemas sinóticos avançassem em direção à R1.
Figura 5.15 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 500 hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020.





Fonte: Própria autora.

Figura 5.16 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020.



Fonte: Própria autora.

Por fim, analisando a composição das anomalias diárias de ROL no Hemisfério Sul durante esta OC (Figura 5.18), observou-se uma extensa área com anomalias positivas no centro-sul do Brasil. Isso ocorre em resposta ao comportamento da atmosfera durante este período. Uma vez que um anticiclone anômalo se estabeleceu sobre o sudeste da América do SUI em baixos, médios e altos níveis, o avanço dos sistemas transientes é dificultado. Além disso, o movimento subsidente tende a predominar nestas áreas de anomalias positivas, inibindo a nebulosidade e fazendo com que a emissão de ROL seja maior. Em contrapartida, anomalias negativas de ROL foram observadas na região de atuação da

ZCAS, que precedeu o desenvolvimento da OC, indicando que havia movimento ascendente em decorrência da convecção no local.

Pode-se concluir que, assim como para a análise climatológica, neste caso também foi observado o desenvolvimento de um trem de ondas entre o Oceano Pacífico Sul e o Atlântico Sul. A configuração das ondas em médios níveis, entre o Pacífico e o Atlântico, mostra um padrão semelhante aos observados nos bloqueios atmosféricos do tipo omega (invertido no Hemisfério Sul). Além disso, este padrão foi visualizado também em baixos e altos níveis, o que indica um comportamento barotrópico equivalente da atmosfera, também característico dos sistemas de bloqueio (REX, 1950; LOON, 1956; CASARIN; KOUSKY, 1982; AMBRIZZI; MARQUES; NASCIMENTO, 2009; OLIVEIRA, 2011).

O estabelecimento das anomalias anticiclônicas sobre o continente Sul-Americano desviou a corrente de jato para latitudes mais elevadas, modificando o fluxo de oeste e dificultando o avanço de sistemas frontais para latitudes menores, o que garantiu a persistência das temperaturas extremas. Somado a isso, o aquecimento adiabático gerado pelo movimento subsidente e o aquecimento diurno, devido ao aumento na incidência de radiação solar, são fatores que favoreceram o aumento da temperatura na R1.

Figura 5.17 – Composição das anomalias diárias radiação de onda longa (W/m^2) durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020.



OC: 08/03 a 14/03 de 2020

Fonte: Própria autora.

6 SIMULAÇÃO NUMÉRICA UTILIZANDO O MODELO IGCM DREAM

Com o intuito de identificar uma possível forçante remota para o evento de OC que ocorreu na R1 entre 08 e 14 de março de 2020 (analisado no item 5.2), foi realizada uma simulação numérica deste caso. O experimento foi executado através do modelo IGCM DREAM, que se caracteriza por ser um modelo dinâmico simples e por conseguir simular de maneira satisfatória os fenômenos meteorológicos. Portanto, neste tópico serão discutidos os campos meteorológicos resultantes da simulação.

As Figuras 6.1, 6.3 e 6.5 apresentam os campos médios de anomalias de HGT reproduzidos pelo modelo durante a atuação da OC, nos mesmos níveis atmosféricos que foram analisados os dados de reanálise: 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa. Já as Figuras 6.2, 6.4 e 6.6 apresentam a comparação entre os campos de reanálise e simulados destas mesmas variáveis quatro dias antes do início do evento (04 de março), dia em que a forçante térmica foi incluída no estado básico (descrito no item 3.2 da metodologia), ou seja, início da simulação. E, por fim, a Figura 6.7 mostra as anomalias diárias da velocidade vertical em 500 hPa durante a OC observada (Figura 6.7 a) e simulada (Figura 6.7 b).

Na Figura 6.1 pode-se observar o desenvolvimento de um trem de ondas sobre o Hemisfério Sul, que resultou no estabelecimento de um centro anticiclônico sobre latitudes subtropicais da América do Sul, além de dois núcleos ciclônicos posicionados a leste e a oeste deste. Estas anomalias sobre o continente são similares, tanto em posição, quanto em intensidade, ao padrão que foi mostrado anteriormente na reanálise (Figura 5.14 do item 5.2). No entanto, a estrutura do trem de ondas hemisférico em 850 hPa não foi bem reproduzida na composição do evento.

Figura 6.1 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 850 hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020 simulado pelo modelo IGCM DREAM.





A Figura 6.2, mostra o campo da reanálise e o simulado (Figuras a e b, respectivamente) de anomalias HGT em 850 hPa no dia inicial da simulação. Comparando as duas figuras, pode-se dizer que todo o padrão atmosférico foi bem representado. Ou seja, o modelo reproduziu as anomalias sobre o continente e, também, o trem de ondas de Rossby sobre o HS. Porém, assim como na Figura 6.1, a intensidade das anomalias foi subestimada neste nível atmosférico.

Figura 6.2 – Campos das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 850 hPa no dia 04 de março de 2020 de acordo com os (a) dados da reanálise do ERA-5 e com a (b) simulação pelo modelo IGCM DREAM.



DREAM: Anomalias diárias de HGT em 850 hPa (m)

Fonte: Própria autora.

Em médios níveis (Figura 6.3), semelhante ao que foi discutido para a análise em 850 hPa, o modelo reproduziu o padrão sobre a América do Sul, com um núcleo positivo sobre o continente e os núcleos negativos sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico, porém, na média para a OC, não reproduziu o trem de ondas encontrado na Figura 5.15. Além disso, a intensidade das anomalias foram superestimadas em comparação à reanálise.

Na comparação entre a reanálise (Figura 6.4 a) e o simulado (Figura 6.4 b) no dia 04 de março em 500 hPa, a estrutura de ambos os campos foi bastante semelhante. Nas duas figuras é possível observar o desenvolvimento de um trem de ondas desde o Oceano Índico até o Atlântico, com anomalias de mesmo sinal e magnitude e centradas em latitudes e longitudes similares.

Figura 6.3 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 500 hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020 simulado pelo modelo IGCM DREAM.



OC: 08/03 a 14/03 de 2020

Fonte: Própria autora.

Figura 6.4 – Campos das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 500 hPa no dia 04 de março de 2020 de acordo com os (a) dados da reanálise do ERA-5 e com a (b) simulação pelo modelo IGCM DREAM.





Fonte: Própria autora.

Em altos níveis (Figura 6.5) a representação do campo médio de anomalias de de HGT obtida através da simulação apresentou uma estrutura atmosférica ainda melhor. Ou seja, uma configuração mais próxima em comparação ao que foi mostrado na análise feita através dos dados de reanálise (Figura 5.16), porém a intensidade das anomalias foi superestimada novamente.

Figura 6.5 – Composição das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020 simulado pelo modelo IGCM DREAM.



Fonte: Própria autora.

A comparação entre os campos de HGT em 200 hPa obtidos através da reanálise e da simulação são apresentados nas Figuras 6.6 a e b, respectivamente. Esta variável foi a que apresentou melhor resultado neste experimento. Pode-se observar que os núcleos positivos e negativos na Figura 6.6(b) apresentaram posições semelhantes aos núcleos da Figura 6.6(a), tanto ao longo do trem de ondas hemisférico quanto nas proximidades da América do Sul. Além disso da boa representação espacial da HGT em 200 hPa, a simulação também se mostrou capaz de reproduzir a intensidade das anomalias neste nível.

Com o intuito de verificar o movimento vertical neste caso de OC, as Figuras 6.7 a e b mostram, respectivamente, as composições para os campos de reanálise e simulado de velocidade vertical em 500 hPa (Pa/s) durante o período de atuação do evento. Os valores negativos indicam onde houve movimento vertical ascendente, enquanto que os valores positivos indicam a presença de movimento vertical subsidente.

Através da Figura 6.7(a) foi possível observar anomalias positivas de movimento vertical na região subtropical do Brasil, região de atuação da OC, indicando que havia intenso movimento subsidente sobre esta área. Este movimento subsidente tende a favorecer o aquecimento no local, já que deixa o tempo estável e inibe a formação de nebulo-sidade, consequentemente, aumentando a incidência de radiação solar na superfície.

Figura 6.6 – Campos das anomalias diárias de altura geopotencial (m) em 200 hPa no dia 04 de março de 2020 de acordo com os (a) dados da reanálise do ERA-5 e com a (b) simulação pelo modelo IGCM DREAM.



DREAM: Anomalias diárias de HGT em 200 hPa (m)

Fonte: Própria autora.

Já na região de atuação da ZCAS, que se desenvolveu dias antes da OC, e no local onde a forçante de calor foi inserida, os valores de anomalias de movimento vertical foram negativos. Neste caso, confirmando o movimento ascendente associado à convecção nestes locais. O resultado vai de encontro ao dipolo de anomalias de ROL discutido na Figura 5.18, que mostrou valores positivos de ROL emitida na mesma região em que houve movimento subsidente e anomalias negativas sobre o sudeste do Brasil.

A Figura 6.7(b), que mostra o campo simulado pelo modelo, também mostrou a presença de um padrão dipolo, com movimento vertical subsidente na região da OC e movimento ascendente na área de atuação da ZCAS. Com a subsidência atuando na região da OC, confirmou-se que a formação de nuvens foi inibida, favorecendo o tempo seco e o aquecimento diurno. Novamente o modelo foi capaz de reproduzir o comportamento desta variável de maneira satisfatória, mas, assim como para a composição de HGT em médios níveis (Figura 6.3), a intensidade das anomalias foi superestimada.

Figura 6.7 – Composição das anomalias diárias da velocidade vertical (Pa/s) em 500 hPa durante o evento de OC de 08 a 14 de março de 2020 de acordo com os (a) dados da reanálise do ERA-5 e com a (b) simulação pelo modelo IGCM DREAM.



Fonte: Própria autora.

Apesar das diferenças que foram observadas na magnitude das anomalias de HGT em baixos, médios e altos níveis, discutidas nas análises das composições (Figuras 6.1, 6.3 e 6.5), pode-se dizer que, a partir da forçante remota inserida no estado básico, de forma geral, o modelo IGCM DREAM reproduziu de forma satisfatória o comportamento da atmosfera durante a OC de março de 2020. Ressalta-se que essa disparidade na intensidade e posição das anomalias pode ser devido às diferentes metodologias utilizadas para o cálculo das anomalias com os dados da reanálise do ERA-5 e do modelo (discutido no item 3.2.1). Além de que, em função de limitações computacionais, o estado básico foi criado a partir de um curto período envolvendo os dias da onda de calor, e não com base em uma climatologia.

7 CONCLUSÕES

Atualmente, não existe uma metodologia única para a identificação de OC em diferentes regiões do globo. Além disso, apesar de alguns estudos utilizarem percentis para definir os extremos de temperatura, a persistência do fenômeno ainda é definida de maneia arbitrária. Assim, como um dos objetivos propostos no presente estudo, foi desenvolvido um método estatístico não-arbitrário para a identificação de OC em duas áreas de climas distintos, localizadas na região subtropical do Brasil.

A metodologia aqui proposta foi baseada no método de Reis, Boiaski e Ferraz (2019), que definiram as OC a partir de um limiar para as anomalias de T_{max} e outro limiar para a duração dos eventos, ambos baseado no percentil de 90% destas variáveis. No entanto, o método proposto pelas autoras não levou em consideração a variabilidade das temperaturas ao longo do ano, já que foi utilizado um único valor de P90 para a identificação dos eventos em cada região.

Para que o método fosse refinado, neste estudo foram utilizados percentis mensais, tanto para as anomalias de T_{max} , quanto para a persistência, em cada região. A partir desta metodologia, foi obtida uma série histórica dos eventos de OC nas R1 (97 eventos) e R2 (74 eventos), além de OC que abrangeram todo o domínio subtropical (16 eventos). Diferente do que havia sido mostrado anteriormente por Reis, Boiaski e Ferraz (2019), os eventos aqui identificados, foram registrados em todas as estações do ano, principalmente nos meses de primavera e verão, de maneira análoga à análise de Bitencourt et al. (2016). Desta forma, pode-se dizer que o método utilizado foi eficiente, além de que, quando aplicado em séries temporais mais longas, foi capaz de identificar eventos mais recentes, como os estudos de caso de 2020 e 2022 descritos nos itens 5.1 e 5.2.

Para caracterizar as OC aqui identificadas, desde 1980 até 2016, e avaliar possíveis diferenças nos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera envolvidos no seu desenvolvimento, manutenção e dissipação, foi investigado o comportamento da atmosfera em diferentes níveis verticais e em escala global e regional. As análises foram realizadas através de composições médias e defasadas para as três regiões de abrangência do estudo (R1, R2 e R3).

As OC na R1 se caracterizaram pelo desenvolvimento de um trem de ondas composto por uma sequência de núcleos positivos e negativos entre o Pacífico Sul, a América do Sul e o Atlântico Sul. Este trem de ondas está associado ao padrão de teleconexão PSA (MO; PAEGLE, 2001), que, segundo Coelho et al. (2016), contribui para o desenvolvimento de condições anticiclônicas persistentes sobre o Atlântico Sul. Estas condições foram confirmadas através dos campos anômalos de HGT em baixos (850 hPa) e altos (200 hPa) níveis atmosféricos. O centro anticiclônico se estabeleceu entre a R1 e o Atlântico Sul, favorecendo um movimento subsidente e aquecimento (adiabático) do ar sobre a região. Além disso, a subsidência tende a inibir a formação de nuvens, o que leva a uma maior incidência de radiação solar sobre a superfície e, consequentemente, a um aumento na temperatura do ar (aquecimento diabático).

Em 850 hPa, o núcleo anticiclônico induz uma circulação no sentido anti-horário, que associada ao núcleo ciclônico sobre a Argentina, tende a canalizar os ventos de latitudes mais baixas para os subtrópicos, favorecendo uma advecção quente. Já a partir da análise do campo de velocidade média e direção do vento em 200 hPa foi possível visualizar uma bifurcação do fluxo de oeste, desviando a corrente de jato para latitudes mais ao sul, em comparação à sua posição climatológica. Com o fluxo de oeste interrompido, os sistemas sinóticos foram desviados de sua progressão normal, o que contribuiu para manter o sistema anticiclônico quase-estacionário.

Para os eventos da R2, a composição da atmosfera e os mesmos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos foram semelhantes aos descritos para a R1. Novamente houve o desenvolvimento de um trem de ondas entre os oceanos Pacífico e Atlântico Sul. Nestes casos, o anticiclone anômalo entre o continente Sul-Americano e o Atlântico Sul ficou posicionado mais ao norte em comparação aos casos da R1, em latitudes semelhantes à posição climatológica da ASAS. Assim, a R2 foi influenciada por condições de estabilidade e pouca nebulosidade, favorecidas pelo movimento subsidente provocado pelo anticiclone.

Na circulação em altos níveis também foi possível observar o papel deste sistema, porém aqui se destacou mais uma diferença com relação à R1. Na primeira região, a corrente de jato apresentou uma quebra no fluxo de oeste, enquanto que na R2 observou-se o desenvolvimento de uma circulação no sentido anti-horário sobre a R2. Apesar desta diferença na circulação de altos níveis entre as duas regiões, nos casos da R2 o núcleo anticiclônico também desviou os sistemas transientes para latitudes mais elevadas. Este resultado foi semelhante ao padrão mostrado por Nogués-Paegle e Mo (1997) para períodos em que há inibição ou enfraquecimento da ZCAS no sudeste do Brasil, devido à migração da ASAS para oeste, próximo ao continente.

Para os casos da R3, os resultados foram pouco significativos na análise do campo de HGT em baixos níveis. No entanto, de acordo com as anomalias de HGT em 200 hPa, para que os eventos ocupassem a abrangência espacial de todo o domínio do estudo, o anticiclone anômalo ficou centrado em latitudes semelhantes ao observado para a R1, ou seja, um pouco mais ao sul em comparação aos casos que ocorreram somente na R2. Na área onde este núcleo se estabeleceu, também foi observada uma circulação anticiclônica em altos níveis, que manteve a corrente de jato em latitudes mais elevadas, impedindo o avanço dos sistemas sinóticos para a região subtropical do Brasil.

A configuração da atmosfera em altos e baixos níveis, descrita nos parágrafos anteriores, durante as OC já foi relatada em outros estudos relacionados a eventos extremos no Brasil (COELHO et al., 2016; GEIRINHAS et al., 2017; GEIRINHAS et al., 2019). O padrão mostrou uma atmosfera quase barotrópica com comportamento semelhante a um bloqueio atmosférico (REX, 1950; LOON, 1956; AMBRIZZI; MARQUES; NASCIMENTO, 2009), fornecendo um ambiente favorável para a persistência das temperaturas extremas e desenvolvimento dos eventos de OC.

Além do escoamento bloqueado gerado pelo anticiclone anômalo, outros fatores termodinâmicos contribuíram para o aquecimento próximo à superfície. O primeiro deles se deu por influência do movimento subsidente na região, que gera um aquecimento adiabático e, também, favorece o aquecimento radiativo, já que inibe a formação de nuvens. Além disso, a circulação em baixos níveis, induzida pelo núcleo positivo, tende a favorecer o aquecimento devido à advecção de temperatura de latitudes mais baixas em direção aos subtrópicos. Estes fatores dinâmicos e termodinâmicos também foram identificados por Geirinhas et al. (2017), Geirinhas et al. (2019), Marengo et al. (2022) para OC em áreas do domínio subtropical do Brasil.

Com relação à análise mensal dos campos meteorológicos associados às OC, foram encontradas poucas diferenças entre os sistemas atuantes já descritos na análise regional. No entanto, foram observadas consideráveis diferenças na intensidade do padrão de onda ao longo dos meses. De forma geral, os meses de verão apresentaram anomalias de HGT em 200 hPa menos intensas em comparação aos meses de inverno, nos quais o trem de ondas relacionado ao modo PSA ficou bem definido. Essa característica possivelmente está relacionada às anomalias de T_{max} . Nos meses de verão, é necessário uma anomalia de T_{max} menos intensas para que uma OC se configure, não sendo necessário anomalias atmosféricas tão intensas. Já no período do inverno, as anomalias de T_{max} precisam ser mais elevadas e, para que isso ocorra, os núcleos anômalos do trem de ondas também precisam ser mais intensos.

Nas estações de transição houve uma intensificação das anomalias entre os meses de março a maio, quando se aproxima o período do inverno. De maneira inversa, nos meses de setembro a novembro as anomalias enfraqueceram à medida que o período do verão se aproximou. Nestes casos, os meses de maio e setembro, ainda próximos do inverno, apresentaram anomalias consideravelmente mais intensas com relação aos meses de março-abril e outubro-novembro.

Este estudo também propôs identificar e analisar dois eventos de OC recentes que ocorreram na R1. Desta forma, foi possível realizar a aplicação da metodologia dos percentis mensais sobre uma série temporal mais longa, confirmando a eficácia do método. O primeiro caso ocorreu entre os dias 8 a 14 de março de 2020 e o segundo entre os dias 11 a 26 de janeiro de 2022. De maneira geral, ambos os casos apresentaram composições atmosféricas semelhantes aos padrões descritos nas análises climatológicas.

Nos dois casos foi observado o desenvolvimento de um intenso trem de ondas entre o Oceano Pacífico Sul e o Atlântico Sul, resultando no estabelecimento de um anticiclone anômalo entre a América do Sul e o Atlântico, nas latitudes da R1. Esta configuração se desenvolveu desde baixos até altos níveis da atmosfera, com pequenas variações no centro do núcleo, mas sem indicar avanço dos sistemas. O padrão semi-estacionário e praticamente alinhado nos níveis verticais indica que houve uma relação entre estes eventos de OC e a atuação de sistemas de bloqueio atmosférico.

As anomalias anticiclônicas que se desenvolveram sobre a R1 nos dois casos favoreceram a estabilidade atmosférica e pouca cobertura de nuvens na região. Além disso, este tipo de sistema gera movimento vertical subsidente na sua área de atuação, gerando um aquecimento adiabático. Com a pouca nebulosidade, a radiação solar incidente em superfície também favorece o aumento das temperaturas. Com o fluxo de oeste interrompido pelos bloqueios atmosféricos, que desviaram os sistemas sinóticos para latitudes mais elevadas do que a R1, as condições de tempo geradas pelo núcleo anticiclônico se mantiveram persistentes, levando ao desenvolvimento das OC.

Por fim, através do modelo dinâmico IGCM DREAM, foi realizada a simulação numérica do caso de OC que ocorreu em março de 2020 na R1. Os resultados aqui obtidos apresentaram diferenças na magnitude das anomalias entre os campos da reanálise e da simulação. No entanto, de maneira geral, a partir da forçante remota inserida no estado básico, o experimento reproduziu a estrutura do trem de ondas composto por anomalias positivas e negativas, que se desenvolveu entre o Oceano Pacífico Sul e o Atlântico, principalmente na análise do campo de anomalias de HGT em 200 hPa.

Além disso, o modelo foi capaz de reproduzir de maneira satisfatória o desenvolvimento das anomalias anticiclônicas e das anomalias de velocidade vertical sobre a área de atuação da OC. Com isso, pode-se concluir que a forçante definida, ou seja, a convecção que gerou anomalias negativas de ROL sobre o Oceano Pacífico (Figura 3.4) pode ser atribuída como responsável pelo desenvolvimento da OC em março de 2020.

7.1 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Apesar de os resultados obtidos neste trabalho representarem um avanço em relação à identificação das ondas de calor e seus mecanismos dinâmicos e termodinâmicos, ainda existem lacunas a serem preenchidas. Neste sentido, abaixo seguem algumas sugestões de pesquisas a serem desenvolvidas:

1) Atualizar a série climatológica de OC a partir dos dados recentes de T_{max} disponibilizados por Xavier, King e Scanlon (2015) até julho de 1017.

2) Relacionar as OC aqui identificadas com as variabilidades naturais do clima, como a ZCAS, o ENOS, a ODP e a AAO, de maneira semelhante ao realizado por Reis (2017) e Reis, Boiaski e Ferraz (2019).

3) Verificar qual dos mecanismos termodinâmicos aqui descritos têm maior importância no desenvolvimento das ondas de calor.

4) Realizar novas simulações numéricas através do modelo IGCM DREAM, utili-

zando uma climatologia para o cálculo do estado básico.

5) Tendo em vista a potencial utilização do critério de identificação de OC em diferentes escalas, recomenda-se fortemente a aplicação da metodologia sobre dados do CFSR para uma futura aplicação operacional na previsibilidade do fenômeno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDER, L. V. et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D05109, p. 1–22, 2006.

ALVAREZ, M. S. et al. Intraseasonal and low frequency processes contributing to the december 2013 heat wave in Southern South America. **Climate Dynamics**, v. 53, p. 4977– 4988, 2019.

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J. Stationary rossby-wave propagation in a baroclinic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 540, p. 919–928, 1997.

AMBRIZZI, T.; MARQUES, R.; NASCIMENTO, E. Bloqueios atmosféricos. In: _____. **Tempo** e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 18, p. 279–296.

AÑEL, J. A. et al. Impact of cold waves and heat waves on the energy production sector. **Atmosphere**, v. 8, p. 209, 2017.

BARRUCAND, M.; RUSTICUCCI, M.; VARGAS, W. Temperature extremes in the south of South America in relation to Atlantic Ocean surface temperature and Southern Hemisphere circulation. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, 2008.

BITENCOURT, D. P. et al. The climatology of cold and heat waves in Brazil from 1961 to 2016. International Journal of Climatology, 2019.

_____. Frequência, duração, abrangência espacial e intensidade das ondas de calor no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 506–517, 2016.

BRUNNER, L.; HEGERL, G. C.; STEINER, A. K. Connecting atmospheric blocking to european temperature extremes in spring. **Journal of Climate**, v. 30, p. 585–594, 2017.

BRUNNER, L. et al. Dependence of present and future european temperature extremes on the location of atmospheric blocking. **Geophysical Research Letters**, v. 45, p. 6311–6320, 2018.

CAMPETELLA, C.; RUSTICUCCI, M. Synoptic analysis of an extreme heat wave over Argentina in march 1980. **Meteorol. Appl.**, v. 5, p. 217–226, 1998.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2., 1982, Pelotas. **Anais eletrônicos do II Congresso Brasileiro de Meteorologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1982. p. 225–253. Disponível em: http://www.cbmet.org.br/cbm-files/16-1f896ec2feb18c840a7179312ff01b55.pdf>.

CECCHERINI, G. et al. Magnitude and frequency of heat and cold waves in recent decades: the case of South America. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v. 16, p. 821–831, 2016.

. Heat waves in Africa 1981–2015, observations and reanalysis. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 17, n. 1, p. 115–125, 2017.

CERNE, S. B.; VERA, C. S. Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 2265–2277, 2010.

CHEN, Y. et al. Anomaly based analysis of extreme heat waves in eastern China during 19812013. International Journal of Climatology, v. 37, n. 1, p. 509–523, 2017.

COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, p. 3737 – 3752, 2016.

COLLINS, J. M. Temperature variability over South America. **Journal of Climate**, v. 22, p. 5854–5869, 2009.

DAMIÃO, M. C. M. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano pacífico sul: impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 175 – 190, 2005.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

DEGOLA, T. S. D. Impactos e variabilidade do anticiclone subtropical do atlântico sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros. 2013. 92 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

DINIZ, F. R. Ondas de calor e a mortalidade de idosos por doenças respiratórias e cardiovasculares nas capitais dos estados brasileiros: Uma análise no presente (1996-2016) e projeções para o futuro próximo (2030-2050) e futuro distante (2079-2099) em diferentes cenários de mudanças climáticas. 2022. 427 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

DINIZ, F. R.; GONÇALVES, F. L. T.; SHERIDAN, S. Heat wave and elderly mortality: Historical analysis and future projection for metropolitan region of São Paulo, Brazil. **Atmosphere**, v. 11, n. 9, 2020.

ESCOBAR, G. Jatos de altos níveis. In: _____. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 8, p. 127–134.

FERON, S. et al. Observations and projections of heat waves in South America. **Scientific Reports**, v. 9, n. 8173, 2019.

FERRAZ, S. E. T. Variabilidade intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul. 2004. 127 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

FIRPO, M. A. F.; SANSIGOLO, C. A.; ASSIS, S. V. Climatologia e variabilidade sazonal do número de ondas de calor e de frio no Rio Grande do Sul associadas ao ENOS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 95–106, 2012.

FRICH, P. et al. Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. **Climate Research**, v. 19, p. 193–212, 2002.

GEIRINHAS, J. A. et al. Climatic and synoptic characterization of heat waves in Brazil. International Journal of Climatology, v. 38, p. 1760–1776, 2017.

GEIRINHAS, J. L. **Caracterização Climática e Sinóptica das Ondas de Calor no Brasil**. 2016. 72 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Geofísicas) — Universidade de Lisboa, Lisboa, 2016.

GEIRINHAS, J. L. et al. Characterizing the atmospheric conditions during the 2010 heatwave in Rio de Janeiro marked by excessive mortality rates. **Science of The Total Environment**, v. 650, p. 796–808, 2019. GRIMM, A. M. Clima da região sul do brasil. In: _____. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 17, p. 259–276.

GRIMM, A. M.; TOGATLIAN, I. M. Relação entre eventos El Niño/La Niña e frequência de ocorrência de extremos frios e quentes de temperatura no Cone Sul da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais eletrônicos do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002. Acesso em: 10/5/2019. Disponível em: https://www.cbmet.org.br/cbm-files/11-4a6f0171edcff387d092bdbcc5ee5407.pdf>.

HALL, N.; KILADIS, G.; THORNCROFT, C. Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. part i: Observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, p. 2212–2230, 2006.

HALL, N. M. J. A simple GCM based on dry dynamics and constant forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, p. 15571572, 2000.

HALL, N. M. J.; DEROME, J. Transience, nonlinearity and eddy feedback in the remote response to El Niño. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 57, p. 3992–4007, 2000.

HALL, N. M. J.; DOUVILLE, H.; LI, L. Extratropical summertime response to tropical interannual variability in an idealized GCM. **Journal of Climate**, v. 26, p. 7060–7079, 2013.

HALL, N. M. J.; LEROUX, S.; AMBRIZZI, T. Transient contributions to the forcing of the atmospheric annual cycle. **Climate Dynamics**, v. 52, p. 67196733, 2018.

HERSBACH, H. et al. The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Mete**orological Society, v. 146, n. 730, p. 1999–2049, 2020.

HOSKINS, B. J.; SIMMONS, A. J. A multi-layer spectral model and the semi-implicit method. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 101, p. 637–655, 1975.

Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). **Onda de calor atinge seu auge e máximas** passam dos 40 °C no Rio Grande do Sul. 2022. Acessado em 18 jun 2022. Disponível em: https://portal.inmet.gov.br/noticias/eventos-extremos-de-janeiro-de-2022-no-brasil.

IPCC. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [S.I.], 2021. Acesso em 28 ago. 2021. Disponível em: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/#FullReport.

KAYANO, M. T. et al. Spatiotemporal variability modes of surface air temperature in South America during the 19512010 period: ENSO and non-ENSO components. **International Journal of Climatology**, v. 37, p. 1–13, 2017.

LEROUX, S.; HALL, N. M. J. On the relationship between African easterly waves and the African easterly jet. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, p. 2303–2316, 2009.

LEROUX, S.; HALL, N. M. J.; KILADIS, G. N. Intermittent African easterly wave activity in a dry atmospheric model: Influence of the extratropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 24, p. 53785396, 2011.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 1275–1277, 1996.

LIN, H.; DEROME, J.; BRUNET, G. The nonlinear transient atmospheric response to tropical forcing. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5642–5665, 2007.

LOON, H. V. Blocking action in the Southern Hemisphere - part i. **Notos**, v. 5, p. 171–175, 1956.

MARENGO, J. A. et al. The heat wave of October 2020 in central South America. International Journal of Climatology, v. 42, n. 4, p. 2281–2298, 2022.

MARENGO, J. A.; CAMARGO, C. C. Surface air temperature trends in Southern Brazil for 19602002. v. 28, p. 893–904, 2008.

MARENGO, J. A. et al. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261–2280, 2004.

MENDES, M. D. et al. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano pacifico sul: Impactos climáticos e mecanismos físicos associados. **Revista Brasileira de Meteorolo**gia, v. 20, p. 175–190, 2005.

MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The PacificSouth American modes and their downstream effects. International Journal of Climatology, v. 21, n. 10, p. 1211–1229, 2001.

NEWMAN, M. et al. The Pacific Decadal Oscillation, revisited. **Journal of Climate**, v. 29, p. 4399–4427, 2016.

NOAA. State of the Climate: Monthly Global Climate Report for January 2022. [S.I.], 2022. Acesso em 15 jun. 2022. Disponível em: ">https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/monthly-report/global/202201/supplemental/page-2>.

NOGUéS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. **Monthly Weather Review**, v. 20, p. 141–158, 1997.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. Clima da região sudeste do brasil. In: _____. Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 16, p. 243–258.

OLIVEIRA, F. Climatologia de bloqueios atmosféricos no Hemisfério Sul: observações, simulações do clima do século XX e cenários futuros de mudanças climáticas. 2011. 158 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

PANDA, D. K.; AGHAKOUCHAK, A.; AMBAST, S. K. Increasing heat waves and warm spells in India, observed from a multiaspect framework. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122, n. 7, p. 3837–3858, 2017.

PARKER, T. J.; BERRY, G. J.; REEDER, M. J. The structure and evolution of heat waves in Southeastern Australia. **Journal of Climate**, v. 27, p. 5768–5785, 2014.

PEDROSO, D. Bloqueios atmosféricos e sistemas frontais sobre a América do Sul em cenários de clima futuro. 2014. 94 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2014.

PERKINS, S. E. Biases and model agreement in projections of climate extremes over the tropical Pacific. **Earth Interact**, v. 15, p. 1–36, 2011.

_____. A review on the scientific understanding of heat waves - their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. **Atmospheric Research**, v. 164–165, p. 242–267, 2015.

PERKINS, S. E.; ALEXANDER, L. V.; NAIRN, J. R. Increasing frequency, intensity and duration of observed global heatwaves and warm spells. **Geophysical Research Letters**, v. 39, 2012.

PERKINS, S. E.; ARGÜESO, D.; WHITE, C. J. Relationships between climate variability, soil moisture, and Australian heat waves. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, p. 8144–8164, 2015.

PERKINS, S. E. et al. Natural hazards in Australia: heatwaves. **Climatic Change**, v. 139, p. 101–114, 2016.

PEZZA, A. B.; RENSCH, P. V.; W, C. Severe heat waves in Southern Australia: synoptic climatology and large-scale connections. **Climate Dynamics**, v. 38, p. 209–224, 2012.

RADINOVIĆ, D.; ĆURIĆ, M. Criteria for heat and cold wave duration indexes. **Theoretical** and Applied Climatology, v. 107, p. 505–510, 2012.

REIS, N. C. S. d. **Variabilidade das Ondas de Calor na região Subtropical do Brasil**. 2017. 47 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2017.

REIS, N. Cordero Simões dos; BOIASKI, N. T.; FERRAZ, S. E. T. Characterization and spatial coverage of heat waves in Subtropical Brazil. **Atmosphere**, v. 10, p. 284, 2019.

REX, D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: I. an aerological study of blocking action. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceano-graphy**, v. 2, p. 196–211, 1950.

ROBINSON, P. J. On the definition of a heat wave. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, p. 762–775, 2001.

RUSTICUCCI, M. Observed and simulated variability of extreme temperature events over South America. **Atmospheric Research**, v. 106, p. 1–17, 2012.

RUSTICUCCI, M.; VARGAS, W. Synoptic situations related to spells of extremes temperatures over Argentina. **Meteorological Applications**, v. 2, p. 291–300, 1995.

. Warm and cold events over Argentina and their relationship with the ENSO phases: Risk evaluation analysis. International Journal of Climatology, v. 22, p. 467–483, 2003.

RUSTICUCCI, M.; VENEGAS, S.; VARGAS, W. Warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific sea surface temperatures. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, 2003.

SEMA, S. do Meio Ambiente e Insfraestrutura do Rio Grande do S. Estiagem 2020/2021/2022. [S.I.], 2022.

SOUSA, P. M. et al. Responses of European precipitation distributions and regimes to different blocking locations. **Climate Dynamics**, v. 48, p. 1141 – 1160, 2017.

_____. European temperature responses to blocking and ridge regional patterns. **Climate Dynamics**, v. 50, p. 457–477, 2018.

TABOSA, L. A Dinâmica de Resposta dos Furacões do Oceano Atlântico Tropical Norte sobre a Atmosfera da América do Sul. 2019. 179 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade São Paulo, São Paulo, 2019.

THORNCROFT, C. D.; HALL, N. M. J.; KILADIS, G. N. Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. part iii: Genesis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, p. 3596–3607, 2008.

TOMCZYK, A. M.; BEDNORZ, E. Heat waves in Central Europe and tropospheric anomalies of temperature and geopotential heights. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 11, p. 4189–4205, 2019.

WILKS, D. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 3. ed. [S.I.]: Academic Press, 2011. v. 100, 704 p.

WMO. Statement on the state of the Global Climate in 2018. Geneva, 2019. v. 1233, 44 p. Acesso em 28 set. 2019. Disponível em: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=5789>.

_____. **The State of the Global Climate 2020**. Geneva, 2021. v. 1264, 56 p. Acesso em 29 out. 2021. Disponível em: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10618.

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980-2013). International Journal of Climatology, v. 36, p. 2644–2659, 2015.

. An update of Xavier, King and Scanlon (2016) daily precipitation gridded data set for Brazil. In: SIMPóSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 18., 2017, Campinas. **Anais do Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. São Paulo, 2017. Acesso em: 20/2/2020. Disponível em: https://proceedings.science/sbsr/papers/ an-update-of-xavier--king-and-scanlon--2016--daily-precipitation-gridded-data-set-for-the-brazil# >.

APÊNDICE A – PERCENTIS CALCULADOS COM BASE NOS DADOS DO CPC PARA OS ESTUDOS DE CASO

Tabela A.1 – Percentil de 90% calculado com base nas anomalias de T_{max} (°C) do CPC nas Regiões 1 e 2 em cada mês do ano.

Meses	P90 R1 (℃)	P90 R2 (℃)
Dezembro	3,1	2,6
Janeiro	2,8	2,5
Fevereiro	2,8	2,2
Março	2,8	2,4
Abril	3,4	2,8
Maio	4,2	3,2
Junho	4,9	3,4
Julho	5,5	3,8
Agosto	5,8	4,0
Setembro	4,8	4,6
Outubro	4,1	4,1
Novembro	3,5	2,9

Fonte: Própria autora.

Tabela A.2 – Percentil de 90% calculado com base no número de dias consecutivos com anomalias de T_{max} (CPC) acima do limiar nas Regiões 1 e 2 em cada mês do ano.

Meses	P90 R1 (dias)	P90 R2 (dias)
Dezembro	3	5
Janeiro	4	5
Fevereiro	5	6
Março	4	5
Abril	4	6
Maio	5	5
Junho	5	5
Julho	5	6
Agosto	4	4
Setembro	4	4
Outubro	3	4
Novembro	3	4

Fonte: Própria autora.

APÊNDICE B – DATAS DAS ONDAS DE CALOR E SUAS RESPECTIVAS PERSISTÊNCIA E INTENSIDADE

Tabela B.1 – Dia inicial das ondas de calor na região 1, persistência e média das anomalias durante o evento (intensidade).

Dia Inicial	Persistência (dias)	Intensidade (°C)
18/03/1980	8	4.6647506
20/04/1980	6	4.5201659
07/06/1980	4	5.6745672
05 /05/1981	9	5.4989867
02/08/1981	4	6.9362617
14/09/1982	4	6.9896669
18/06/1983	5	6.2817931
26/08/1983	4	6.4348068
05/10/1983	4	5.1272464
11/02/1984	6	3.8376033
25/10/1984	5	5.6376953
17/12/1985	3	3.4566693
10/04/1986	4	5.1929998
16/06/1986	4	5.6969385
12/09/1986	4	6.5451632
03/10/1986	5	6.2871404
17/11/1986	4	4.8257360
22/03/1987	4	3.6350937
16/04/1987	5	4.6540442
23/07/1987	6	6.5041690
09/10/1987	4	6.3136587
01/11/1987	4	4.7660818
01/12/1987	3	3.9052455
20/03/1988	8	4.7085657
05/12/1988	3	4.5220675
26/01/1990	6	4.1440330
02/02/1990	9	3.8302677
11/03/1990	5	4.6613908
04/10/1990	5	5.8465409
26/05/1991	9	6.9445014
13/10/1991	4	6.5334978
22/11/1991	3	4.3988061

Tabela B.1 – Continuação da Tabela

Dia Inicial	Persistência (dias)	Intensidade (°C)
12/11/1992	3	5.0187969
21/12/1992	3	3.7634985
17/04/1993	4	4.8613176
27/08/1993	4	6.6673188
09/10/1993	4	6.6527429
15/07/1994	8	6.8878303
01/12/1994	3	4.8750696
06/09/1995	4	6.1478920
04/11/1995	6	6.1439714
30/11/1995	3	3.8406088
15/12/1995	8	5.1556296
27/08/1997	6	6.7240119
26/12/1999	3	3.9955964
07/12/2000	3	4.0757837
02/01/2001	6	4.1664834
28/02/2001	7	4.3214278
17/04/2001	4	4.8892536
30/04/2001	4	5.9276414
11/06/2001	6	6.5034266
30/07/2001	6	8.5040312
13/08/2001	6	7.5710068
25/10/2001	4	4.7651749
11/05/2002	5	6.2935090
10/11/2003	3	5.8568516
12/04/2004	5	4.7680478
31/12/2004	3	3.2608416
01/06/2005	8	6.2921715
29/07/2005	8	7.4803944
13/11/2005	4	4.2082663
21/11/2005	3	4.9896622
07/01/2006	6	4.4704251
13/03/2006	5	4.8387752
14/12/2006	4	4.5913658
17/04/2007	7	5.0880709
07/09/2007	8	6.0940380
07/12/2008	3	4.0134673

Tabela B.1 – Continuação da Tabela

Dia Inicial	Persistência (dias)	Intensidade (°C)
30/10/2009	7	6.0029907
14/02/2012	6	4.2579017
10/03/2012	4	4.6558981
28/06/2012	5	6.0396423
05/11/2012	3	4.6777039
09/09/2013	5	7.1847825
24/12/2013	4	4.5351877
19/01/2014	6	3.8168185
27/10/2014	4	5.0580025
07/08/2015	4	7.6494889
16/04/2016	6	5.6538544

Fonte: Própria autora.

Dia Inicial	Persistência (dias)	Intensidade (°C)
12/01/1984	7	3.4726489
01/02/1984	5	2.5758789
19/05/1984	10	3.7087622
22/09/1988	6	6.5254998
29/11/1993	6	3.5487559
04/05/1994	6	3.7407727
27/07/1994	5	4.1629620
09/08/1995	7	4.9713049
12/10/1997	4	4.8736300
22/12/1997	7	3.7862055
03/02/1998	7	2.8007109
07/03/1998	5	2.8426893
28/08/1999	4	4.5489197
02/09/1999	7	5.6024461
17/12/1999	5	3.0643570
25/06/2000	5	4.0125580
21/08/2000	6	4.1693377
18/10/2000	6	4.6945148
15/04/2002	7	3.8518841
23/04/2002	7	3.9555881
03/06/2002	9	4.0749512
05/10/2002	8	5.5565963
26/02/2003	7	3.4212399
24/09/2004	5	6.9830489
06/04/2005	12	3.6448925
11/05/2005	10	4.4421992
03/02/2006	5	2.5909262
22/07/2006	7	5.3419433
09/08/2006	8	4.8069777
05/03/2007	5	2.7363794
07/06/2007	9	3.9467189
18/06/2007	6	3.5743012
05/10/2007	4	4.5944757
19/07/2008	5	4.2920432
24/10/2008	4	4.3757353
01/03/2009	7	3.7962162
10/03/2010	5	3.3929431
17/06/2010	5	4.7688432
22/08/2010	8	4.9911675
05/02/2012	5	3.6273296
06/09/2012	5	5.7552109
26/10/2012	6	5.4768481
04/12/2012	9	3.5792019

Tabela B.2 – Dia inicial das ondas de calor na região 2, persistência e média das anomalias durante o evento (intensidade).

Dia Inicial	Persistência (dias)	Intensidade (°C)
10/10/2014	11	6.1849809
27/12/2014	9	3.2697303
08/01/2015	7	4.0867515
16/01/2015	7	4.2823000
08/06/2015	5	3.6161773
17/09/2015	10	6.7088070
15/10/2015	4	5.6234159
11/11/2015	5	4.4873977
19/03/2016	5	3.0258617
11/07/2016	6	5.2291541
17/10/2016	4	5.3254385
25/12/2016	5	3.2657936

Tabela B.2 – Continuação da Tabela

Fonte: Própria autora.

Tabela B.3 – Dia inicial das ondas de calor que ocorreram abrangendo a área todas das regiões 1 e 2 e persistência correspondente.

Dia Inicial	Persistência (dias)
11/11/1985	/
08/12/1985	5
12/07/1987	7
11/11/1990	5
10/11/1993	5
19/09/1994	7
10/12/1994	5
23/08/1995	7
21/06/1997	4
28/05/2001	10
08/03/2002	12
05/09/2004	4
05/03/2005	4
18/05/2008	10
31/01/2010	8
20/12/2011	5

Fonte: Própria autora.

APÊNDICE C – FIGURAS COMPLEMENTARES ANÁLISE REGIÕES

Figura C.1 – Dias 4, 6 e 7 da composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 850 hPa (m) durante os eventos de OC na R1.



Fonte: Própria autora.

Figura C.2 – Dias 4, 6 e 11 da composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R1.



Figura C.3 – Dias 4, 6 e 7 da composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 850 hPa (m) durante os eventos de OC na R2.



Fonte: Própria autora.

Figura C.4 – Dias 4, 6 e 11 da composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R2.



Fonte: Própria autora.

Figura C.5 – Dias 4, 6 e 9 da composição defasada das anomalias diárias de altura geopotencial em 200 hPa (m) durante os eventos de OC na R3.



Fonte: Própria autora.

