

INSTITUTO FEDERAL DE SANTA CATARINA

MARIANA MONTEIRO DOS SANTOS GANDRA

ANÁLISE DE CICLOGÊNESES EM ALTAS LATITUDES AUSTRALIS E INFLUÊNCIA
NA AMÉRICA DO SUL

Florianópolis

Fevereiro/2022

MARIANA MONTEIRO DOS SANTOS GANDRA

ANÁLISE DE CICLOGÊNESES EM ALTAS LATITUDES AUSTRALIS E INFLUÊNCIA
NA AMÉRICA DO SUL

Dissertação apresentada ao
Mestrado Profissional em
Clima e Ambiente do Campus
Florianópolis do Instituto
Federal de Santa Catarina para
a obtenção do diploma de
Mestre em Clima e Ambiente.

Orientador: Dr. Mário
Francisco Leal de Quadro

Florianópolis
Fevereiro/2022

CDD 551.5
G196a

Gandra, Mariana Monteiro dos Santos
Análise de ciclogêneses em altas latitudes austrais e influência na América do Sul [DIS] / Mariana Monteiro dos Santos Gandra; orientação de Mário Francisco Leal de Quadro – Florianópolis, 2022.

1 v.: il.

Dissertação de Mestrado (Clima e Ambiente) – Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Santa Catarina.

Inclui referências.

1. Rastreamento automático. 2. Ciclone Extratropical. 3. Oceano Austral. I. Quadro, Mário Francisco Leal de. II. Título.

Sistema de Bibliotecas Integradas do IFSC
Biblioteca Dr. Hercílio Luz – Campus Florianópolis
Catalogado por: Ana Paula F. Rodrigues - CRB 14/1117



Aluno (a): **MARIANA MONTEIRO DOS SANTOS GANDRA**

| | |
|----------------|---|
| Título: | ANALISE DE CICLOGENESES EM ALTAS LATITUDES NA REGIÃO AUSTRAL E SUA INFLUENCIA NA AMERICA DO SUL |
|----------------|---|

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Mestre em Clima e Ambiente

Dr(a). **MARIO FRANCISCO LEAL DE QUADRO**

Orientador(a) / Presidente / IFSC / Florianópolis - SC

Participação: () Presencial (X) Videoconferência
(X) Aprovado () Reprovado

Dr(a). **THIAGO PEREIRA ALVES**



Documento assinado digitalmente

THIAGO PEREIRA ALVES

Data: 15/02/2022 14:03:35-0300

CPF: 031.525.469-63

Verifique as assinaturas em <https://v.ifsc.edu.br>

Avaliador(a) Interno / IFSC / Itajaí - SC

Participação: () Presencial (X) Videoconferência
(X) Aprovado () Reprovado

Dr(a). **DIRCEU LUIS HERDIES**

Avaliador(a) Interno / IFSC / Cachoeira Pta - SP

Participação: () Presencial (X) Videoconferência
(X) Aprovado () Reprovado

Dr(a). **LUCIANO PONZI PEZZI**

Avaliador Externo / INPE / São José dos Campos SP

Participação: () Presencial (X) Videoconferência
(X) Aprovado () Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(X) unanimidade

Este trabalho não teria sido feito se não fosse a dedicação das (os) cientistas que vieram antes de mim e que abriram tantas possibilidades de estudo.

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos especiais a todas as pessoas envolvidas no desenvolvimento das vacinas de COVID-19 e ao Sistema Único de Saúde (SUS) pelo acompanhamento e tratamento dos pacientes e pela distribuição gratuita das vacinas. Sem o SUS, infelizmente os números de perdas seriam ainda maiores. Talvez, se não fosse por esse papel de garantir acesso universal à saúde, este trabalho nem teria sido finalizado. Viva o SUS! E viva a ciência!

Agradeço a minha família e amigos pelo apoio, ouvidos e ombros amigos que me foram essenciais para concluir essa etapa. Agradeço ao meu orientador, Dr. Mário Quadro, pela condução, conselhos e ajuda durante minha pesquisa e por acreditar no meu potencial.

Agradeço à banca julgadora pelas contribuições, principalmente ao Dr. Luciano Pezzi, pelas trocas durante o desenvolvimento do trabalho. E agradecimentos especiais ao Dr. Kevin Hodges, pela disposição em me auxiliar com a instalação e utilização do software de rastreamento automático.

Por fim, agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento através de bolsa ATP durante dois anos do meu mestrado. Meus agradecimentos também aos contribuintes, que por meio dos impostos possibilitaram que eu recebesse apoio financeiro.

“Se a natureza não fosse bela, não valeria a pena conhecer,
e se não valesse a pena conhecer a natureza,
a vida não valeria a pena ser vivida”

Henry Poincaré

RESUMO

Os ciclones extratropicais no Hemisfério Sul são os principais responsáveis pelo balanço meridional de calor e umidade entre as baixas e altas latitudes, por isso eles recebem um papel de destaque no clima deste hemisfério. Esta pesquisa visa analisar o deslocamento de ciclones extratropicais que se formam em altas latitudes e que se deslocam em direção ao setor central do oceano Atlântico Sul e está relacionada ao projeto *AnTartctic Modeling Observation System*, liderado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. As trajetórias de ciclones foram analisadas no período de 1982 e 2019 e identificadas a partir do algoritmo “TRACK”, a partir de dados da reanálise CFSR/CFSRv2. Foi encontrado que os ciclones extratropicais se deslocam para norte/nordeste principalmente durante os meses de inverno e o maior deslocamento anômalo de toda a série temporal aconteceu em junho de 2016. Este ciclone em particular foi associado a ressacas no litoral sul e sudeste do Brasil. As regiões ciclogênicas debatidas neste trabalho podem ser relevantes para o clima de ondas da costa sul-americana e brasileira. Um sistema computacional para execução do TRACK e um relatório técnico destacando as condições sinóticas do ciclone de junho de 2016 foram desenvolvidos como produtos técnico-tecnológicos.

Palavras-chave: Rastreamento automático; Ciclone Extratropical; Oceano Austral.

ABSTRACT

Extratropical cyclones in the Southern Hemisphere are the main feature responsible for the meridional balance of heat and humidity between low and high latitudes, therefore they play a crucial role in the climate of this hemisphere. This research aims to analyze the displacement of extratropical cyclones formed at high latitudes, that move towards the central sector of the South Atlantic Ocean and is related to the AnTArctic Modeling Observation System project, led by the National Institute for Space Research. The cyclone trajectories were analyzed in the period 1982 and 2019 and identified using the “TRACK” algorithm, based on data from the CFSR/CFSRv2 reanalysis. Extratropical cyclones were found to move north/northeast mainly during the winter months and the largest anomalous displacement of the entire time series took place in June 2016. This particular cyclone was associated with storm surges in the south and southeast coast of Brazil. The cyclogenetic regions discussed in this work may be relevant to the wave climate of the South American and Brazilian coasts. A computer system for executing the TRACK and a technical report highlighting the synoptic conditions of the June 2016 cyclone were developed as technical-technological products.

Keywords: Automatic tracking; Sea-air interactions; Southern Ocean.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Estágios de desenvolvimento de um ciclone extratropical conforme modelo desenvolvido por Bjerknes e Solberg (1922). Em que a) Escoamento médio inicial; b) Perturbação inicial; c-d) Perturbação ciclônica; e) Início de oclusão; f) Máxima intensidade da oclusão; g) Ciclone ocluído e h) Ciclone em fase final. 20
- Figura 2: Área de estudo utilizada para detecção da trajetória dos ciclones. Os retângulos representam as sub-regiões escolhidas. 29
- Figura 3: Climatologia sazonal de ciclones extratropicais (CEs) para o período de 1982 a 2019, sob o mar de Bellingshausen-Amundsen (SR1). Em que a) DJF; b) JJA; c) MAM, e d) SON. O retângulo roxo delimita a sub-região de gênese dos ciclones. Em vermelho têm-se os pontos iniciais de cada trajetória e as linhas cinzas representam o deslocamento percorrido por cada ciclone. No canto superior direito também está disposta a porcentagem de ciclones de cada SRs. 36
- Figura 4: Como na figura 3, para o norte da Península Antártica (SR2). 37
- Figura 5: Como na figura 3, para a região do mar de Weddell (SR3). 38
- Figura 6: Como na figura 3, para a região à nordeste da Península Antártica - setor do Atlântico do oceano Austral (SR4). 39
- Figura 7: Como na figura 3, para a região próxima ao extremo sul da América do Sul e da Passagem de Drake (SR5). 40
- Figura 8: Resultado sazonal da densidade ($* 10^6 \text{ km}^2 * \text{mês}^{-1}$) média (escala de cores) e máxima (isolinhas) de gênese de ciclones extratropicais gerada pelo algoritmo TRACK, para o período de 1982 - 2019. Em que a) Verão - DJF; b) Inverno - JJA; c) Outono - MAM, e d) Primavera - SON. 42
- Figura 9: Como na Figura 8, porém a estatística diagnóstica apresentada é a distribuição sazonal da densidade de rastreamentos de ciclones ($* 10^6 \text{ km}^2 * \text{mês}^{-1}$). 43
- Figura 10: Como na Figura 8, porém a estatística diagnóstica apresentada é a distribuição sazonal da intensidade média ($* 1e05 \text{ s}^{-1}$) de gênese de ciclones. 44
- Figura 11: Como na Figura 8, porém a estatística diagnóstica apresentada é a distribuição sazonal da taxa de crescimento e decaimento de ciclones. 46
- Figura 12: Regressão linear anual entre a vorticidade média ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) em 850 hPa e PNM média (hPa) para (a) SR1, (b) SR2, (c) SR3, (d) SR4 e (e) SR5. 49

- Figura 13: Como na Figura 12, porém para vorticidade média ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) em 850 hPa e TSM média ($^{\circ}\text{C}$). 50
- Figura 14: Como na Figura 12, porém para vorticidade média ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) em 850 hPa e anomalia de TSM média ($^{\circ}\text{C}$). 51
- Figura 15: Matriz de correlação de Pearson anual com os dados mínimos, médios e máximos das variáveis oceânicas e vorticidade, para o período de 01/1982 a 12/2019. Em que a) SR1; b) SR2; c) SR3; d) SR4, e e) SR5. Os tons de azul mostram as variáveis que possuem correlação positiva, enquanto em vermelho são as variáveis inversamente correlacionadas. Tons mais fortes indicam correlações mais fortes (próximas de 1 e -1). A linha diagonal central (correlação = 1) foi excluída. Os prefixos “MSLP”, “ANO”, “SST” e “VOR” significam respectivamente pressão ao nível médio do mar, anomalias de temperatura da superfície do mar, temperatura da superfície do mar e vorticidade. Os sufixos “MIN”, “AVE” e “MAX” indicam valores mínimos, médio e máximos. 53
- Figura 16: Série temporal entre vorticidade média diária e o índice AAO diário para o período de 01/01/1982 a 31/12/2019. A disposição dos gráficos segue a ordem crescente das SRs. A unidade de medida da vorticidade é dada por $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. 55
- Figura 17: Conforme figura 16, no entanto para TSM. 56
- Figura 18: Série temporal entre anomalia de TSM e o índice Antártico. 57
- Figura 19: Mapas de magnitude do vento (m/s) em 200 hPa (em sombreado), vetores do vento horizontal (m/s) em 850 hPa e isolinhas de pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) para (a) 06Z de 11, (b) 18Z de 11, (c) 06Z de 12, (d) 18Z de 12, (e) 06Z de 13 e (f) 18Z de 13 de junho de 2016. O círculo vermelho indica a região aproximada do centro do ciclone extratropical. 62
- Figura 20: Matriz de correlação de Pearson do estudo de caso - CE de 11/06/2016 a 14/06/2016. Em azul correlação positiva, enquanto em vermelho a correlação é negativa. Tons mais fortes indicam correlações mais fortes (próximas de 1 e -1). A linha diagonal central foi excluída. 63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Resumo sazonal do número de ciclones extratropicais rastreados entre os anos de 1982 e 2019 para cada uma das sub-regiões antárticas. Em que i) Verão corresponde aos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); ii) Outono a Março, Abril e Maio (MAM); iii) Inverno a Junho, Julho e Agosto (JJA), e por último iv) Primavera a Setembro, Outubro, Novembro (SON). 32

Tabela 2: Percentual de ciclones extratropicais (sazonal e anualmente) rastreados entre os anos de 1982 e 2019 para cada uma das sub-regiões antárticas. Em que i) Verão corresponde aos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); ii) Outono a Março, Abril e Maio (MAM); iii) Inverno a Junho, Julho e Agosto (JJA), e por último iv) Primavera a Setembro, Outubro, Novembro (SON). 32

Tabela 3: Valores médios variáveis oceânicas (PNM, TSM e anomalia de TSM) e resultados obtidos pelo TRACK (vorticidade) para cada sub-região antártica e estação do ano, sendo i) Verão (DJF); ii) Outono (MAM); iii) Inverno (JJA), e iv) Primavera (SON). O maior valor de cada variável para cada estação está em destaque (negrito). Ressaltando que o valor negativo da vorticidade é referente à representação para o Hemisfério Sul. 34

Tabela 4: Parâmetros meteoceanográficos e vorticidade ao longo do ciclo de vida de um CE.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAO – Oscilação Antártica

AS – América do Sul

ATMOS – *Antarctic Modeling and Observation System*

CE/CEs – Ciclone (s) Extratropical (is)

CFSR/CFSv2 – *Climate Forecast System Reanalysis/Version 2*

DJF – Dezembro, Janeiro, Fevereiro

ENOS – El Niño Oscilação Sul

HS – Hemisfério Sul

IFSC – Instituto Federal de Santa Catarina

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

JJA – Junho, Julho e Agosto

MAM – Março, Abril e Maio

PNM – Pressão Relativa ao Nível Médio do Mar

PROANTAR – Programa Antártico Brasileiro

SAM – Modo Anular Sul

SON – Setembro, Outubro e Novembro

SR/SRs – Sub-região (ões)

SR1 a SR5 – Sub-região 1 a sub-região 5

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

TRACK – Algoritmo de rastreamento

VORT - Vorticidade Relativa

SUMÁRIO

| | |
|--|-----------|
| 1. INTRODUÇÃO | 15 |
| 1.1. Objetivos | 18 |
| 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA | 19 |
| 2.1. Ciclones Extratropicais | 19 |
| 2.2. O papel dos oceanos | 24 |
| 2.3. Rastreamento automático de ciclones | 25 |
| 2.4. Oscilação Antártica | 27 |
| 2.5 Reanálise | 29 |
| 3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS | 31 |
| 3.1. Dados | 31 |
| 3.2. Método objetivo automático de identificação e rastreamento | 31 |
| 3.2.1. Estatísticas espaciais diagnósticas | 34 |
| 3.2.2. Área de estudo | 34 |
| 3.3. Estudo de caso e produtos desenvolvidos | 37 |
| 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO | 39 |
| 4.1. Climatologia de CEs | 39 |
| 4.2. Estatísticas diagnósticas | 49 |
| 4.1.1. Densidade de gênese e de trajetórias | 49 |
| 4.1.2. Intensidade dos sistemas | 51 |
| 4.1.3. Taxa de crescimento e decaimento dos ciclones | 52 |
| 4.3 Estatísticas descritivas | 56 |
| 4.4. Teleconexão - Oscilação Antártica | 61 |
| 5. PRODUTOS TÉCNICOS E TECNOLÓGICOS | 65 |
| 5.1. Instalação e execução do TRACK | 65 |
| 5.2. Episódio do deslocamento do CE sobre o Atlântico sul próximo a costa da AS | 67 |
| 5.3. Participação em eventos científicos | 71 |
| 5.3.1. II Encontro de Meteorologia do Estado de Santa Catarina (II ENMET) | 71 |
| 5.3.2. International Conference for Young Marine Researchers 2020 | 72 |
| 5.3.3. American Meteorological Society - 101st Annual Meeting/ 34th Conference on Climate Variability and Change | 72 |
| 5.3.4. 16th Conference on Polar Meteorology and Oceanography | 72 |
| 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS | 73 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 75 |
| APÊNDICE A | 86 |

1. INTRODUÇÃO

O mecanismo de circulação oceânica e atmosférica é inicialmente desencadeado pela maior incidência de radiação solar nas latitudes próximas ao equador e menor incidência nas altas latitudes (regiões polares). Essa desigualdade induz a diferenças de densidade do ar e das águas superficiais entre a região equatorial e os pólos, formando gradientes de pressão (HOLTON, 2004). Tal gradiente coloca as parcelas de ar e água em movimento (LA TORRE et al., 2008, CAVALCANTI et al., 2009). Enquanto o movimento do ar (vento) sobre a superfície dos oceanos transfere *momentum* e energia mecânica para a água, os oceanos são a principal fonte de energia e umidade, uma vez que os oceanos possuem grande capacidade de armazenar calor, devido ao elevado calor específico (POND, 1971, PEZZI; SOUZA, 2009). Os processos de trocas na interface oceano-atmosfera evidenciam a interdependência entre ambos. O padrão de circulação dos ventos sobre o oceano é um dos mecanismos mais importantes nos processos de transporte, mistura e geração de ondas, impactando diretamente em atividades humanas importantes, como indústrias de extração de óleo e gás em alto mar (THORPE, 2007). Em resumo, o sistema oceano-atmosfera é complexo e fortemente acoplado, sendo diversos os mecanismos envolvidos nas interações entre eles e em diferentes escalas de tempo e espaço.

Os fenômenos atmosféricos transientes atuam na manutenção do balanço global de calor, umidade e *momentum* ao transportar o excedente dos trópicos para os pólos (PEIXOTO; OORT, 1992). Nas latitudes médias e altas do Hemisfério Sul (HS), os ciclones extratropicais (CEs) são os principais fenômenos envolvidos neste transporte, onde o continente antártico é o sumidouro de calor (OWENS; ZAWAR-REZA, 2015). Contudo, o transporte de massa não se dá exclusivamente a partir das baixas para altas latitudes, podendo ocorrer também a partir da direção oposta, devido ao cinturão de baixa pressão ao redor da Antártica que cria condições ideais para o desenvolvimento dos ciclones extratropicais no HS (OWENS; ZAWAR-REZA, 2015). A região abaixo de 60° S é caracterizada pelo surgimento e passagem de sistemas meteorológicos de grande intensidade e energia, como frentes frias e ciclones (TURNER et al., 1998) que acabam por atingir a porção sul e sudeste da AS. King e Turner (1997) ressaltam que os CEs possuem um papel importante na interface atmosfera-oceano-gelo nas altas latitudes e são os principais sistemas de escala sinótica encontrados na costa da Antártica.

Fenômenos naturais que ocorrem no Brasil estão sob influência da região antártica devido à relativa proximidade entre os continentes sul americano e antártico. A passagem das frentes frias e ciclones aos quais elas estão associadas são sistemas meteorológicos determinantes para a precipitação na América do Sul, além de induzirem à formação de ressacas e inundações na costa brasileira, tendo papel crítico em questões de segurança costeira e *offshore* (PARISE; CALLIARI; KRUSCHE, 2009, CATTO et al., 2010, MACHADO et al., 2020) e podem impactar significativamente as atividades socioeconômicas conforme a intensidade das frentes (GRAMCIANINOV et al. 2020).

O continente antártico é circundado pelo oceano Austral, que é caracterizado pela massa de água que circula livremente ao redor continente abaixo da latitude de 60° S, mas sua influência na costa sul-americana pode chegar a latitudes mais baixas (DERKANI et al., 2021). Este oceano é o principal absorvedor de CO₂ e também controla a biogeoquímica oceânica do planeta, fornecendo nutrientes para a termoclina, influenciando assim a produção primária e a exportação de carbono global (HENLEY et al., 2020). Massas d'água formadas no oceano Austral também exercem influência sobre a costa da AS, já que podem alterar a temperatura, salinidade, concentrações de gases dissolvidos e nutrientes disponíveis de massas de água costeiras. Por exemplo, a Corrente das Malvinas, que é uma corrente originada a partir da Corrente Circumpolar Antártica, e é um dos principais mecanismos que causam picos de produtividade fitoplanctônica na plataforma continental Sudoeste do Atlântico Sul (MATANO; PALMA; PIOLA, 2010). Outra característica importante do oceano Austral é a interconexão das três maiores bacias oceânicas do globo, bem como as camadas oceânicas de superfície e profundidade, o que lhe confere o papel de regulador da circulação oceânica e o clima global. Por isso, alterações na região podem ter consequências globais. Em particular, o acoplamento entre a circulação oceânica, o gelo marinho e os ciclos biogeoquímicos pode resultar em feedbacks positivos que impulsionam mais mudanças nos padrões climáticos (RINTOUL; GARABATO, 2013).

O Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) foi criado em 1982, promovendo desde então de forma multidisciplinar e interinstitucional, pesquisas nas áreas de Ciências da Terra, da Vida e na área tecnológica. Os objetivos do PROANTAR estão relacionados, por exemplo, à produção de conhecimento científico sobre a Antártica e suas relações com o restante do

sistema climático global, envolvendo a criosfera, os oceanos, a atmosfera e a biosfera. A produção científica é condição essencial para que o Brasil mantenha sua condição de Membro Consultivo do Tratado da Antártica, possibilitando ao país ser pleno do SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*) tendo direito a participar dos grandes projetos científicos globais, desenvolvidos em parcerias internacionais na Antártica. (*Action Plan Antarctic Science Action Plan Antarctic Science 2013–2022*). Um dos projetos mais recentes do PROANTAR é o Projeto *Antarctic Modeling Observation System* (ATMOS), que consiste no estudo da interação gelo marinho-oceano-atmosfera-ondas no setor Atlântico do Oceano Austral e sua relação com o Clima da AS. O Projeto ATMOS é uma resposta à chamada CNPQ/MCTIC/CAPES/FNDCT 21/2018, desenvolvido no âmbito do Programa Antártico do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Esta é uma promissora iniciativa de ciência, tecnologia e inovação que visa contribuir para um melhor entendimento dos processos de interação do gelo marinho antártico com oceano, com a atmosfera e com as trocas de fluxos turbulentos nesta interface em micro e meso escalas no Setor Atlântico do Oceano Austral e como essa interação afeta o clima da AS.

Devido à relevância e potencial impacto dos ciclones, nos últimos anos tem aumentado o interesse em pesquisar não apenas a região de formação de CEs, mas também sua estrutura e das nuvens associadas e as características de precipitação. Essa avaliação dos CEs passou a ser uma parte importante do processo do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) (CATTO et al., 2010), pois além destes ciclones serem responsáveis pelas chuvas necessárias para os setores de agricultura e geração de energia, também estão fortemente associados à ocorrência de desastres ambientais, com incidência de ventos fortes e precipitações intensas, ressacas marinhas, inundações e deslizamentos de terra e, portanto, perdas econômicas e fatalidades (FROUDE; BENGTSSON; HODGES, 2007). A partir de novas informações, é possível aumentar a previsibilidade sobre os CEs e com isso, reduzir o impacto sócio-econômico que estes sistemas podem causar. Essas informações são de interesse do poder público e privado, em especial para os setores de navegação, prospecção, pesquisa e gestão costeira. Além disso, compreender as características de formação e deslocamento dos ciclones extratropicais é extremamente importante para a gestão adequada dos recursos naturais e redução de riscos para as populações vulneráveis.

1.1. Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é analisar o deslocamento de ciclones extratropicais que se formam em altas latitudes e que se deslocam em direção ao setor central do oceano Atlântico Sul, determinados a partir de um método objetivo e automático de detecção. Especificamente, neste projeto propõe-se a:

- a. Aplicar um algoritmo automático de rastreamento de ciclones extratropicais que se formam em altas latitudes do setor Pacífico e Atlântico do oceano Austral;
- b. Avaliar a variabilidade sazonal do comportamento dos principais parâmetros de caracterização, assim como das trajetórias, dos ciclones detectados;
- c. Determinar uma relação entre os parâmetros meteoceanográficos que caracterizam a atuação e deslocamento dos CEs;
- d. Relacionar a atuação dos ciclones extratropicais com a Oscilação Antártica (AAO);
- e. Determinar os impactos de um CE sobre a costa brasileira, a partir de sua detecção de forma automática.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Ciclones Extratropicais

Dentre os sistemas meteorológicos que atuam sobre a América do Sul e oceanos adjacentes destacam-se os ciclones. Os ciclones são fenômenos circulatórios de escala sinótica que possuem comprimentos de onda superiores a 2000 km e que normalmente duram dias a semanas (ORLANSKI, 1975). Estes sistemas estão associados a centros de baixa pressão em superfície que podem ser formados em diversos níveis da atmosfera e são classificados em tropicais, subtropicais ou extratropicais, conforme as características físicas e locais onde se formam (PEIXOTO; OORT, 1992).

Ciclones tropicais são sistemas de baixa pressão que não estão associados a frentes e são formados a partir de instabilidades barotrópicas (conversão da energia cinética do estado básico para energia cinética turbulenta). Possuem núcleo quente e se desenvolvem sobre os oceanos tropicais ou subtropicais. O diâmetro é da ordem de centenas de quilômetros, são simétricos e se originam a partir de perturbações ciclônicas nas regiões equatoriais sob condições de fraco cisalhamento vertical do vento horizontal (FRANK, 1977). Os ciclones subtropicais são sistemas híbridos que inicialmente possuem núcleo frio, mas que desenvolvem um núcleo quente semelhante às tempestades tropicais em estágios avançados. A ciclogênese está geralmente associada a uma anomalia ciclônica fraca na superfície devido ao desprendimento de um centro de baixa pressão associado a um sistema frontal ou um cavado de altos níveis para latitudes mais baixas, induzindo ciclogênese sobre regiões de intenso fluxo de calor latente em superfície (GOZZO, 2014).

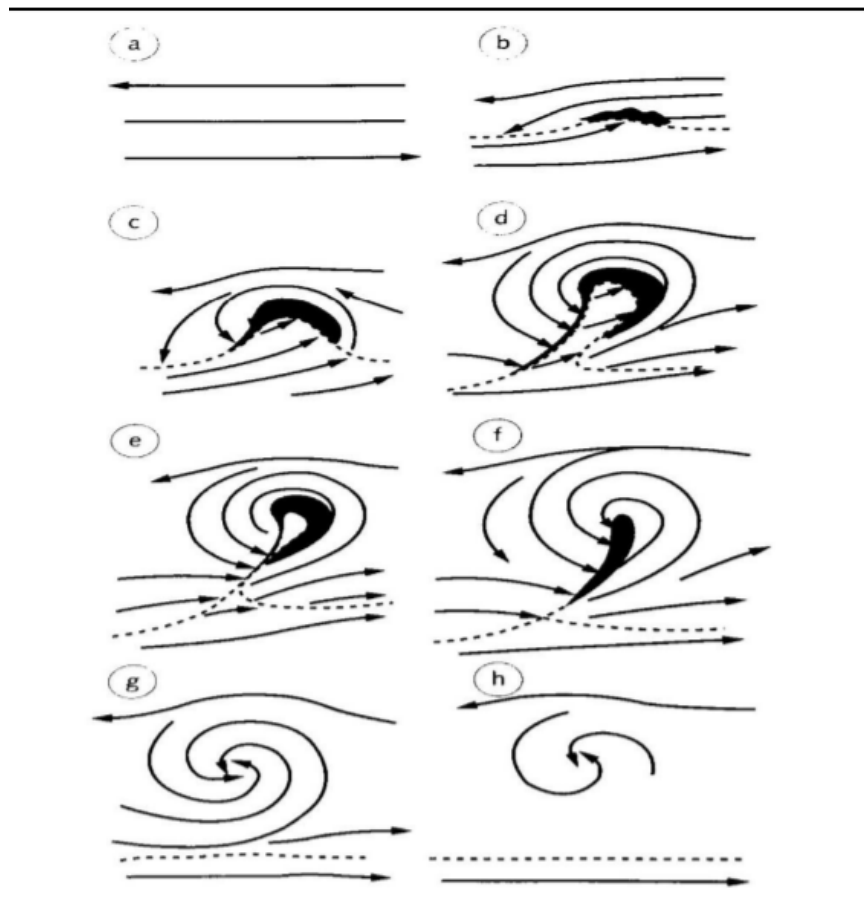
A formação de ciclones extratropicais no HS está associada primariamente a perturbações baroclínicas (BJERKNES; SOLBERG, 1922; HOLTON, 2004). Instabilidades baroclínicas acontecem devido à distribuição desigual de radiação, pois, embora a distribuição zonal (leste-oeste) da incidência solar seja quase simétrica em ambos os hemisférios, existe um forte gradiente meridional (norte-sul), que é justamente mais intenso nas latitudes médias

(PEIXOTO; OORT, 1992). O gradiente meridional propicia o desenvolvimento de perturbações no fluxo atmosférico (por exemplo, movimentos cisalhantes verticais) que podem crescer exponencialmente ao retirar energia potencial disponível do escoamento médio da atmosfera e convertê-la em energia cinética. Eventualmente, tais distúrbios ‘quebram’ e se dissipam como vórtices migratórios, ou seja, ciclones e anticiclones (CHARNEY, 1947; EADY, 1949; HOLTON, 2015).

O crescimento da instabilidade baroclínica está atrelado à vorticidade potencial. A vorticidade potencial é uma propriedade conservativa, por isso sua taxa de variação pode ser prevista por advecção. Quaisquer alterações podem ser atribuídas à “criação” ou “destruição” da vorticidade potencial por processos diabáticos (atrito, aquecimento latente e aquecimento radiativo). Quando a tropopausa é rebaixada, trazendo uma anomalia vorticidade relativa negativa (considerando o HS) em altos níveis, os contornos de temperatura potencial se curvam em direção à anomalia, resultando em uma anomalia fria, e uma circulação ciclônica é induzida. Os efeitos da circulação se propagam para níveis inferiores da atmosfera, induzindo assim a ciclogênese extratropical em superfície (CATTO, 2016).

O primeiro modelo conceitual criado para descrever os estágios de vida de um ciclone extratropical (Figura 1) foi desenvolvido por Bjerknes e Solberg (1922). A partir de observações de superfície, os autores identificaram a presença de sistemas de baixa pressão associados a frentes frias e quentes. Neste modelo, os autores propuseram que o desenvolvimento do ciclone se inicia a partir de uma pequena perturbação ondulatória ao longo de um intenso gradiente termal, como no encontro entre uma frente quente e uma frente polar, originando desta forma um sistema de baixa pressão com frentes frias e quentes. À medida que a perturbação se desenvolve, o setor quente se estreita até o ponto em que a frente fria chegue ao centro. O sistema chega na fase de oclusão quando a frente fria avança sob a frente quente (BJERKNES e SOLBERG, 1922).

Figura 1: Estágios de desenvolvimento de um ciclone extratropical conforme modelo desenvolvido por Bjerknes e Solberg (1922). Em que a) Escoamento médio inicial; b) Perturbação inicial; c-d) Perturbação ciclônica; e) Início de oclusão; f) Máxima intensidade da oclusão; g) Ciclone ocluído e h) Ciclone em fase final.



Fonte: Bjerknes e Solberg (1922).

Os primeiros estudos de ciclones no HS e Oceano Austral (van LOON 1965; TALJAARD, 1967; GAN; RAO, 1991) conseguiram alcançar resultados relativamente bem precisos a partir de dados esparsos e técnicas manuais. Estes estudos também mostraram que existem algumas regiões com condições mais propícias à formação dos CEs, definidas como áreas ciclogênicas. Fazendo uso de cartas sinóticas, Gan e Rao (1991) descreveram duas regiões na costa sudeste da AS, uma na Argentina e outra no Uruguai. Posteriormente, resultados semelhantes foram encontrados por vários autores usando abordagens mais sofisticadas, como algoritmos de rastreamento automatizados (SINCLAIR, 1995, SIMMONDS e KEAY, 2000; HOSKINS e HODGES, 2005; HODGES; LEE; BENGTTSSON, 2011, GRIEGER et al., 2018). Estas climatologias recentes apontam que a principal região oceânica de formação de CEs no HS se localiza nas médias latitudes da AS, formando uma espiral até a

costa da Antártida. O centro de máxima atividade ciclônica (mínima vorticidade no HS) na costa Antártica pode ser consequência de instabilidades baroclínicas pré-existentes em níveis mais altos da atmosfera da região Antártica (HOSKINS; HODGES, 2005). Enquanto a principal ciclogênese no HS ocorre a sotavento dos Andes com dois centros de máxima, um centro está orientado para o polo e está associado ao local onde um ciclone originado no Pacífico encontra os Andes e o outro está orientado para o equador (GAN; RAO, 1991; SIMMONDS; KEAY, 2000; HODGES; LEE; BENGTTSSON, 2011).

O gradiente meridional de temperatura atmosférica também é responsável por formar as correntes de jato subtropical e polar, que são correntes de intensos ventos de oeste formados na região da tropopausa sob regiões de fortes gradientes termiais. A pressão de uma parcela de ar frio (i.e., polar) diminui muito mais rapidamente conforme aumenta a altitude do que a pressão de uma parcela de ar mais quente (i.e., tropical). Como consequência, forma-se um gradiente de pressão e um ambiente baroclínico que induz as parcelas de ar a entrarem em movimento. Este padrão, somado ao desvio causado pelo efeito de Coriolis, resulta no escoamento médio dos extratropicais predominantemente de oeste para leste (WALLACE; HOBBS, 2006). Sobrepostas às correntes de jato existem ondas baroclínicas que se propagam para leste a partir de instabilidades no escoamento de grande escala em que estão inseridas. Levando em consideração a relação existente entre escoamentos em diferentes camadas da atmosfera, o deslocamento de muitos sistemas sinóticos tende a acompanhar o desenvolvimento e a propagação natural do escoamento em altos níveis. Em superfície, essas ondas baroclínicas geram os ciclones extratropicais. Portanto, os jatos exercem influência na direção de deslocamento dos CEs (WALLACE; HOBBS, 2006).

Segundo Hoskins e Hodges (2005), o desenvolvimento de ciclones ao longo da costa sul-americana está ligado à área ciclogênica do Pacífico Sul, em que perturbações geradas à montante dos Andes se propagam para a área ciclogênica do Atlântico Sul. Próximo à latitude de 47° S, a formação de ciclones parece estar associada principalmente à regeneração dos sistemas ciclônicos de superfície, originados no oceano Pacífico, que se dissipam ao cruzar os Andes e a Península Antártica (HOSKINS; HODGES, 2005). Há uma interação entre os cavados transientes do Pacífico e o cavado estacionário dos Andes, criando condições para o desenvolvimento de instabilidades baroclínicas (GAN; RAO, 1994). A cordilheira favorece a

geração de uma anomalia ciclônica pelo efeito de montanha e também canaliza o ar quente e úmido (ventos alísios) para latitudes subtropicais gerando convergência da umidade e do vento em superfície (PARISE, 2014). Além disso, há uma influência do escoamento médio do jato subtropical. O fluxo interage com a cadeia de montanhas andinas e cria condições em média troposfera que podem favorecer desenvolvimento ciclônico em baixa troposfera (HOSKINS; HODGES, 2005). Sinclair (1995) além de relacionar as regiões ciclogênicas com a interação com os Andes, aponta para a influência dos gradientes de TSM que estão localizados ao sul de 30° S. Entre a banda latitudinal de 50° – 70° S ocorrem três sistemas de forte gradiente termal que criam condições para formação de ciclones, a frente subantártica, frente polar e frente circumpolar antártica. Estudos anteriores encontraram o maior número de ciclones no Oceano Austral entre essas latitudes, em todas as estações do ano (JONES e SIMMONDS, 1993, HOSKINS e HODGES, 2005, e WEI e QIN, 2015).

Eventos de ressacas e aumento do nível relativo do mar na costa brasileira são atribuídos à passagem de CEs (PARISE; CALLIARI; KRUSCHE, 2009, OHZ; KLEIN; FRANCO, 2020), com extremos de ondas provenientes de sul e sudeste (MULER; BONETTI, 2014). Isto se deve às forçantes de interação oceano-atmosfera: efeito de barômetro inverso induzido pelo centro de baixa pressão atmosférica e tensão superficial (arrasto) dos ventos associados aos CEs, que são capazes de provocar mudanças no nível relativo do mar (BENILOV, 2015). Barômetro inverso diz respeito à resposta oceânica às pressões atmosféricas, se é um sistema de alta (baixa) pressão atuando na atmosfera, no oceano se forma um centro de baixa pressão (alta), provocando uma diminuição (aumento) do nível do mar relativo local (BENILOV, 2015). Parise, Calliari e Krusche (2009) estudaram eventos de ressacas e erosão costeira associadas à passagem de ciclones entre 35° S e 60° S, em uma praia do Rio Grande do Sul. Os autores verificaram que os CEs que se deslocaram para leste/sudeste sobre o oceano Atlântico foram responsáveis por todos os episódios de ressaca nos anos de 2006 e 2007.

Para entender as interações entre o oceano, a atmosfera e o gelo continental e marinho (criosfera) na Antártica e seus arredores com o continente sul-americano, deve-se compreender os processos de formação de sistemas meteorológicos de larga e média escalas que ocorrem na interface oceano-atmosfera do setor Atlântico do oceano Austral. Um melhor entendimento dos

processos de interação oceano-atmosfera-gelo marinho que ocorrem ao redor do continente antártico e no setor Atlântico do oceano Austral poderá refletir numa melhora das previsões de tempo e clima para o continente (PARISE et al., 2015).

2.2. O papel dos oceanos

A existência dos oceanos garante um clima mais ameno na Terra, uma vez que 71% do planeta é coberto por água. A capacidade de calor dos oceanos é cerca de 1000 vezes maior do que a da atmosfera, isso mais a alta fluidez da água atribuem aos oceanos um papel decisório no sistema climático, sendo eles capazes de absorver, armazenar e transportar a maior parte do calor fornecido pela radiação solar (BIGG et al., 2003; SCHMITT, 2018). Tais fatos fazem com que o clima a longo prazo e sua previsibilidade tenham suas origens nos oceanos.

Uma das características oceânicas de maior influência no comportamento dos CEs é o gradiente da temperatura da superfície do mar (TSM), que é capaz de alterar a intensidade dos ciclones. O oceano absorve calor do ar sobrejacente e conforme a superfície oceânica esquenta o suficiente para a água começar a evaporar, o oceano fornece umidade para atmosfera. Quando essa umidade mais tarde se condensa em gotículas de nuvem, libera calor latente através da evaporação e aquece a atmosfera. Tal processo desestabiliza a baixa troposfera, pois torna o ar menos denso, gerando baroclinicidade (instabilidade termodinâmica) e, por consequência, convergência do vento em superfície e divergência no em altos níveis (HOLTON, 2004; CATTO, 2016). Sinclair (1995) sugeriu que a correlação entre o alto gradiente de TSM e a ciclogênese pode estar relacionada à transferência de baroclinicidade oceânica para a atmosfera. Piva, Moscati e Gan (2008) simularam o comportamento de um CE explosivo sobre a costa leste da América do sul (AS) e encontraram que ao diminuir os valores dos fluxos de calor latente e sensível, diminui também a intensidade do mesmo, não sendo mais categorizado como explosivo. Um CE explosivo é um fenômeno que em um curto espaço de tempo a pressão no centro do sistema diminui de forma brusca, provocando um gradiente horizontal de pressão intenso (SANDERS; GYAKUM, 1980).

De acordo com Bach et al. (2019), a influência do gradiente da TSM na interação oceano-atmosfera depende da região geográfica. Na região extratropical, o oceano é forçado

pela atmosfera, enquanto que nos trópicos acontece o contrário. Essa relação dinâmica foi primeiramente descrita por Kalnay, Mo e Paegle (1986), que associaram as anomalias de TSM e de vorticidade em 850 hPa para identificar se é o oceano ou a atmosfera a forçante dominante. De acordo com esses autores quando se considera a atmosfera como forçante sobre o oceano, a atuação de uma circulação atmosférica ciclônica provoca o resfriamento da superfície marinha por meio da divergência de águas superficiais, logo, favorece a ressurgência de águas mais profundas, e ao mesmo tempo, a circulação ciclônica está associada à dias encobertos que reduzem a insolação da superfície.

2.3. Rastreamento automático de ciclones

A alta variabilidade das propriedades hidrodinâmicas do oceano e da atmosfera favorece diversos mecanismos de retroalimentação entre estes sistemas, o que dificulta a representação analítica dos processos meteoceanográficos. Por isso, técnicas computacionais são uma alternativa para embasar os estudos em interação oceano-atmosfera. Nesse sentido, a evolução computacional possibilitou estudar os ciclones de forma objetiva por meio de algoritmos de rastreamento automático (SIMMONDS; KEAY; BYE, 2012). Neste tipo de análise o algoritmo reconhece os valores máximos ou mínimos de variáveis meteorológicas de interesse que garantam a confiabilidade da representação do fenômeno (HODGES, 1994).

Existem diversos métodos automáticos para identificar e rastrear ciclones (SIMMONDS; LEIGHTON; MURRAY, 1999, HOSKINS; HODGES, 2005, SIMMONDS; KEAY; BYE, 2012), o que pode levar a diferentes conclusões quanto à variabilidade e tendências dos ciclones, além de diferentes mecanismos que induzem esses fenômenos (GRIEGER et al., 2018). Murray e Simmonds (1991) desenvolveram um dos primeiros algoritmos automáticos para encontrar e rastrear centros de alta/baixa pressão superficial, usando o máximo do Laplaciano da pressão como variável de interesse. Jones e Simmonds (1993, 1994) analisaram o desempenho do esquema de rastreamento criado por Murray e Simmonds (1991) com diferentes conjuntos de dados e concluíram que é uma ferramenta muito útil para aplicações meteorológicas. Hoskins e Hodges (2002, 2005) usaram o algoritmo desenvolvido por Hodges (1994), aqui referido por TRACK, para rastrear ciclones e anticiclones a partir de uma gama de variáveis meteorológicas, como a pressão relativa ao nível

médio do mar (PNM), altura geopotencial e temperatura potencial. Uma vantagem da abordagem objetiva e automática é a possibilidade de lidar com uma grande quantidade de informações em um período mais curto de tempo. Xia et al. (2015) analisaram quase mil anos de dados para rastrear as atividades ciclônicas no HS e verificaram que há uma variabilidade anual muito forte de CEs no inverno austral e maiores variações na escala de tempo do centenário, mais ainda do que para o Hemisfério Norte.

Considerando estudos acerca da AS e do oceano Atlântico Sul, os autores Gramcianinov et al. (2019) produziram uma nova climatologia de ciclones extratropicais a partir do algoritmo TRACK. Os autores apontam que perturbações em baixos níveis associadas ao transporte de umidade são responsáveis por iniciar a ciclogênese no verão e durante o inverno, a formação de ciclones é induzida pelas instabilidades baroclínicas provocadas pelo fortalecimento do jato de altos níveis. Os autores também ressaltam que ao sul de 35° S, o desenvolvimento dos ciclones estão sob menor influência dos fluxos de umidade quando comparados às demais regiões. O posicionamento das trajetórias dos CEs apresenta grande variabilidade conforme o período sazonal, em que ocorre um deslocamento para norte (baixas latitudes) no inverno e para sul (altas latitudes) no verão. O trabalho mostra que não foi observado diferença significativas nas regiões SR2 e SR4. Em SR1, SR3 e SR5 verifica-se um deslocamento de poucos graus para norte no inverno. Esse comportamento também foi observado por Guia (2011) no seu estudo sobre as características sinóticas das trajetórias na AS e oceanos adjacentes.

O algoritmo desenvolvido por Hodges (1994) foi aplicado em diversos estudos climatológicos do HS, o que o torna uma metodologia consolidada. A grande vantagem do algoritmo é a possibilidade de analisar o comportamento dos CEs enquanto um grupo de sistemas ou região de atuação e também como sistemas individuais. As saídas do algoritmo contém informações a cada passo de tempo acerca da posição, intensidade e direção de deslocamento.

É importante ressaltar que a precisão das simulações depende da capacidade do modelo de representar as condições físicas dos fenômenos envolvidos nas interfaces acopladas, mas é inegável que as ferramentas computacionais têm auxiliado na maior compreensão dos

processos que controlam as trocas na interface oceano-atmosfera, fornecendo novas informações sobre o comportamento dos ciclones (HODGES; LEE; BENGTSSON, 2011, GRIEGER et al., 2018).

2.4. Oscilação Antártica

A variabilidade climática natural é medida através das oscilações do estado médio do sistema climático, que são causadas pelas interações internas das componentes do sistema terrestre (atmosfera, hidrosfera, litosfera, criosfera e biosfera). A variabilidade climática antrópica é medida por mecanismos externos, que atuam como forçantes do sistema terrestre e induzem a mudanças ambientais nas componentes. Em suma, quando uma variação apresenta um determinado padrão espacial recorrente com características identificáveis, então é referida como modo de variabilidade climática (HERNÁNDEZ et al., 2020).

A oscilação Antártica (AAO, em inglês), também chamada de Modo Anular Sul (SAM, em inglês), é o principal modo de variabilidade climática natural de larga escala sobre a região extratropical e de latitudes médias do HS (THOMPSON; WALLACE, 2000). A AAO favorece teleconexões entre as altas e médias latitudes, em que variáveis como altura geopotencial, PNM e TSM possuem sinais opostos. O termo teleconexão descreve ligações ou relações, direta ou indiretamente, entre regiões geograficamente separadas. Essa oscilação pode ocorrer ao longo de todo o ano na troposfera e é responsável por alterar a intensidade dos ventos de oeste entre as médias e altas latitudes, em consequência do aumento do gradiente de pressão meridional entre as latitudes médias e altas, o que aumenta as velocidades do vento geostrófico zonal (THOMPSON; WALLACE, 2000).

Uma fase positiva da AAO é caracterizada por anomalias de pressão positivas nas latitudes médias e pressões anormalmente baixas nas latitudes mais próximas à Antártica. Essa fase indica o fortalecimento de um vórtice circumpolar e ventos zonais (de oeste) que circunda a Antártica e estão associados a mudanças na distribuição espacial das trajetórias de CEs que se deslocam mais para a Antártica (CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005). Thompson e Wallace (2000) mostraram que a diminuição da pressão do nível do mar sobre altas latitudes durante a fase positiva do AAO leva a anomalias de vento zonal médio em uma banda larga em

torno de 55°S e aumenta os ventos de oeste do Oceano Antártico. O estudo de Parise et al. (2015) mostra que os extremos de gelo marinho antártico impostos no clima atual favorecem a fase positiva do AAO, que desencadeia um fortalecimento do jato polar e um enfraquecimento do jato subtropical, ambos em altos níveis. Uma fase negativa da AAO exhibe padrão contrário, portanto, há um enfraquecimento dos ventos de oeste e um deslocamento mais ao norte dos CEs.

Gillett, Kell e Jones (2006) mostraram que a fase positiva AAO tem impactos significativos na temperatura e precipitação em grande parte do HS extratropical, em que a fase positiva da AAO é responsável por um resfriamento significativo sobre a Antártica e um aquecimento sobre a Península Antártica e Argentina. Adicionalmente, os autores atribuíram as condições de seca sobre a AS à oscilação, uma vez que a intensificação dos ventos de oeste (i.e., AAO +) funcionam como uma barreira termal que confina os ciclones em áreas mais ao sul. Vasconcellos e Cavalcanti (2010) examinaram a relação entre extremos pluviométricos na região sudeste do Brasil durante o verão e sua relação com AAO, e encontraram aparentemente que durante AAO positiva houve uma maior ocorrência de anomalia positiva de precipitação na região e para AAO negativa condições mais severa de secas.

A influência da AAO no deslocamento dos CEs foi estudado por Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005). Durante o período negativo (positivo) da oscilação há o fortalecimento (enfraquecimento) do jato subtropical de altos níveis juntamente com o enfraquecimento (fortalecimento) do jato polar de altos níveis. Tal cenário favorece a maior ocorrência de todo o ciclo de vida (do crescimento ao decaimento) dos CEs em baixas latitudes. Os autores sugerem que isso se deve ao deslocamento do jato subtropical em direção ao equador durante a fase negativa da AAO, que favorece a ciclogênese e a dissipação de ciclones em latitudes mais baixas. O oposto acontece durante a fase positiva da oscilação. Já os autores Parise et al. (2015) investigaram a sensibilidade climática da atmosfera no HS a extremos de gelo marinho ao redor da Antártica, por meio de experimentos numéricos. O efeito isolante provocado pelos extremos positivos de gelo (maior extensão de gelo marinho) foi capaz de criar perturbação ao longo da atmosfera, induzindo um resfriamento na atmosfera do HS de cerca de -1° C. Os autores reforçam que essa resposta rápida da atmosfera se assemelha ao padrão típico da fase positiva da AAO, com um resfriamento coincidindo com o local onde o vento em superfície aumenta

(sul de 50°S) e um aquecimento onde os ventos de oeste enfraquecem (de 45° a 20°S) (PARISE et al., 2015).

Usualmente, os modos de variabilidade natural são avaliados por meio de índices climáticos, que é uma quantidade simples de diagnóstico usada para caracterizar um aspecto de um sistema geofísico, como um padrão de circulação. O índice AAO diário é calculado a partir de anomalias diárias de altura geopotencial em 700mb, abaixo da latitude de 20° S. De acordo com Centro de Previsões Climáticas (CPC/NCEP) da Administração Nacional Oceânica e Atmosférica (NOAA) dos EUA, para identificar os principais padrões de teleconexão na circulação atmosférica, uma função ortogonal empírica é aplicada à média mensal de anomalias de altura de 700 hPa nas latitudes abaixo de 20° S, durante o período 1979-2000.

2.5 Reanálise

Um dos avanços recentes mais significativos para a compreensão do comportamento atmosférico veio do uso de assimilação de dados e a geração de reanálises oceânicas e atmosféricas. Na reanálise, os dados históricos podem ser inseridos no ciclo de análise do modelo, que por sua vez pode produzir uma análise, cuja qualidade está relacionada com a densidade e qualidade das observações que foram inseridas. A geração dos produtos de reanálise fez com que os estudos atmosféricos das altas latitudes austrais pudessem ser realizados com um novo nível de confiança, isto devido às novas técnicas de assimilação de dados e melhoria dos dados de satélite que servem como uma alternativa para falta de dados observacionais *in situ* no Hemisfério Sul (BENGTSSON; HODGES; HAGEMANN, 2004).

O CFSR/CFSv2 é um sistema global, de alta resolução, com acoplamento entre os sistemas atmosfera-oceano-terra-gelo marinho. A primeira versão dessa reanálise cobre o período entre 1979 a 2011 e a segunda a partir de março de 2011 até o presente (SAHA et al., 2010, 2014). A resolução horizontal do modelo atmosférico é de aproximadamente 38 quilômetros e conta com 64 níveis verticais, enquanto o oceano global tem resolução de 0,25° no equador, estendendo-se a 0,5° nos extratropicais, com 40 níveis de profundidade (SAHA et al., 2010). Os produtos do CFSR/CFSv2 estão disponíveis em resolução temporal horária e uma resolução horizontal de 0,5° latitude × 0,5° longitude. As avaliações das ‘re-previsões’

destacam a superioridade da versão 2 para as previsões globais de TSM (SAHA et al., 2014). Stopa e Cheung (2014) compararam dados de velocidade do vento e altura de ondas das reanálises do ERA-Interim (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF) e CFSR (NCEP), e mostraram que o NCEP/CFSR apresentou uma forte diminuição no nível de erros para o oceano Austral a partir de 1994, além de melhor caracterização de eventos extremos. Hodges, Lee e Bengtsson (2011) a fim de verificar a representação de algumas características dos ciclones, como densidade de gênese, intensidade máxima e estrutura do ciclone em superfície, avaliaram a performance do CFSR e outros três conjuntos diferentes de reanálises para o inverno boreal e austral, e concluíram que há uma melhora significativa no desempenho desses conjuntos de dados, principalmente para o HS.

3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

3.1. Dados

Os ciclones extratropicais foram identificados como centros de vorticidade ciclônica e rastreados usando o algoritmo TRACK (HODGES, 1994, 1995, 1999), detalhes na seção [3.2](#). Os dados de vorticidade relativa em 850 hPa foram calculados a partir das componentes U (zonal) e V (meridional) do vento da reanálise *Climate Forecast System Reanalysis/Version 2* (CFSR/CFSv2), desenvolvida pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Os ciclones foram rastreados em um intervalo de seis horas, de janeiro de 1982 a dezembro 2019, e a influência do oceano foi avaliada usando a segunda versão do conjunto de dados NOAA *Daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature* (DOISST v.02) (HUANG et al., 2020) e a PNM da reanálise do CFSR/CFSv2.

O conjunto de dados históricos de TSM DOISST v.02 assimila observações de diferentes fontes (satélites, navios, bóias e flutuadores Argo) em uma grade global regular. As lacunas na grade são compensadas com interpolações, permitindo criar um mapa espacialmente completo. As observações de satélites e navios são referenciadas a bóias para compensar diferenças de plataforma e desvios de sensores (HUANG et al., 2020).

3.2. Método objetivo automático de identificação e rastreamento

O TRACK é um algoritmo de identificação automática e objetiva desenvolvido por Hodges (1994, 1995, 1999a) e é usado como uma ferramenta computacional para previsão e diagnóstico de fenômenos meteoceanográficos em uma determinada série temporal. Sistemas como ciclones extratropicais (HOSKINS; HODGES, 2005), ondas de leste (HODGES *et al.*, 2003), nuvens (HODGES; THORNCROFT, 1997, HODGES, 1998) e vórtices oceânicos (HODGES, 1999b) estão entre os fenômenos que o TRACK tem habilidade de identificar e rastrear.

O algoritmo baseia-se no método Lagrangeano, no qual o rastreamento é feito ponto a ponto, seguindo o deslocamento de fenômenos meteoceanográficos, a partir de variáveis de interesse (por exemplo, PNM, altura geopotencial ou vorticidade relativa). O algoritmo pode identificar tanto os valores máximos quanto os mínimos das variáveis e a partir delas pode descrever detalhes das fases do ciclo de vida de vórtices migratórios analisados como formação, posição, intensidade, deslocamento e dissipação (HODGES, 1999a). Neste trabalho, os sistemas escolhidos foram os ciclones extratropicais e a variável rastreada foi o valor mínimo da vorticidade relativa (ζ) em 850 hPa (ζ_{850}). Hodges (1999a) e Hoskin e Hodges (2002) pontuam que o campo de vorticidade relativa em 850 hPa sofre menos interferência dos fluxos de *background* (escala planetária) e, portanto, representa fenômenos sinóticos menores que aqueles caracterizados pelo campo de PNM. Tal fato garante que uma maior quantidade de sistemas seja identificada e que isso ocorra em estágios iniciais do desenvolvimento ciclônico.

De acordo com Hodges (1994), o algoritmo ‘varre’ o conjunto de dados fornecido em busca da variável de interesse nos pontos de grade e faz uma pré-seleção de casos que obedecem às condições iniciais fornecidas e que possam ser considerados candidatos a vórtices ciclônicos. Cada caso é considerado como uma sequência de pontos, e a trajetória é formada usando a técnica do vizinho mais próximo e uma função custo, que é construída a partir de medidas locais de suavização do rastreamento. A suavização é medida em termos da mudança de direção e velocidade da trajetória do ciclone, por isso requer-se um mínimo de três *frames* consecutivos. A função custo considera passos de tempo futuro e passado para garantir que não haja dependência da ordem dos pontos no resultado final, assim a trajetória se tornará mais realista (HODGES, 1999). As condições iniciais impostas ao algoritmo cumprem o propósito de evitar situações em que os ciclones possam ter se dividido ou se fundido a outros. Depois de obter o campo da variável de interesse, que neste estudo é a ζ_{850} , o algoritmo TRACK processa quatro etapas principais: i) Filtragem de dados; ii) Identificação de objetos; iii) Identificação do extremo da variável de interesse e, por fim, iv) Rastreamento (HODGES, 1995). Para fins deste estudo o termo “objeto” refere-se aos CEs que correspondem às condições iniciais impostas.

A fase de filtragem envolve a aplicação de um filtro espectral dos dados brutos que serve para remover sistemas de baixa frequência e de escala planetária que tenham um número de onda menor ou igual a cinco. Em seguida, a vorticidade foi truncada no número de onda

total 42 (T42), reforçando que apenas os sistemas da escala sinótica sejam identificados, deixando de fora aqueles de escala espacial muito pequena. Essa etapa é necessária para o caso da vorticidade, uma vez que sistemas atmosféricos de escalas maiores podem mascarar alguns sistemas extremos (HOSKINS; HODGES, 2002). Esses passos evitam problemas durante o processo de identificação e rastreamento dos sistemas de escala sinótica e diminuem as inconsistências causadas por estruturas de pequena escala presentes no campo de vorticidade da reanálise do CFSR/CFSRv2, que pode provocar problemas de coerência (trajetórias irrealistas) no rastreamento (GRAMCIANINOV *et al.* 2019).

Depois do filtro, o algoritmo classifica os pontos como objetos ou pontos do escoamento planetário, conforme critério de condições iniciais (definido pelo próprio usuário). Neste presente estudo, a magnitude mínima da vorticidade estabelecida foi $\zeta = 1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Os pontos que possuem uma vorticidade maior ou igual (em módulo) a esse limite são considerados pontos pertencentes ao objeto e recebem o rótulo (1). Aqueles que têm uma vorticidade menor são considerados parte do escoamento de *background* de larga escala e recebem o rótulo (0). Os objetos são então divididos em conjuntos distintos e quaisquer dois pontos adjacentes pertencerão ao mesmo objeto. A identificação de objetos significa que apenas um pequeno subconjunto dos dados originais precisa ser armazenado e explorado para pontos de valor extremo (HODGES, 1994, FROUDE; BENGTTSSON; HODGES, 2007).

Depois de identificar os objetos (casos correspondentes a CEs), a etapa seguinte é identificar os valores extremos (máximos ou mínimos da variável de interesse) dentro de cada conjunto de objetos. O algoritmo identifica os pontos aptos dentro do mapa binário (matriz contendo os rótulos) e compara com os pontos vizinhos. Depois o algoritmo faz o agrupamento dos pontos objetos semelhantes encontrados, detecta o seu centro e o grupo é representado por um único ponto. A etapa de rastreamento é iniciada conectando os pontos de cada objeto em intervalos de tempo consecutivos usando a técnica do vizinho mais próximo. As trajetórias incompletas são preenchidas com pontos “fantasmas”. A próxima técnica matemática aplicada é a minimização através de uma função de custo, a partir da suavidade local dos rastreamentos.

Segundo Hodges (1995, 1999), para fazer a previsão das trajetórias de ciclones extratropicais com maior acurácia é necessário que o intervalo de tempo do conjunto de dados

seja de no mínimo seis horas. Para este estudo foi imposto que os ciclones devem ter tempo de duração mínimo de 48 horas, a magnitude mínima da vorticidade $\zeta = 1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e deslocamento de pelo menos 1000 quilômetros dentro da área de estudo, limitada pelas coordenadas de 15° S a 80° S e 110° W a 10° W (Figura 2). Cabe ressaltar que o valor obtido pelo algoritmo é o módulo de ζ e o valor negativo representa a vorticidade ciclônica no HS.

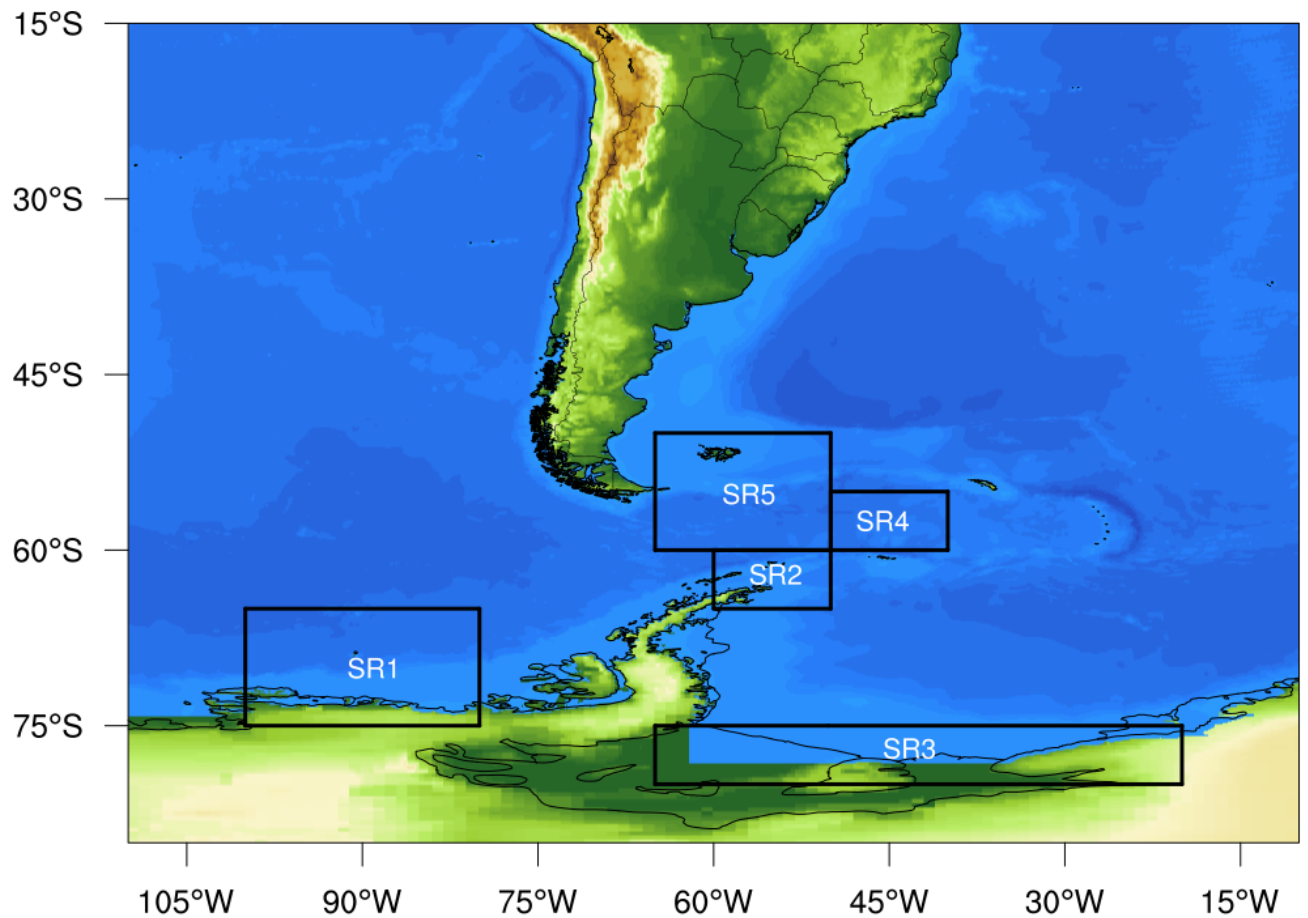
3.2.1. Estatísticas espaciais diagnósticas

O algoritmo TRACK possui também um módulo de estatísticas espaciais diagnósticas que fornecem informações quanto à densidade de gênese e dissipação, densidade de sistemas, velocidade média, tempo de vida médio, taxa média de crescimento e decaimento. Enquanto a densidade de gênese é uma medida das áreas de maior formação de ciclones, calculada usando o primeiro ponto da trajetória e excluindo aqueles que começam no primeiro passo de tempo do período de análise, a densidade de trajetória indica o número de trajetórias por área e é obtida usando um único ponto da trajetória. Da mesma forma, a densidade de ciclólise, quando a vorticidade é nula ou positiva (no caso do HS), é calculada usando o último ponto da trajetória e não considera aqueles que terminam no último passo de tempo do período de análise. A densidade de gênese, de trajetória e de ciclólise são dadas por $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ por mês. Já a taxa média de crescimento/decaimento representa a variação da intensidade do ciclone ao longo do ciclo de vida, ou seja, valores positivos indicam a intensificação do sistema e negativos, enfraquecimento. Esse diagnóstico é expresso por $\text{dia}^{-1}\text{s}^{-1}$.

3.2.2. Área de estudo

A área de estudo (Figura 2) engloba a região entre as coordenadas 110° W e 10° W e 15° S e 80° S, abrangendo uma porção do continente sul-americano, continente antártico e uma parte dos Oceanos Atlântico, Pacífico e Austral. Dessa forma é possível averiguar o deslocamento completo dos CEs desde as altas latitudes até o setor central do Atlântico Sul. Estudos supracitados nas seções [2.1](#) e [2.2](#) mostram que esta é uma das áreas mais propícias para a formação de ciclones do HS.

Figura 2: Área de estudo utilizada para detecção da trajetória dos ciclones. Os retângulos representam as sub-regiões escolhidas.



Fonte: Autora.

Os valores máximos de densidade de gênese e intensidade média dos ciclones geradas pelo TRACK foram usadas como critério para selecionar sub-regiões dentro da área de interesse (vide figuras 8 e 9 na [seção 4.2](#)), a fim de verificar a existência de trajetórias anômalas. Nesse sentido, foram selecionadas cinco Sub-Regiões (SRs) no total: três ao redor do continente antártico i) a SR1 sob o mar de Bellingshausen-Amundsen, ii) a SR2 sob a Península Antártica, e iii) a SR3 sob o mar de Weddell; a 4SR sub-região fica à nordeste da Península e a SR5 próxima ao extremo sul da América do Sul e da Passagem de Drake (Figura 2). Essas SRs coincidem com as bandas latitudinais de maior baroclinicidade do HS e, principalmente a SR2, SR4 e a SR5 com jato subpolar. Em contrapartida as SR1 e SR3 estão em zonas de forte gradiente termal entre a superfície do oceano Austral e o continente antártico. A etapa seguinte foi então selecionar os centros de ciclones que se formaram em cada

sub-região, em que ao menos três pontos da trajetória devem ter ocorrido dentro da área de interesse delimitada pela figura 2.

Estatísticas de correlação e regressão linear simples foram aplicadas para averiguar como a intensidade dos ciclones está relacionada às variáveis oceânicas. De acordo com Wilks (2019), a regressão linear é uma técnica preditiva que expressa o quanto a variável disposta no eixo “y” se altera conforme a variável “x” varia. Portanto, “y” é a variável dependente e “x” a independente. Assim, é possível estabelecer empiricamente possíveis relações lineares, direta ou indiretamente, entre as variáveis. Enquanto a correlação de Pearson indica qual o grau dessa ligação entre as variáveis e se é uma relação diretamente ou inversamente proporcional (WILKS, 2019). No caso deste estudo, a variável dependente é a vortacidade relativa em 850 hPa e as independentes, as variáveis oceânicas (PNM, TSM e anomalia de TSM).

As estatísticas diagnósticas do TRACK foram feitas considerando os valores médios e máximos para todo o período (01/1982 a 12/2019), contudo, as análises referentes às trajetórias foram anuais e sazonais, em que os meses dezembro, janeiro, fevereiro (DJF) referem-se ao verão austral, enquanto que março, abril e maio (MAM) ao outono, junho, julho e agosto ao inverno (JJA) e, por fim, setembro, outubro e novembro (SON) primavera. Os resultados serão apresentados na [seção 4](#).

O cerne da formação dos CEs no HS é a instabilidade baroclínica. Contudo, fenômenos atmosféricos com variabilidade de baixa frequência (interanual e sub-decadal) também desempenham influência no comportamento dos CEs, principalmente na região de gênese e no local de deslocamento das trajetórias (CATTO, 2016). As condições sinóticas de formação e deslocamento dos CEs neste estudo, principalmente aqueles com trajetórias anômalas, podem estar relacionadas a teleconexões, como AAO (ver seção [2.4](#)), uma vez que exerce influência na intensidade dos jatos de altos níveis e no posicionamento das trajetórias no HS. Por fim, séries temporais foram feitas para inferir como o sinal do índice da AAO pode interferir na intensidade dos ciclones e nas variáveis oceânicas. A comparação foi feita entre os valores médios diários de vortacidade, PNM, TSM e anomalia de TSM com os valores diários do índice AAO, para cada uma das SRs.

3.3. Estudo de caso e produtos desenvolvidos

Como mencionado acima, as médias latitudes estão sob passagem frequente de frentes frias, oriundas das altas latitudes, e estas podem estar associadas a ciclones extratropicais, buscou-se entre os CEs rastreados um sistema com deslocamento anômalo para norte/nordeste, a fim de investigar a influência das altas latitudes nas médias latitudes do setor Atlântico do oceano Austral. As condições sinóticas de formação do ciclone, seu deslocamento e efeitos no oceano foram investigados, bem como foi verificado se a teleconexão da AAO poderia ter estimulado o deslocamento anômalo. Conforme Thompson e Wallace (2000), a oscilação Antártica controla boa parte da variabilidade climática do HS extratropical e um dos mecanismos de controle dessa variabilidade é justamente a influência na posição de distribuição dos ciclones no HS.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Climatologia de CEs

A tabela 1 apresenta o número absoluto de ciclones e a tabela 2 o número relativo de CEs distribuídos anual e sazonalmente ao longo do período de 1982 e 2019. O algoritmo TRACK encontrou um total de 1.722 ciclones ao longo dos 38 anos, cerca de 45 ciclones por ano, e distribuídos regularmente ao longo do ano. O maior número de ciclones rastreados se deu nos meses de primavera (469 - 27,24%), enquanto que nos meses de verão foi registrado o menor número, 365 ou 21,20%. A quantidade de ciclones detectados nas estações de outono e inverno foi bastante similar, sendo, respectivamente, de 437 (25,38%) e 441 (25,61%).

De modo geral, o número de CEs é reduzido no verão e similar nas estações da primavera, outono e inverno. No inverno (e nas estações de transição), a ciclogênese é realçada devido ao aumento do gradiente de temperatura meridional entre os pólos (mais frio) e o equador (onde a temperatura muda muito pouco), aumentando o cisalhamento vertical do vento zonal (intensificando os ventos de oeste nos altos níveis) e, portanto, aumentando a instabilidade baroclínica que alimenta o desenvolvimento destes ciclones. O maior número de CEs nos meses de primavera pode ser explicado pela retração do cinturão de baixas pressões atmosféricas para sul, em que o cinturão é contraído, intensificado e, como consequência, há um aumento da baroclinia (TURNER; MARSHALL; LACHLAN-COPE, 1998, VAN LOON, 1967).

Como as áreas (SRs) selecionadas apresentam distintas dimensões espaciais, não se objetivou neste trabalho determinar uma comparação entre as respectivas SRs. No entanto, a SR5 merece destaque pela quantidade de CEs detectados. Esta região se localiza próximo a área de ciclogênese da costa argentina, descrita por autores como Gan e Rao (1991), Hoskins e Hodges (2005) e Gramcianinov et al. (2019). As climatologias desses estudos indicam que esta área ciclogénica é mais ativa durante o verão austral, uma razão para tal se deve ao, ainda que pequeno, aumento do gradiente termal no oceano Atlântico durante DJF (HOSKINS e HODGES, 2005). Gramcianinov et al. (2019) aponta que próximo da costa argentina durante o verão a atmosfera é relativamente menos instável sob o oceano, além de apontar para a

influência da região da confluência Brasil-Malvinas. Durante DJF, a região de encontro se desloca para sul (em direção às latitudes mais altas), afetando baroclinia de baixos níveis atmosféricos (GRAMCIANINOV et al., 2019). Os resultados apresentados neste trabalho para a SR5, portanto, concordam com os estudos supracitados. Destaca-se também que o presente trabalho aplicou o mesmo algoritmo, apesar de condições iniciais e limites diferentes, e mesma reanálise (mas períodos distintos) que os autores Gramcianinov et al. (2019) e obteve resultados similares para meses de verão, considerando as latitudes entre 40° S a 60° S.

Tabela 1: Resumo sazonal do número de ciclones extratropicais rastreados entre os anos de 1982 e 2019 para cada uma das sub-regiões antárticas. Em que i) Verão corresponde aos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); ii) Outono a Março, Abril e Maio (MAM); iii) Inverno a Junho, Julho e Agosto (JJA), e por último iv) Primavera a Setembro, Outubro, Novembro (SON).

| Número de ciclones | SUB-REGIÃO | | | | | TOTAL |
|--------------------|------------|-----|-----|-----|-----|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| DJF | 58 | 30 | 23 | 24 | 230 | 365 |
| MAM | 100 | 43 | 82 | 36 | 176 | 437 |
| JJA | 96 | 38 | 113 | 27 | 167 | 441 |
| SON | 104 | 56 | 88 | 35 | 196 | 469 |
| Anual | 358 | 167 | 306 | 122 | 769 | 1.722 |

Fonte: Autora.

Tabela 2: Percentual de ciclones extratropicais (sazonal e anualmente) rastreados entre os anos de 1982 e 2019 para cada uma das sub-regiões antárticas. Em que i) Verão corresponde aos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); ii) Outono a Março, Abril e Maio (MAM); iii) Inverno a Junho, Julho e Agosto (JJA), e por último iv) Primavera a Setembro, Outubro, Novembro (SON).

| Nº relativo de CEs (%) | SUB-REGIÃO | | | | | TOTAL (%) |
|------------------------|------------|-------|-------|------|-------|-----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| DJF | 15,89 | 8,22 | 6,30 | 6,58 | 63,01 | 21,20 |
| MAM | 22,88 | 9,84 | 18,76 | 8,24 | 40,27 | 25,38 |
| JJA | 21,77 | 8,62 | 25,62 | 6,12 | 37,87 | 25,61 |
| SON | 22,17 | 11,94 | 18,76 | 7,46 | 41,79 | 27,24 |
| Anual | 20,79 | 9,70 | 17,77 | 7,08 | 44,66 | 100,00 |

Fonte: Autora.

Os resultados sazonais médios de intensidade, dada pela vorticidade relativa em 850 hPa (ζ_{850}), pressão ao nível médio do mar (PNM - hPa), temperatura da superfície do mar (TSM - °C) e anomalia de TSM (°C) para cada sub-região e estação estão dispostos na tabela 3. Os valores de maior magnitude para cada variável em cada estação do ano estão destacados em negrito. Em termos de intensidade, os maiores valores médios de ζ_{850} foram registrados nos meses de outono, inverno (-3,4) para as SRs 3 e 4, mas foram apenas ligeiramente maiores que nos meses de primavera nas mesmas SRs (-3,1). A SR5 registrou os maiores valores médios de PNM e TSM em toda a série temporal. Isso provavelmente se justifica pela posição geográfica dessa SR, que está em latitudes mais baixas que as demais. Já os menores valores médios de PNM e TSM foram na SR3 (985,4 hPa e -1,7 °C) e na SR1 (987,4 hPa e -0,7 °C) nos meses de SON, uma vez que essas SRs estão no cinturão de baixas do continente antártico. A anomalia de TSM foi negativa para todas as SRs durante todo o período de estudo, o que pode ser reflexo da atuação de ciclones sob a superfície oceânica, conforme descrito por Kalnay, Mo e Peagle (1986).

Tabela 3: Valores médios variáveis oceânicas (PNM, TSM e anomalia de TSM) e resultados obtidos pelo TRACK (vorticidade) para cada sub-região antártica e estação do ano, sendo i) Verão (DJF); ii) Outono (MAM); iii) Inverno (JJA), e iv) Primavera (SON). O maior valor de cada variável para cada estação está em destaque (negrito). Ressaltando que o valor negativo da vorticidade é referente à representação para o Hemisfério Sul.

| | MÉDIA | SUB-REGIÃO | | | | |
|------------|--|------------|-------|-------------|-------------|---------------|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| DJF | Vorticidade ($1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) | -2.5 | -2.7 | -2.7 | -2.7 | -3.0 |
| | PNM (hPa) | 987.4 | 990.6 | 986.2 | 990.4 | 996.5 |
| | TSM ($^{\circ} \text{ C}$) | 1.2 | 0.6 | -1.1 | 1.8 | 3.7 |
| | Anomalia de TSM ($^{\circ} \text{ C}$) | -0.4 | -0.4 | -0.2 | -0.1 | -0.3 |
| MAM | Vorticidade ($1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) | -2.9 | -3.0 | -3.4 | -3.4 | -3.1 |
| | PNM (hPa) | 988.9 | 990.0 | 987.0 | 994.1 | 997.0 |
| | TSM ($^{\circ} \text{ C}$) | 0.5 | 0.0 | -1.5 | 1.5 | 3.9 |
| | Anomalia de TSM ($^{\circ} \text{ C}$) | -0.4 | -0.3 | -0.2 | -0.4 | -0.2 |
| JJA | Vorticidade ($1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) | -2.9 | -3.0 | -3.4 | -3.4 | -3.1 |
| | PNM (hPa) | 988.2 | 993.8 | 986.5 | 994.7 | 997.0 |
| | TSM ($^{\circ} \text{ C}$) | -0.9 | -0.5 | -1.7 | 0.2 | 2.5 |
| | Anomalia de TSM ($^{\circ} \text{ C}$) | -0.3 | -0.2 | 0 | -0.3 | -0.3 |
| SON | Vorticidade ($1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) | -2.8 | -2.6 | -3.2 | -2.7 | -3.0 |
| | PNM (hPa) | 987.4 | 992.2 | 985.4 | 992.6 | 1000.3 |
| | TSM ($^{\circ} \text{ C}$) | -0.7 | -0.9 | -1.7 | 0.0 | 2.1 |
| | Anomalia de TSM ($^{\circ} \text{ C}$) | -0.3 | -0.2 | 0 | -0.2 | -0.2 |

Fonte: Autora.

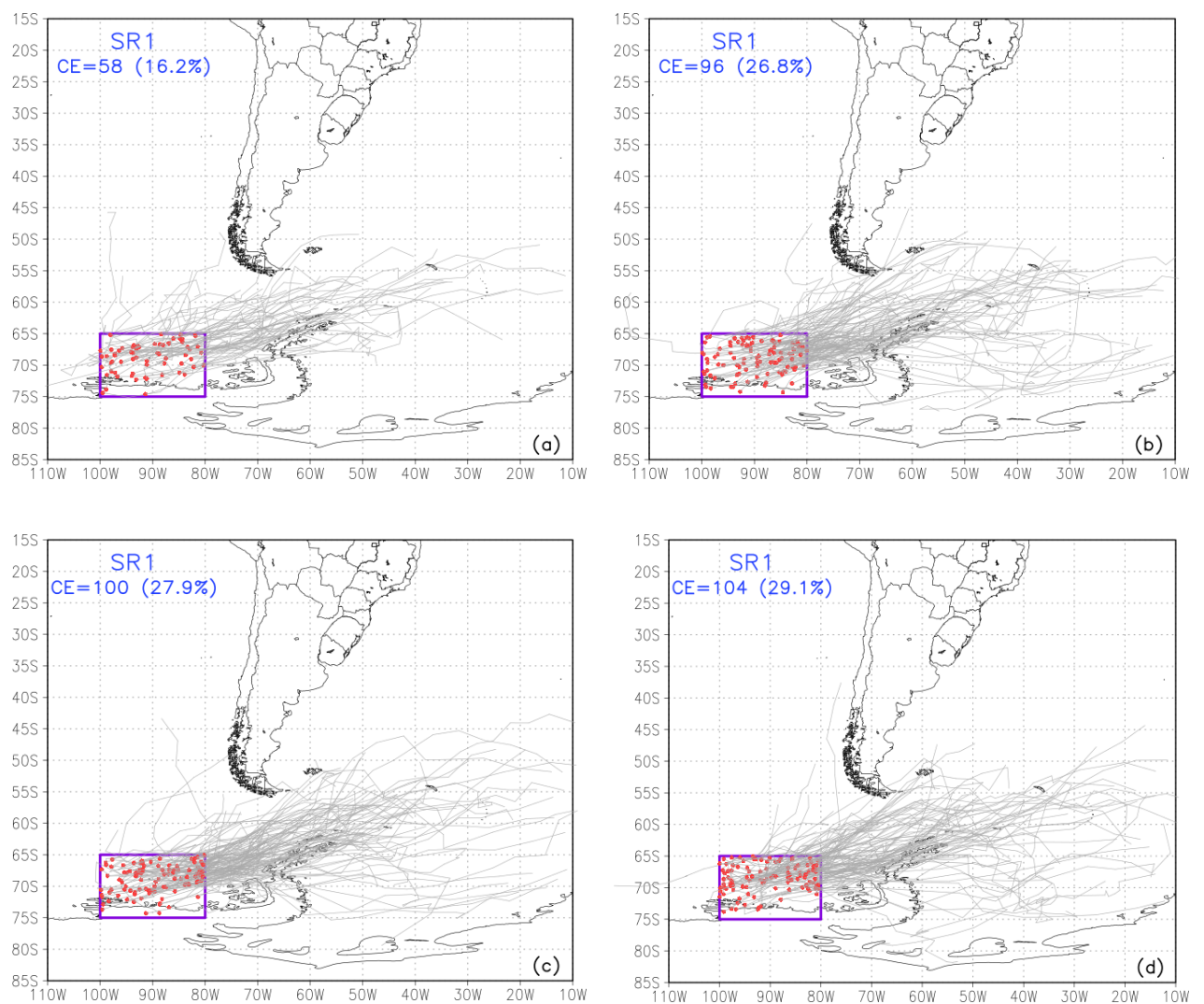
As figuras 3 a 7 apresentam as trajetórias dos ciclones detectados para cada uma das SRs analisadas. Em geral, os CEs se direcionaram para leste/sudeste (a partir do ponto de origem). As duas primeiras SRs tiveram distribuição semelhante de CEs ao longo das estações, com as maiores porcentagem durante SON (SR1 - 29,1% e SR2 - 33,5%) e a menor nos meses de DJF (SR1 - 16,2% E SR2 - 18%) (Figuras 3a e 3d e Figuras 4a e 4d, respectivamente). Os meses de DJF também foram menor ocorrência para a SR3, apenas 7% (Figura 5b), no entanto, quase 40% dos CEs aconteceram nos meses de JJA (Figura 5b). Enquanto que na SR4 o período de outono se sobressaiu aos outros, representando 29,5% (Figura 6c), na quinta SR o período de verão se destacou com quase 30% dos ciclones (Figura 7a). As SRs 2, 4 e 5 estão localizadas na faixa latitudinal coincidente com o cinturão de baixa pressão, portanto, em uma zona de instabilidades baroclínicas, contudo, a SR5 teve o maior número total de ciclones. Apesar disso ser também um reflexo da área da SR5, o fato desta se localizar à jusante dos Andes pode ser o que diferencia esta SR das demais, por se tratar de uma região com condições pré-existentes para gênese de CEs (HOSKINS; HODGES, 2005, GAN; RAO, 1994).

Importante ressaltar que deslocamentos anômalos em direção norte, sul e oeste foram registrados nas cinco SRs independentemente da estação do ano, como na SR2 durante o inverno e o outono (Figura 4b e 4c). O maior número de ciclones que atingiram o norte de 35° S foi observado na SR5 (próxima à Passagem de Drake), incluindo o ciclone de maior deslocamento, de aproximadamente 3.530 km (de 52° S a 21° S) com duração de três dias no mês de junho de 2016 (Figura 7b). Ressalta-se a importância do monitoramento de SR5 devido aos deslocamentos dos CEs que podem atingir as Regiões S e SE do Brasil.

Esse ciclone se formou em ano de forte El Niño e seu deslocamento anômalo pode ser reflexo da teleconexão entre os oceanos Pacífico Tropical e Atlântico. Machado, Justino e Souza (2020) investigaram os efeitos do El-Niño Oscilação Sul (ENOS) na instabilidade baroclínica do HS e consequentes impactos nas trajetórias dos CEs e mostraram que durante a fase de El Niño, os CEs são mais intensos e se deslocam mais para as baixas latitudes. Outros fatores de teleconexão como a variação da cobertura de gelo marinho antártico e a Oscilação Antártica também podem ter contribuído, pois tanto a variação do gelo marinho quanto a AAO alteram a intensidade dos jatos de altos níveis, que estão relacionados com a posição da

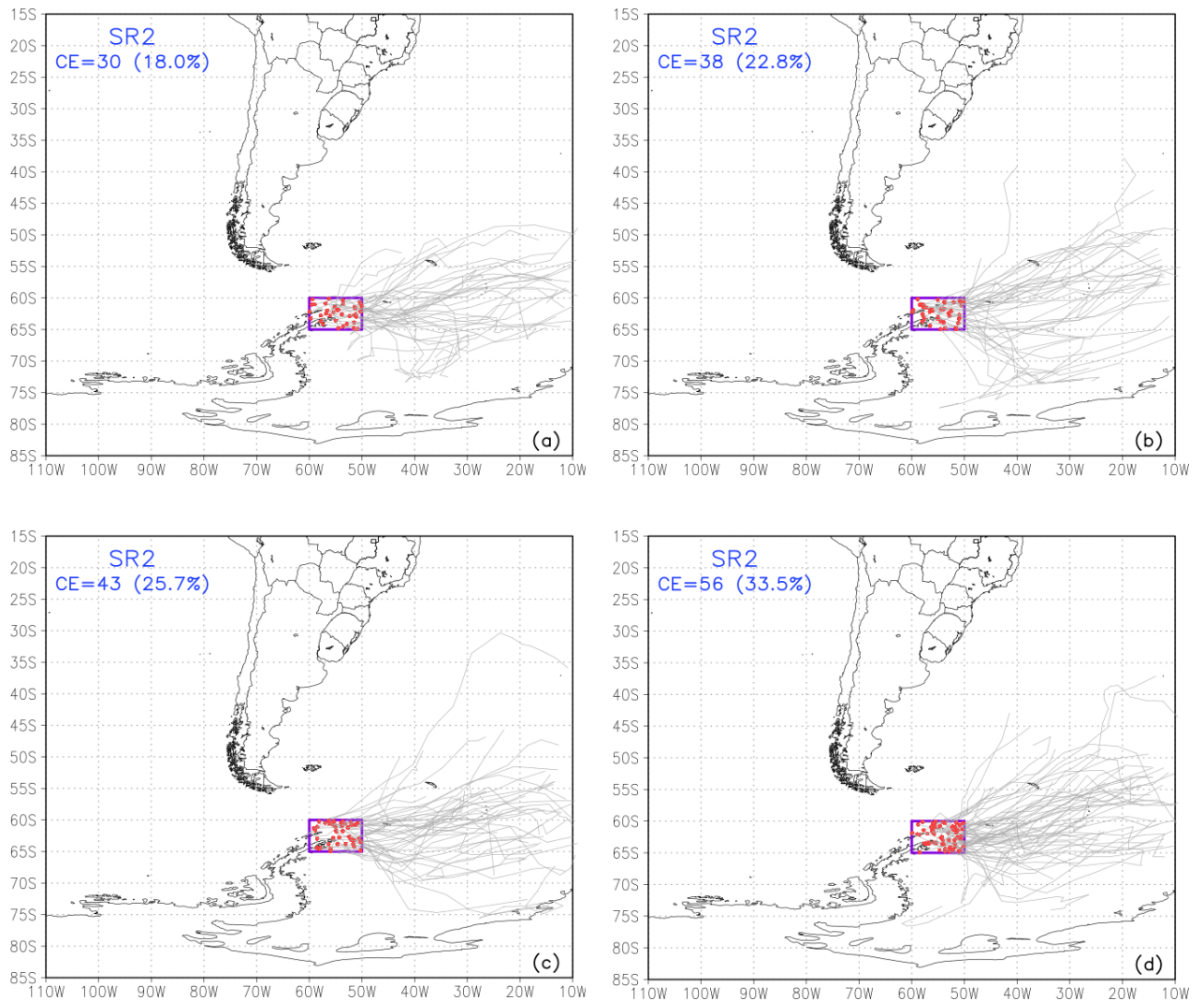
trajetória dos ciclones. Estudos de climatologias de CEs e AAO (vide seção 2.4) sugerem que durante a fase positiva da AAO os ciclones de altas latitudes, normalmente abaixo de 60° S, tendem a ter todo o ciclo de vida próximo à Antártica. Isto devido ao deslocamento dos ventos de oeste em direção ao pólo sul, confinando os ciclones próximos ao continente antártico. Entretanto, o centro de baixa do ciclone de junho de 2016 se forma em latitude acima de 60° S, além do mais os campos de pressão do ciclone (vide Figura 21, seção 5.2) mostram que o desenvolvimento e deslocamento ocorre juntamente do ramo norte do jato polar.

Figura 3: Climatologia sazonal de ciclones extratropicais (CEs) para o período de 1982 a 2019, sob o mar de Bellingshausen-Amundsen (SR1). Em que a) DJF; b) JJA; c) MAM, e d) SON. O retângulo roxo delimita a sub-região de gênese dos ciclones. Em vermelho têm-se os pontos iniciais de cada trajetória e as linhas cinzas representam o deslocamento percorrido por cada ciclone. No canto superior direito também está disposta a porcentagem de ciclones de cada SRs.



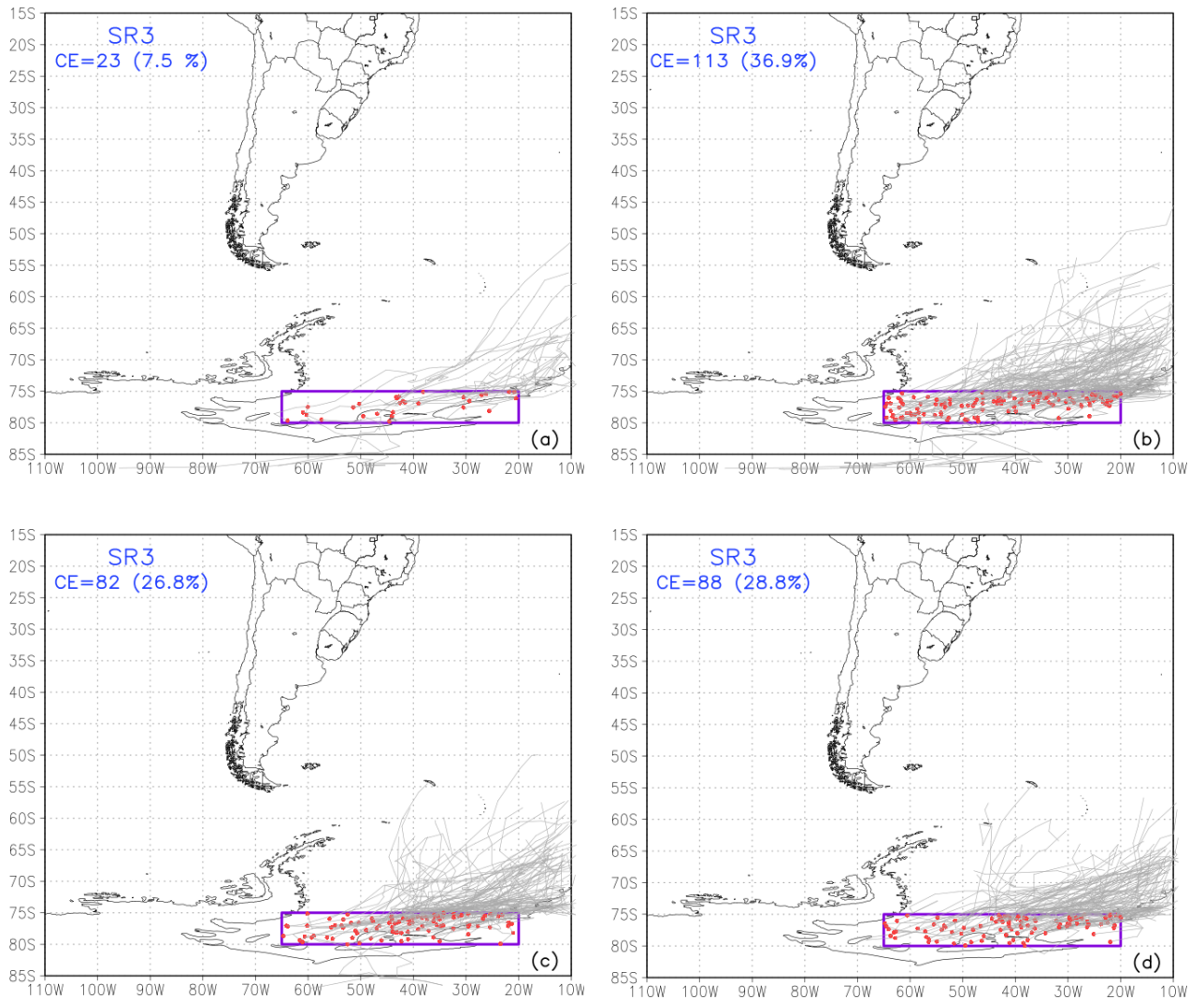
Fonte: Autora.

Figura 4: Climatologia sazonal de ciclones extratropicais (CEs) para o período de 1982 a 2019, para o norte da Península Antártica (SR2). Em que a) DJF; b) JJA; c) MAM, e d) SON. O retângulo roxo delimita a sub-região de gênese dos ciclones. Em vermelho têm-se os pontos iniciais de cada trajetória e as linhas cinzas representam o deslocamento percorrido por cada ciclone. No canto superior direito também está disposta a porcentagem de ciclones de cada SRs.



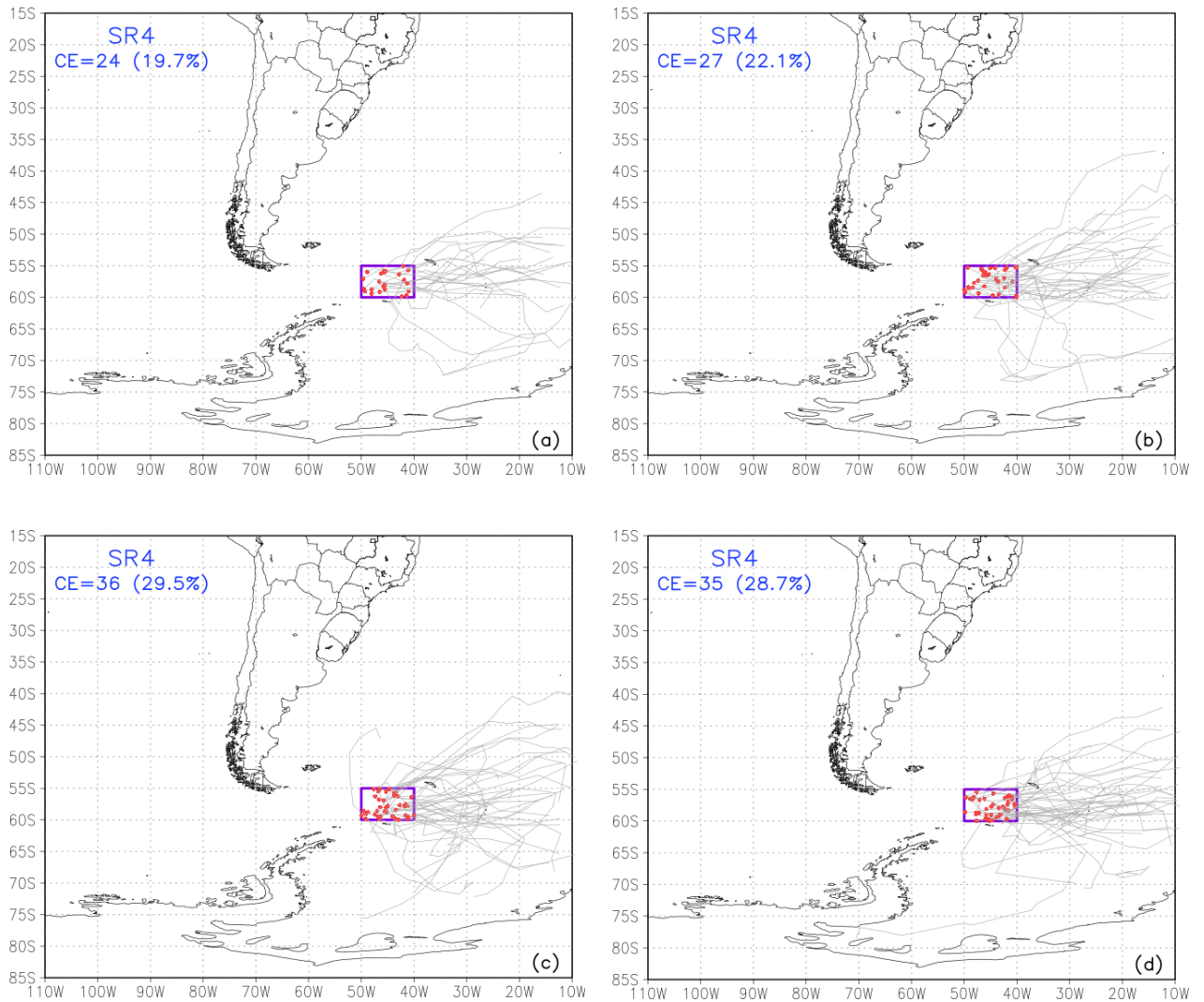
Fonte: Autora.

Figura 5: Climatologia sazonal de ciclones extratropicais (CEs) para o período de 1982 a 2019, sob o Mar de Weddell (SR3). Em que a) DJF; b) JJA; c) MAM, e d) SON. O retângulo roxo delimita a sub-região de gênese dos ciclones. Em vermelho têm-se os pontos iniciais de cada trajetória e as linhas cinzas representam o deslocamento percorrido por cada ciclone. No canto superior direito também está disposta a porcentagem de ciclones de cada SRs.



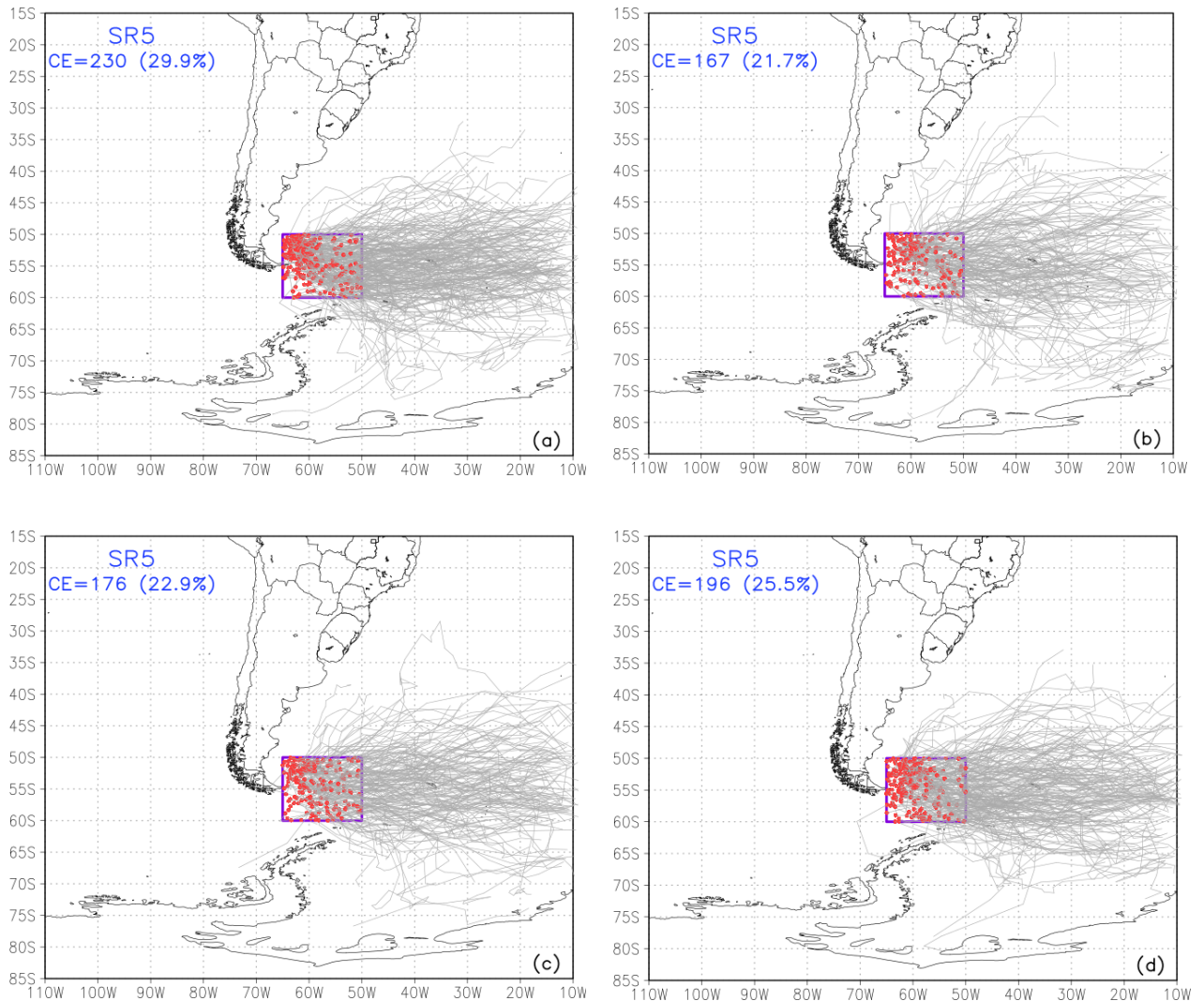
Fonte: Autora.

Figura 6: Climatologia sazonal de ciclones extratropicais (CEs) para o período de 1982 a 2019, para a região à nordeste da Península Antártica - setor do Atlântico do oceano Austral (SR4). Em que a) DJF; b) JJA; c) MAM, e d) SON. O retângulo roxo delimita a sub-região de gênese dos ciclones. Em vermelho têm-se os pontos iniciais de cada trajetória e as linhas cinzas representam o deslocamento percorrido por cada ciclone. No canto superior direito também está disposta a porcentagem de ciclones de cada SRs.



Fonte: Autora.

Figura 7: Climatologia sazonal de ciclones extratropicais (CEs) para o período de 1982 a 2019, para a região próxima ao extremo sul da América do Sul e da Passagem de Drake (SR5). Em que a) DJF; b) JJA; c) MAM, e d) SON. O retângulo roxo delimita a sub-região de gênese dos ciclones. Em vermelho têm-se os pontos iniciais de cada trajetória e as linhas cinzas representam o deslocamento percorrido por cada ciclone. No canto superior direito também está disposta a porcentagem de ciclones de cada SRs.



Fonte: Autora.

A distribuição dos CEs (Figuras 3 a 7) nas altas latitudes estão de acordo com os estudos prévios, que relataram centros de gênese ao redor da Península Antártica e região sudeste da AS (por exemplo, SIMMONDS e KEAY, 2000, HOSKINS e HODGES, 2005, MENDES et al., 2009, GRAMCIANINOV et al. 2019). Embora poucos ciclones tenham se deslocado para norte/nordeste, as perturbações no estado médio do mar causadas por esses sistemas se propagam por longas distâncias (POND; 1971). Dito isso, os resultados encontrados nesta pesquisa leva a inferir que as SR2, SR4 e SR5 são importantes zonas para a costa da AS e

do Brasil no que se diz respeito à altura de ondas e ressacas, uma vez que estão na banda ciclogênica de 50° – 70° S, que compreende uma zona de fortes de ventos de oeste (PARISE; CALLIARI; KRUSCHE, 2009).

Comparando a posição de formação dos CEs (pontos vermelhos nas figuras 3 a) em cada SR para as estações de verão e inverno, é possível observar diferenças sazonais, ainda que uma pequena diferença. No inverno nas SRs 1, 3, 4, a formação de ciclones parece estar deslocada um pouco mais ao norte, quando se compara com o verão. Tal variabilidade espacial pode ser reflexo da atuação da AAO (CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005).

4.2. Estatísticas diagnósticas

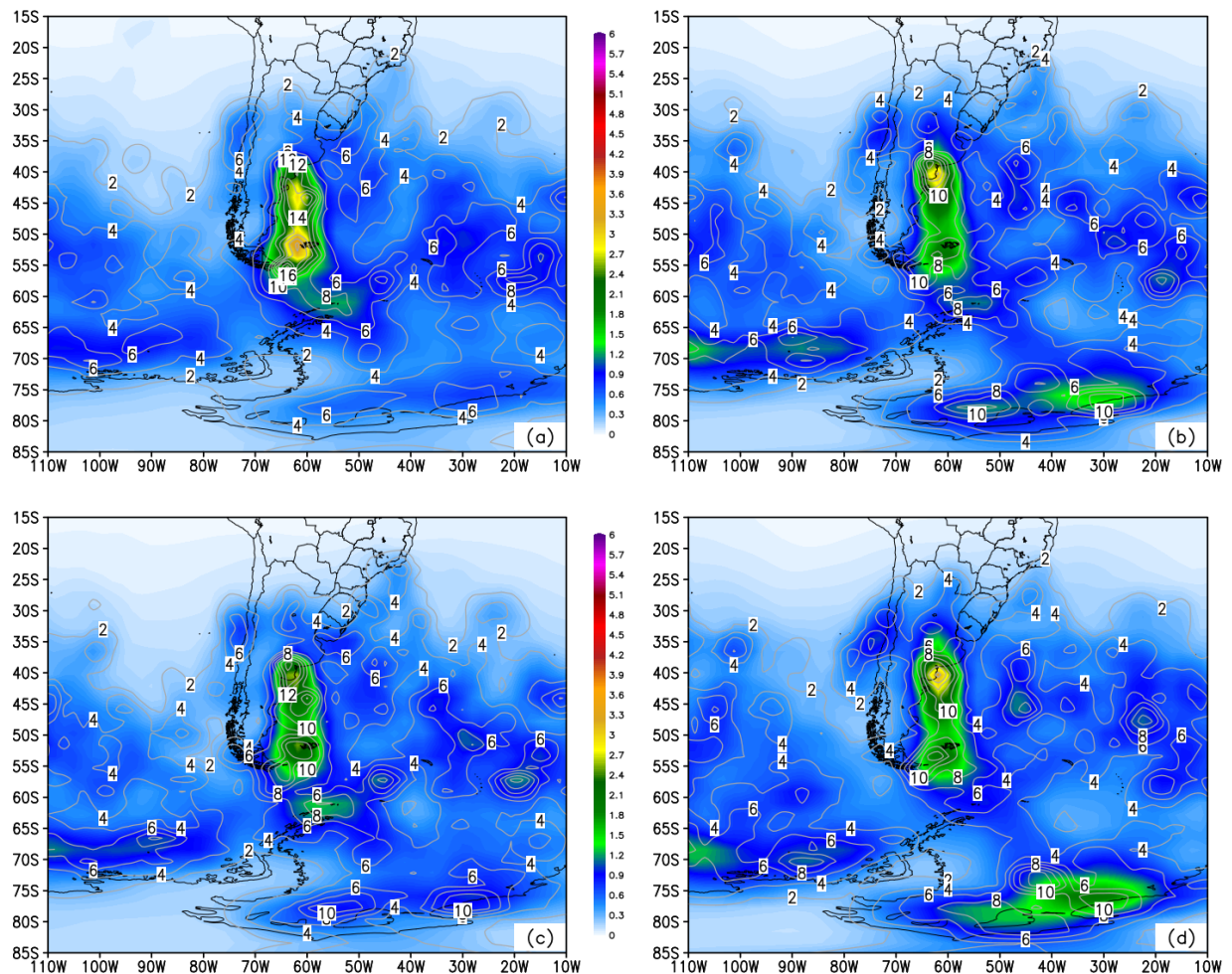
As estatísticas resultantes geradas pelo TRACK estão ilustradas nas figuras 8 a 11. A área sombreada (interpolada) representa os valores médios da série temporal para cada variável diagnóstico e as isolinhas os valores máximos registrados. Ressaltando que os valores máximos das variáveis de diagnóstico ‘densidade de gênese’ (Figura 8) e ‘intensidade média’ (Figura 10) foram usados para definir as sub-regiões de interesse nesta pesquisa. Essas regiões foram obtidas para todo o período de estudo (1982 a 2019) e as caixas não variam de acordo com a estação do ano. Através destas figuras é possível observar também uma zona de máximos valores para todos os diagnósticos próximo à região de confluência Brasil-Malvinas (aproximadamente 35° - 45° S), além das cinco sub-regiões analisadas. Hoskins e Hodges (2005) e Gramcianinov *et al.* (2019) também obtiveram valores máximos de gênese para essa área em seus estudos.

4.1.1. Densidade de gênese e de trajetórias

Essas estatísticas apresentam as áreas de maior densidade das ciclogêneses (Figura 8) e do número de trajetórias por área (Figura 9) para cada estação do ano. Como supracitado, foi observada a existência de três áreas de máxima atividade ciclônica ao redor da costa antártica (SR1 a SR3) e duas sobre o setor Atlântico do oceano Austral (SR4 e SR5). Na análise sazonal foi inferido que houve formação de CEs em todas as estações do ano, contudo algumas SRs apresentaram valores mais significativos do que outras. Por exemplo, SR1 e a SR4 foram as

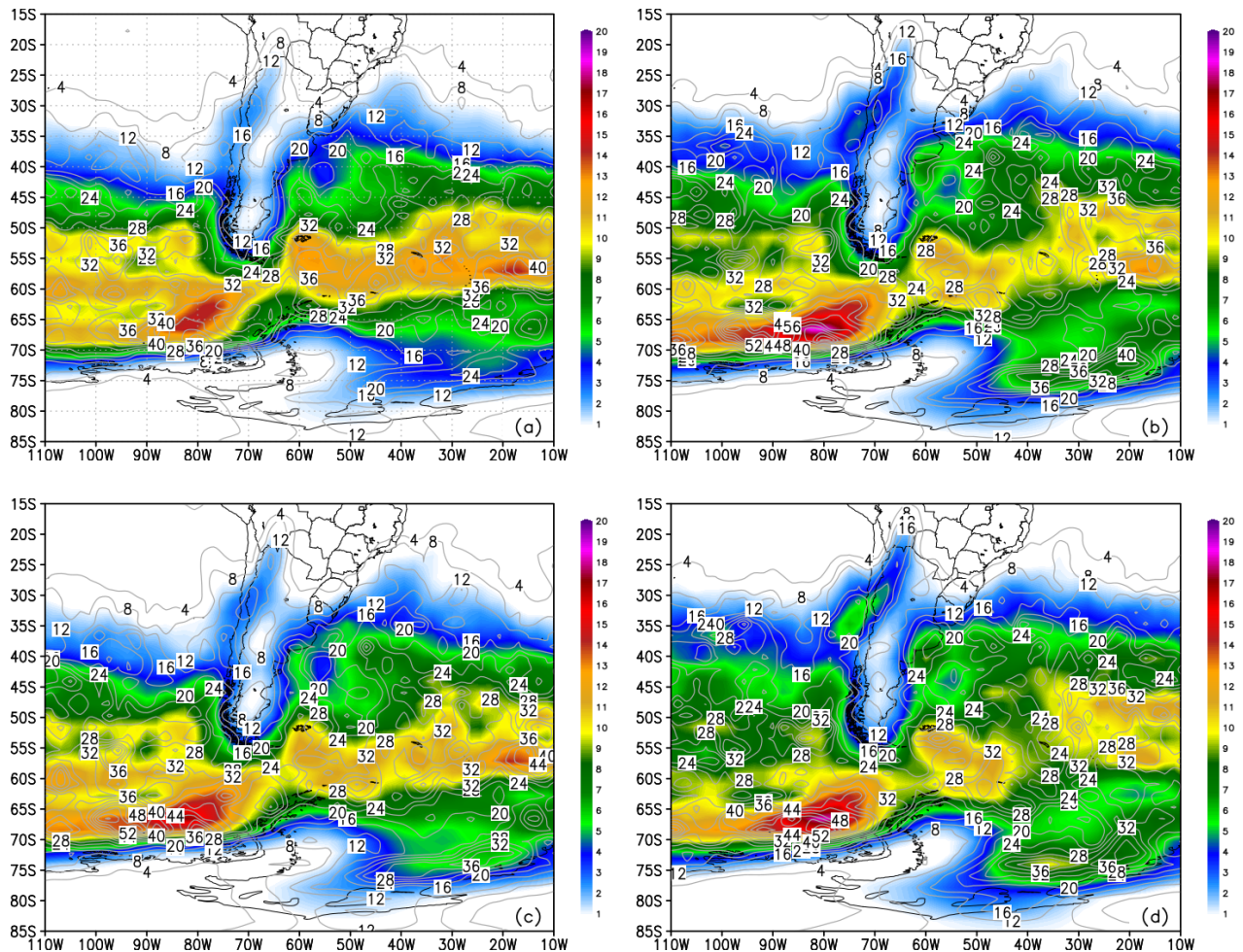
áreas com menores valores de densidade de gênese em todas as estações, em que os maiores valores foram de $6,0 \times 10^6 \text{ km}^2$ por mês e média entre 0 a 0,9 para as duas SRs. Os máximos de densidade de gênese para o período estudado foram observados nas SR5 e SR3, respectivamente nos meses de DJF e SON (Figura 8a e 8d). Para a SR5 o máximo chegou a $14,0$ e $10,0 \times 10^6 \text{ km}^2$ para a SR3. Em contrapartida, os máximos e mínimos para densidade de trajetórias não aconteceram nas mesmas SRs. Ao longo do ano, o centro de máxima se localiza a leste da Península Antártica, sob o mar Bellingshausen-Amundsen e está parcialmente inserido na SR1. Os maiores valores foram detectados no período de inverno ($56,0 \times 10^6 \text{ km}^2$) e primavera ($48,0 \times 10^6 \text{ km}^2$) e os menores valores foram na SR3 com valor de $12,0 \times 10^6 \text{ km}^2$ para as estação de verão, outono e primavera (Figura 9a, 9c e 9d).

Figura 8: Resultado sazonal da densidade ($\times 10^6 \text{ km}^2 \times \text{mês}^{-1}$) média (escala de cores) e máxima (isolinhas) de gênese de ciclones extratropicais gerada pelo algoritmo TRACK, para o período de 1982 - 2019. Em que a) Verão - DJF; b) Inverno - JJA; c) Outono - MAM, e d) Primavera - SON.



Fonte: Autora.

Figura 9: Resultado da distribuição sazonal da densidade de rastreamentos de ciclones ($\times 10^6 \text{ km}^2 \cdot \text{mês}^{-1}$) média (escala de cores) e máxima (isolinhas) encontrada pelo algoritmo TRACK, para o período de 1982 - 2019. Em que a) Verão - DJF; b) Inverno - JJA; c) Outono - MAM, e d) Primavera - SON.



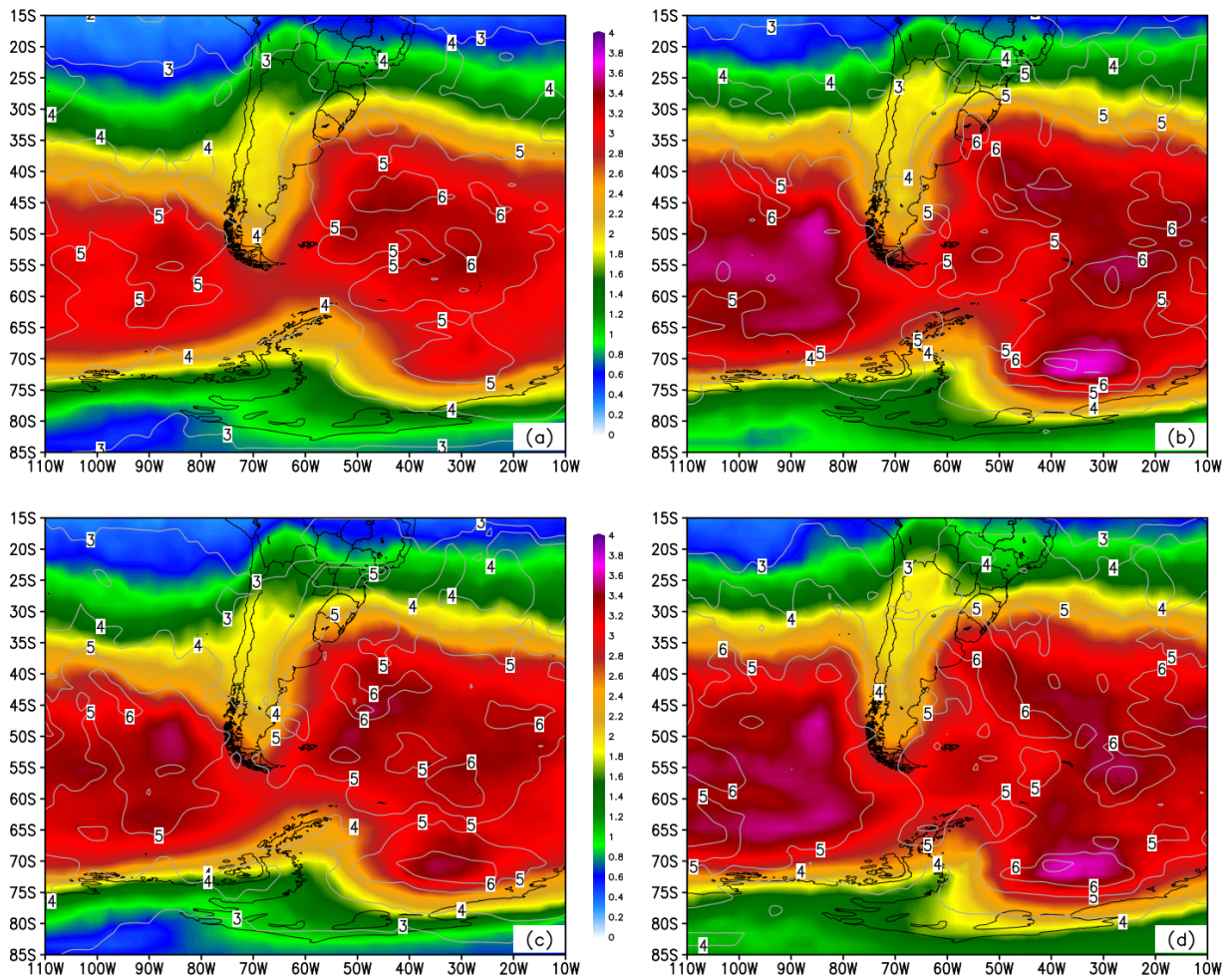
Fonte: Autora.

4.1.2. Intensidade dos sistemas

A intensidade dos ciclones é expressa através da média da ζ_{850} . Os maiores valores são encontrados sob as bacias oceânicas (Figura 10), com valores semelhantes entre a bacia do Pacífico e do Atlântico Sul, com intensidade média de aproximadamente $3,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. O oceano Austral apresentou intensidades médias menores, similar a áreas continentais das baixas e altas latitudes. Durante os meses de JJA e SON, foi observado um centro bem marcado de máxima no mar de Weddell (SR4) (Figura 10b e 10d), bem como para a bacia do Pacífico Sul. As isolinhas de máxima na região da foz do rio da Plata e Confluência Brasil-Malvinas se localizaram mais próximas ao continente também nesses períodos, com valores entre 5 e $6,0 \times$

10^{-5} s^{-1} . Além disso, um centro de máxima menos expressivo sob o mar de Weddell ocorreu no período de MAM (Figura 11c).

Figura 10: Resultado da distribuição sazonal da intensidade média ($*1e05 \text{ s}^{-1}$) de gênese de ciclones. Os valores médios (escala de cores) e máximos (isolinhas) encontrados pelo algoritmo TRACK, para o período de 1982 - 2019. Em que a) Verão - DJF; b) Inverno - JJA; c) Outono - MAM, e d) Primavera - SON.



Fonte: Autora.

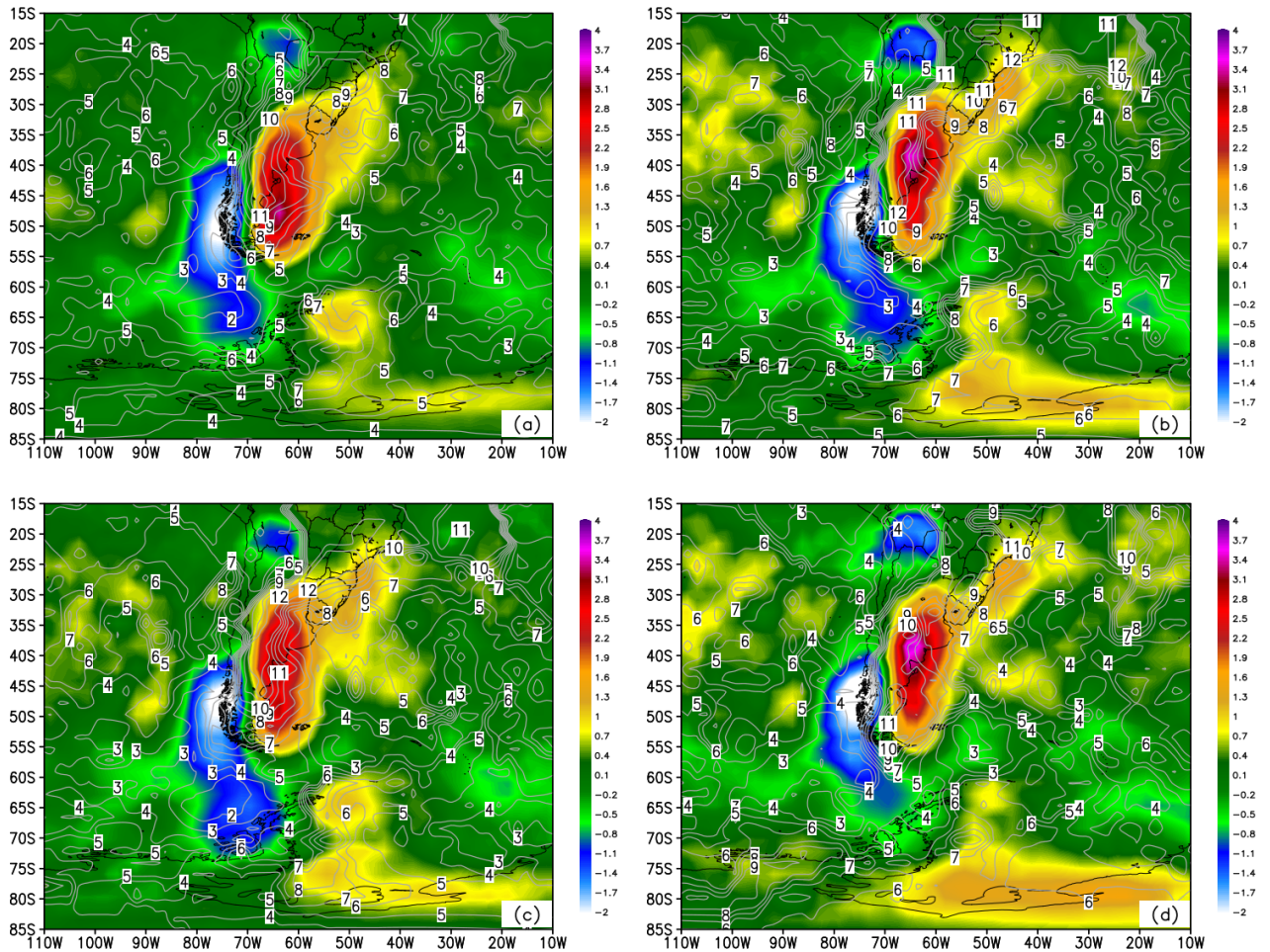
4.1.3. Taxa de crescimento e decaimento dos ciclones

Esta estatística diagnóstica mostra como a intensidade do ciclone varia ao longo do ciclo de vida do CE, em que valores positivos indicam a intensificação do sistema (crescimento) e negativos, enfraquecimento (decaimento). Para o período estudado, pode-se notar que os CEs se desenvolveram preferencialmente em latitudes médias entre 30° S e 60° S (Figura 11), à jusante dos Andes na costa argentina e a região de decaimento preferencial máxima ocorreu à montante dos Andes, desde a costa chilena até o mar de

Bellingshausen-Amundsen. Foi encontrado outro centro de alta taxa de decaimento, apesar de menos extenso, na divisa entre Argentina, Paraguai e Bolívia. As maiores taxas de crescimento foram observadas no período de JJA e SON, e pode-se notar que essa área de máxima se estendeu até o litoral sudeste do Brasil, porém com menor magnitude. Ressalta-se que, durante os meses de primavera (SON), o gradiente meridional de temperatura leva um certo tempo para ser enfraquecido chegando ao seu máximo decaimento no verão. Nesse sentido, SON também é uma época propícia para a gênese dos ciclones via instabilidade baroclínica.

Embora as altas latitudes sejam, áreas de decaimento dos CEs (JONES; SIMMONDS, 1993; SINCLAIR, 1995), observou-se um centro de crescimento no norte da Península Antártica (SR2) e outro sob o mar de Weddell (SR3). Esses dois centros tiveram magnitudes opostas nas estações de verão (Figura 11a) e primavera (Figura 11d). Durante o período de verão, o centro de maior crescimento médio está bem marcado na SR2, contudo, na SR3 esse sinal é pouco significativo. O oposto acontece no período de primavera. Ao longo do ano o padrão do centro de decaimento não se alterou significativamente, no entanto apresentou a menor abrangência em SON (Figura 11d). Como mencionado anteriormente (ver discussão em [4.1](#)), estudos apontam que a área ciclogênica próxima aos Andes é uma consequência da interação de ciclones formados no Pacífico com a orografia quando esses ciclones se deslocam em direção ao Atlântico. A medida que se formam/deslocam pelo Oceano Pacífico em direção a AS entre a faixa de latitude de 45° S a 75° S, tendem a se dissipar ou desviar para NE no extremo sul da AS. No entanto, a região do Oceano Atlântico Sul é favorável à ciclogênese, intensificação e deslocamento dos CEs para E/NE. Episódios anômalos com deslocamento para sul e oeste são então observados.

Figura 11: Resultado da distribuição sazonal da taxa de crescimento e decaimento de ciclones $\text{dia}^{-1}\text{s}^{-1}$. Os valores médios (escala de cores) e máximos (isolinhas) encontrados pelo algoritmo TRACK, para o período de 1982 - 2019. Em que a) Verão - DJF; b) Inverno - JJA; c) Outono - MAM, e d) Primavera - SON.



Fonte: Autora.

Os centros de monitoramento de ciclones no Sul e Sudeste do Brasil monitoram mais as regiões de ciclogênese SRs 2, 4, 5 e menos as regiões próximas ao continente Antártico (1, 3). Visto os resultados máximos de densidade de gênese, taxa de crescimento e intensidade dos ciclones na região de Mar de Weddell durante meses de inverno e setembro, ao acrescentar essa SR ao monitoramento haveria mais informações do clima de ondas depois da passagem de ciclones, que podem se propagar em direção à costa da AS e do Brasil. A região do mar de Weddell pode também estar relacionada com pequenas amplitudes astronômicas próximo a Plataforma Sul do Brasil e do Estuário da Prata (CAMARGO; HARRARI, 2014).

Os máximos de densidade de gênese, trajetórias e das taxas de crescimento de decaimento condizem com estudos anteriores (por exemplo, HODGES; HOSKINS, 2005, PARISE, 2014, GRAMCIANINOV et al. 2019). Baseado nas simulações de Parise et al. (2015), os resultados desse trabalho podem ser consequência da interação mar-ar-gelo marinho. Os autores realizaram simulações numéricas que indicaram que com o extremos positivo de gelo (aumento da extensão do gelo marinho) há um aumento na baroclinicidade atmosférica na região do oceano Austral, com as maiores diferenças na primavera, outono e inverno, e os maiores valores encontrados ao redor da Península Antártica na primavera. Também relatam que houve maior baroclinia sobre a região do Oceano Pacífico, se estendendo pela Passagem de Drake e chegando até o Oceano Atlântico. Em condições de maior extensão de gelo, há um aumento no gradiente termal das médias latitudes que induzem a instabilidades baroclínicas (PARISE et al. 2015). Machado et al. (2020), usando conjuntos de dados de reanálise, como NCEP/CFSR, o período de 1979 a 2011, encontraram os maiores valores de instabilidades baroclínicas entre as bandas latitudinais de 60° S e 20° S, especialmente no inverno. Assim, devido ao aumento na baroclinia, a variação do gelo marinho antártico pode agir como um mecanismo que favorece a ciclogênese.

Os meses e locais de aumento da baroclinia supracitados vão de encontro com os resultados aqui obtidos com a climatologia de CEs e estatísticas diagnósticas apresentados. Contudo, em algumas SRs (SR1, SR2 e SR4), o outono austral também apresenta um número significativo de CEs detectados pelo algoritmo computacional. Parise et al. (2015) também encontraram em suas simulações que durante as estações quentes as diferenças negativas de baroclinicidade (aumento de instabilidades) são deslocadas em direção aos pólos, enquanto que durante o inverno o aumento de instabilidades baroclínicas ocorrem ao longo do latitudes médias (PARISE et al. 2015). Comparando os resultados aqui encontrados com os de Parise et al. (2015), infere-se que a extensão do gelo marinho pode contribuir de forma relevante no comportamento dos CEs de todas as SRs. Ademais, o padrão de PNM resultante da variação da extensão de gelo encontrado por Parise et al. (2015) é um indicativo da atuação da Oscilação Antártica entre as altas e médias latitudes, logo, os resultados apresentados podem ter tido a influência de teleconexão da AOO.

4.3 Estatísticas descritivas

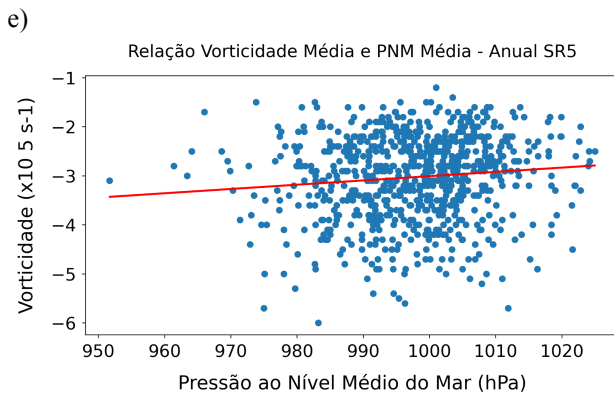
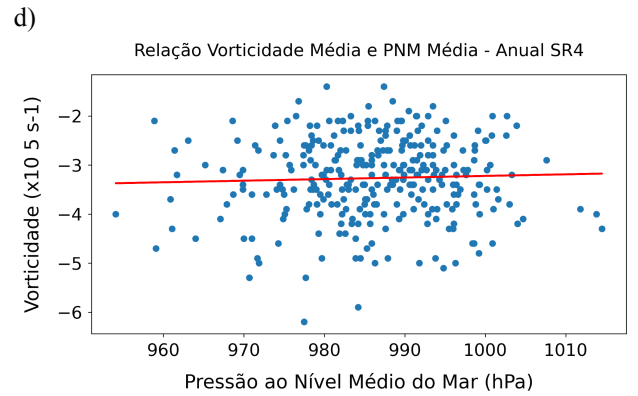
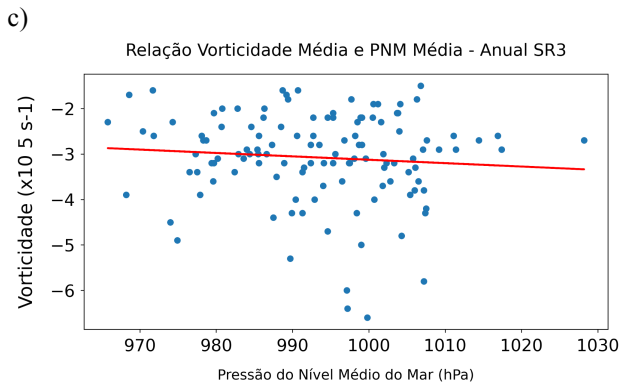
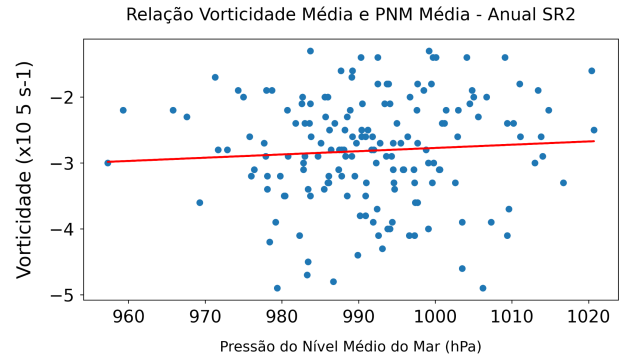
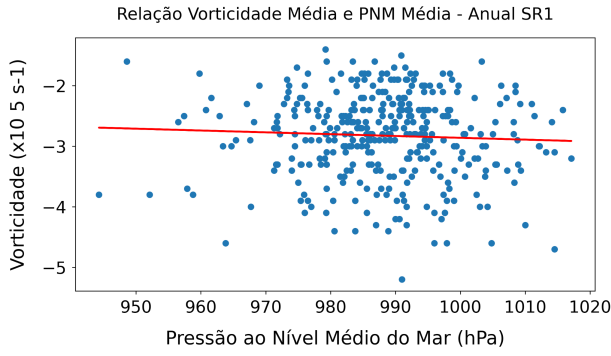
As estatísticas de regressão linear e correlação de Pearson foram aplicadas a cada SR, considerando o período anual e sazonal, entre as médias de ζ_{850} , TSM, anomalia de TSM e PNM. Os resultados anuais estão ilustrados nas figuras 12 a 14. Em geral, todas as regressões lineares (incluindo as sazonais) apresentaram alto grau de dispersão dos dados (maioria dos pontos afastados da reta). Portanto, não foi possível observar relações lineares entre as variáveis. Considerando uma análise visual de tendência, pode-se observar regiões com valores intensos de ζ_{850} (em módulo) associados altas pressões (tendência negativa em SR1 e SR3). Esse resultado pode estar atrelado à variação do gelo marinho Antártico ao longo do ano, que pode induzir ao aumento da baroclinicidade nas SRs próximas ao continente e favorecer a formação de ciclones.

A figura 13 mostra que a maioria das ciclogêneses nas SRs avaliadas ocorrem associadas a TSM médias baixas, entre -2 e 5 °C, dependendo da sub-região. Praticamente não se observam CEs com TSM médias abaixo de -2 °C e podem ser observados com temperaturas de até 13 °C. Além disso, também é possível observar na figura 13 (14) uma inclinação positiva (negativa) da reta para a maioria das regressões entre ζ_{850} e TSM média (ζ_{850} e a TSM e anomalia de TSM). A exceção ocorreu na SR1 onde a inclinação foi inversa. Possivelmente esse comportamento da SR1 é observado pois esta se encontra próximo a região onde se ocorre a taxa de decaimento dos ciclones (Fig 10) e não se observam sistemas intensos (elevados valores de ζ_{850} em módulo) associados a anomalias positivas de TSM. Nas demais regiões, onde se observam valores positivos da taxa de crescimento, se verifica o comportamento esperado. As curvas sazonais de regressão estão dispostas no Apêndice “[A](#)”.

Figura 12: Regressão linear anual entre a vorticidade média ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) em 850 hPa e PNM média (hPa) para (a) SR1, (b) SR2, (c) SR3, (d) SR4 e (e) SR5.

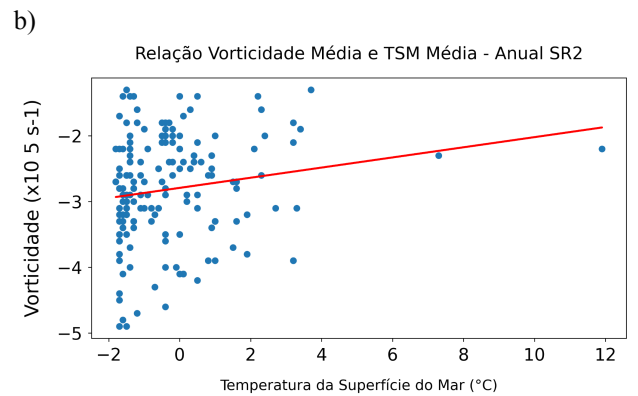
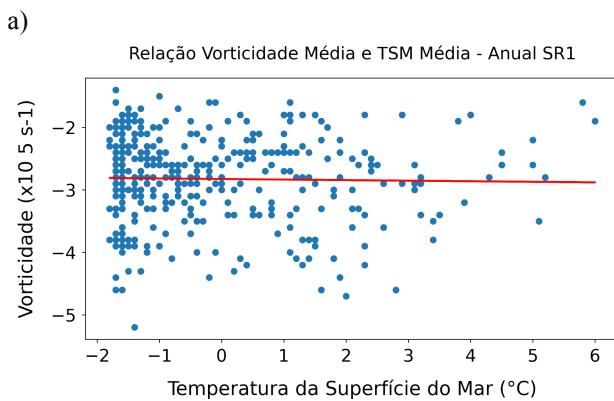
a)

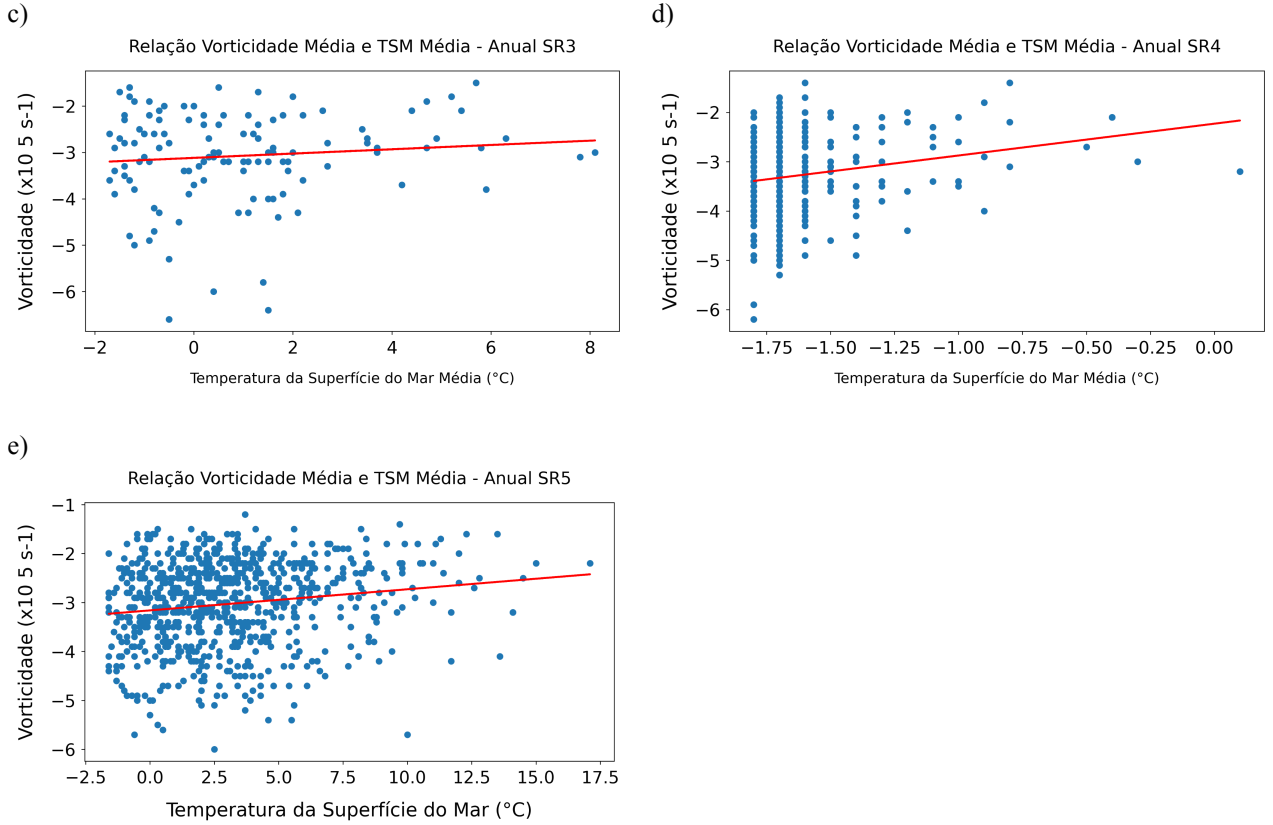
b)



Fonte: Autora.

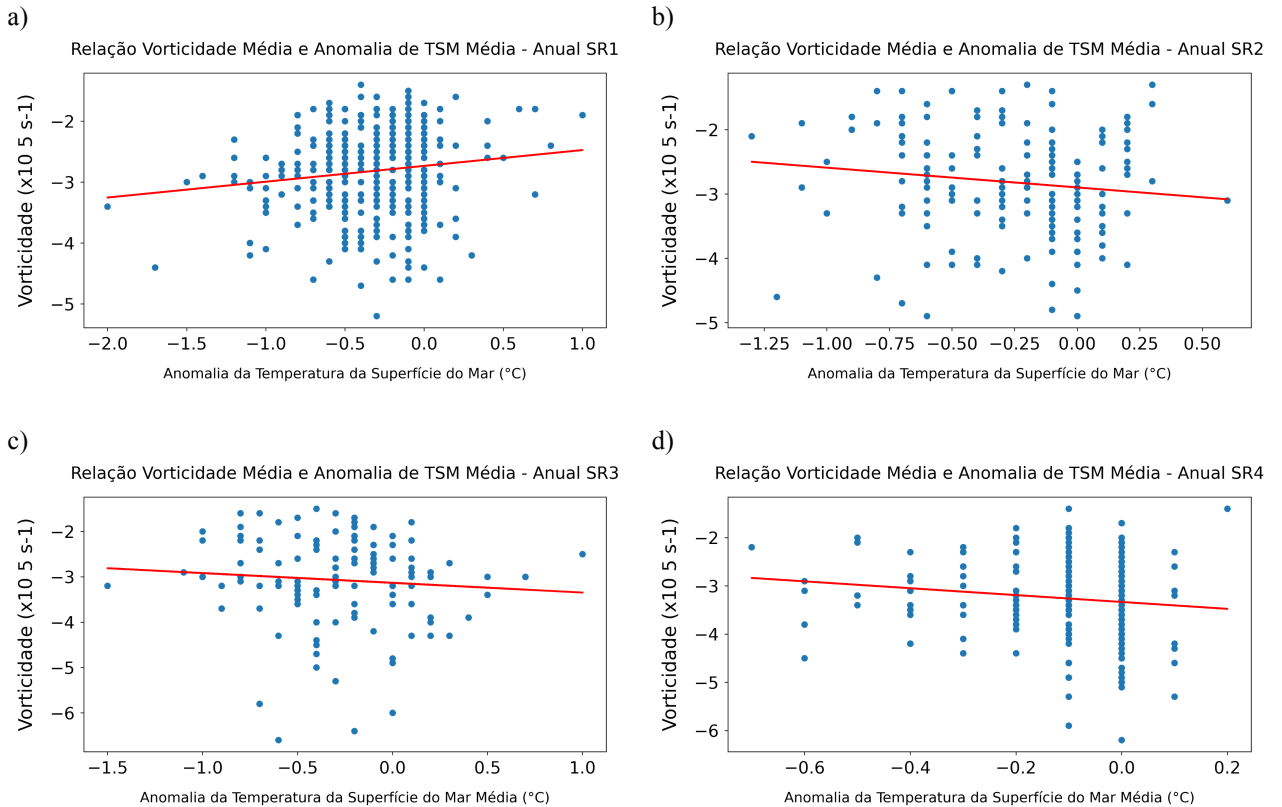
Figura 13: Como na Figura 12, porém para vorticidade média ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) em 850 hPa e TSM média ($^{\circ}\text{C}$).

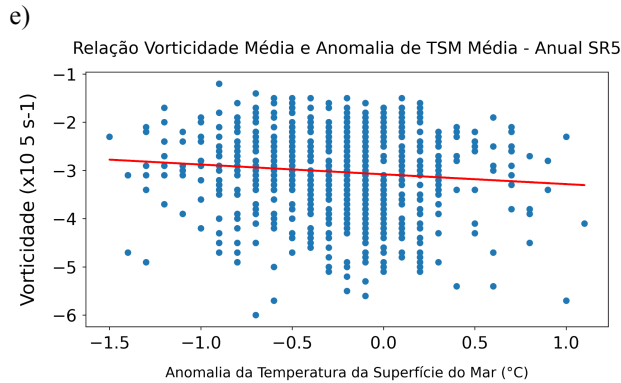




Fonte: Autora.

Figura 14: Como na Figura 12, porém para vorticidade média ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) em 850 hPa e anomalia de TSM média ($^{\circ}\text{C}$).

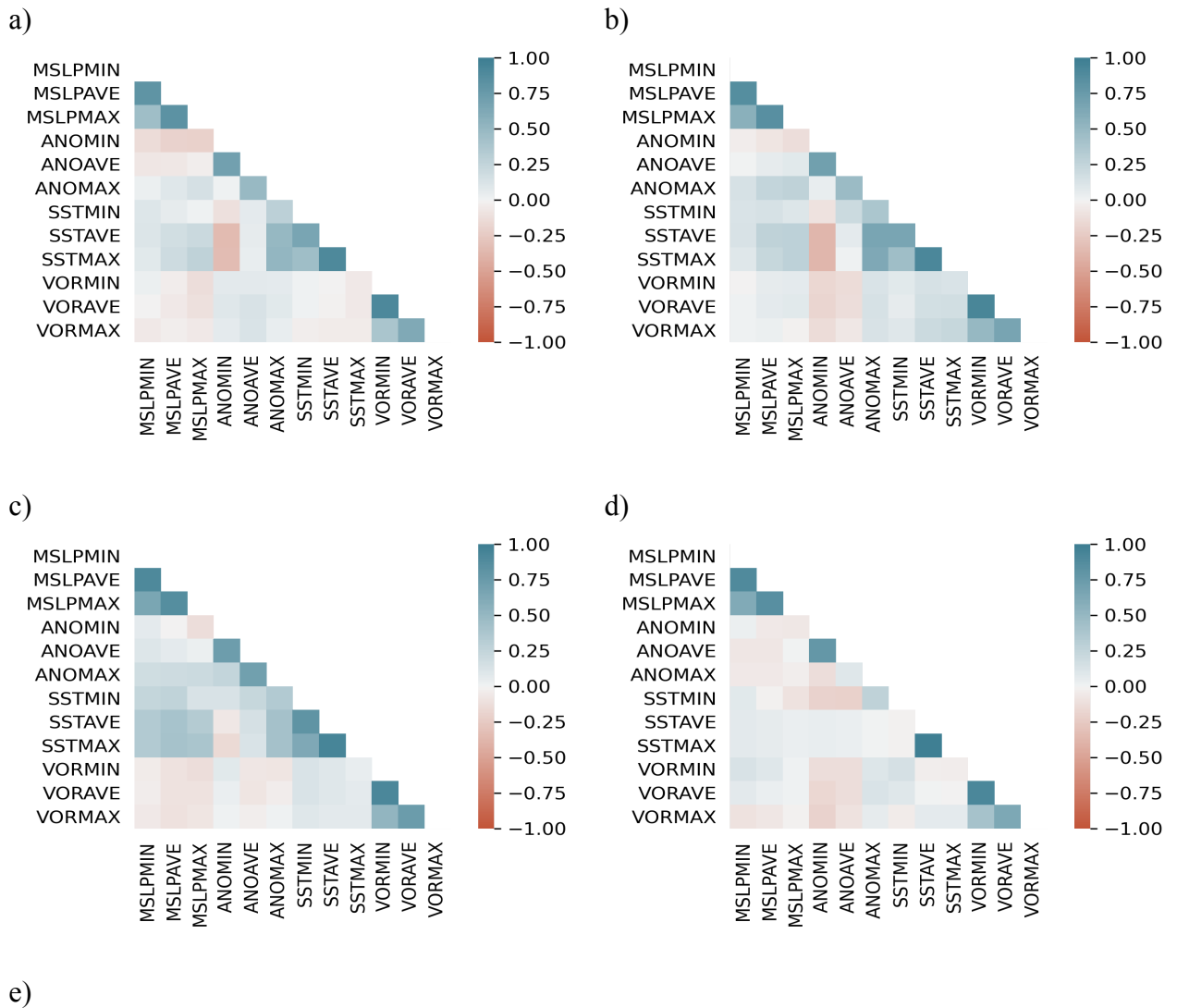


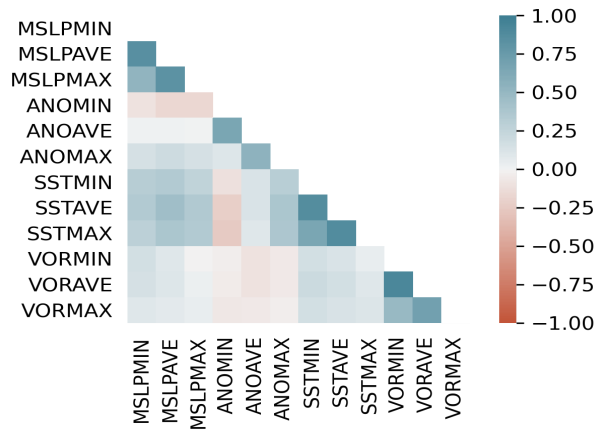


Fonte: Autora.

A Figura 15 mostra os coeficientes da correlação de Pearson anual. A ζ_{850} não apresentou nenhuma relação significativa (Figura 15), sendo que a SR1 não teve nenhuma correlação ($r=0$). (Figura 15a). Igualmente à regressão linear, pode-se inferir tendências positivas ou negativas. As demais correlações foram muito fracas, menores ou iguais $\leq 0,2$ (módulo), conforme os critérios de Evans (1996). As SR2 e SR3 apresentaram correlações negativas entre as mínimas, médias e máximas de ζ_{850} e mínimas, médias da anomalia de TSM, contudo o sinal muda da correlação entre as mínima, média e máxima de ζ_{850} e anomalia de TSM máxima (Figura 15b e 15c). A SR4 teve correlação positiva entre mínima e máxima de ζ_{850} e PNM, também positiva entre ζ_{850} e TSM, e negativa para anomalia de TSM (Figura 15d). Por fim, a SR5 teve correlações positivas entre as mínima e médias ζ_{850} e PNM e TSM (Figura 15e). As correlações entre a ζ_{850} e PNM, ζ_{850} e TSM podem ter relação, mas não inteiramente, com a hipótese de Lindzen e Nigam (1987), como já mencionado anteriormente. Os coeficientes de regressão sazonais estão dispostos no Apêndice “B”.

Figura 15: Matriz de correlação de Pearson anual com os dados mínimos, médios e máximos das variáveis oceânicas e vorticidade, para o período de 01/1982 a 12/2019. Em que a) SR1; b) SR2; c) SR3; d) SR4, e e) SR5. Os tons de azul mostram as variáveis que possuem correlação positiva, enquanto em vermelho são as variáveis inversamente correlacionadas. Tons mais fortes indicam correlações mais fortes (próximas de 1 e -1). A linha diagonal central (correlação = 1) foi excluída. Os prefixos “MSLP”, “ANO”, “SST” e “VOR” significam respectivamente pressão ao nível médio do mar, anomalias de temperatura da superfície do mar, temperatura da superfície do mar e vorticidade. Os sufixos “MIN”, “AVE” e “MAX” indicam valores mínimos, médio e máximos.





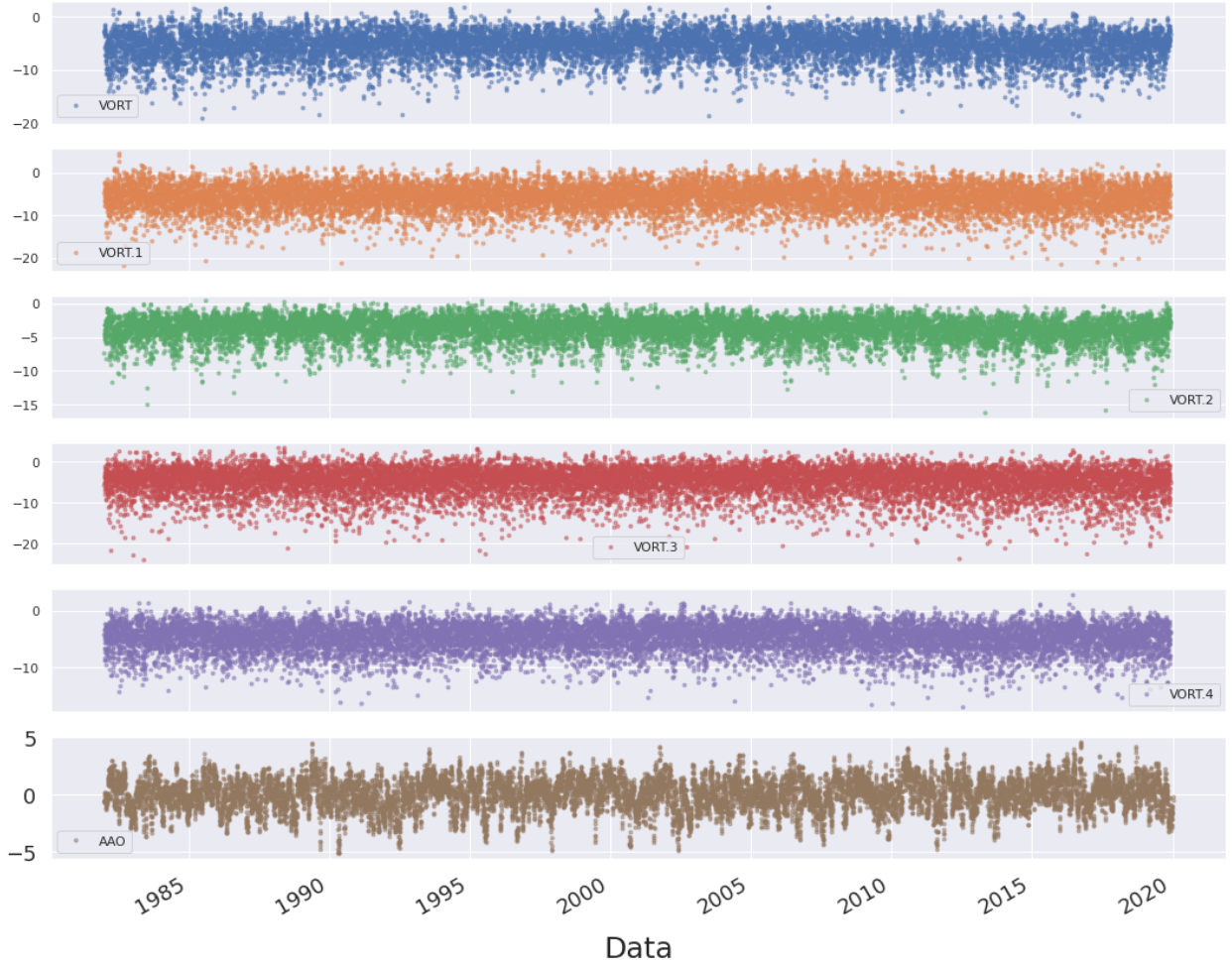
Fonte: Autora.

4.4. Teleconexão - Oscilação Antártica

As séries temporais a seguir foram feitas no intuito de inferir se e como o sinal do índice da AAO interfere na intensidade dos ciclones e nas variáveis oceânicas. A comparação foi feita entre os valores médios diários de vorticidade, PNM, TSM e anomalia de TSM com os valores diários do índice AAO, para cada uma das SRs. Na Figura 16 pode-se observar um pico positivo da AAO entre 2015 e 2020 coincidente com picos de vorticidade no mesmo período para as SRs ao redor da Península Antártica (SR1, SR2 e SR3) (três primeiros gráficos da Figura 16). Lembrando que os valores de vorticidade são negativos para o HS. Logo no começo dos anos 90 houve um pico negativo da AAO e altos valores de vorticidades nas SR1, SR2, SR4 (menor pico) e SR5.

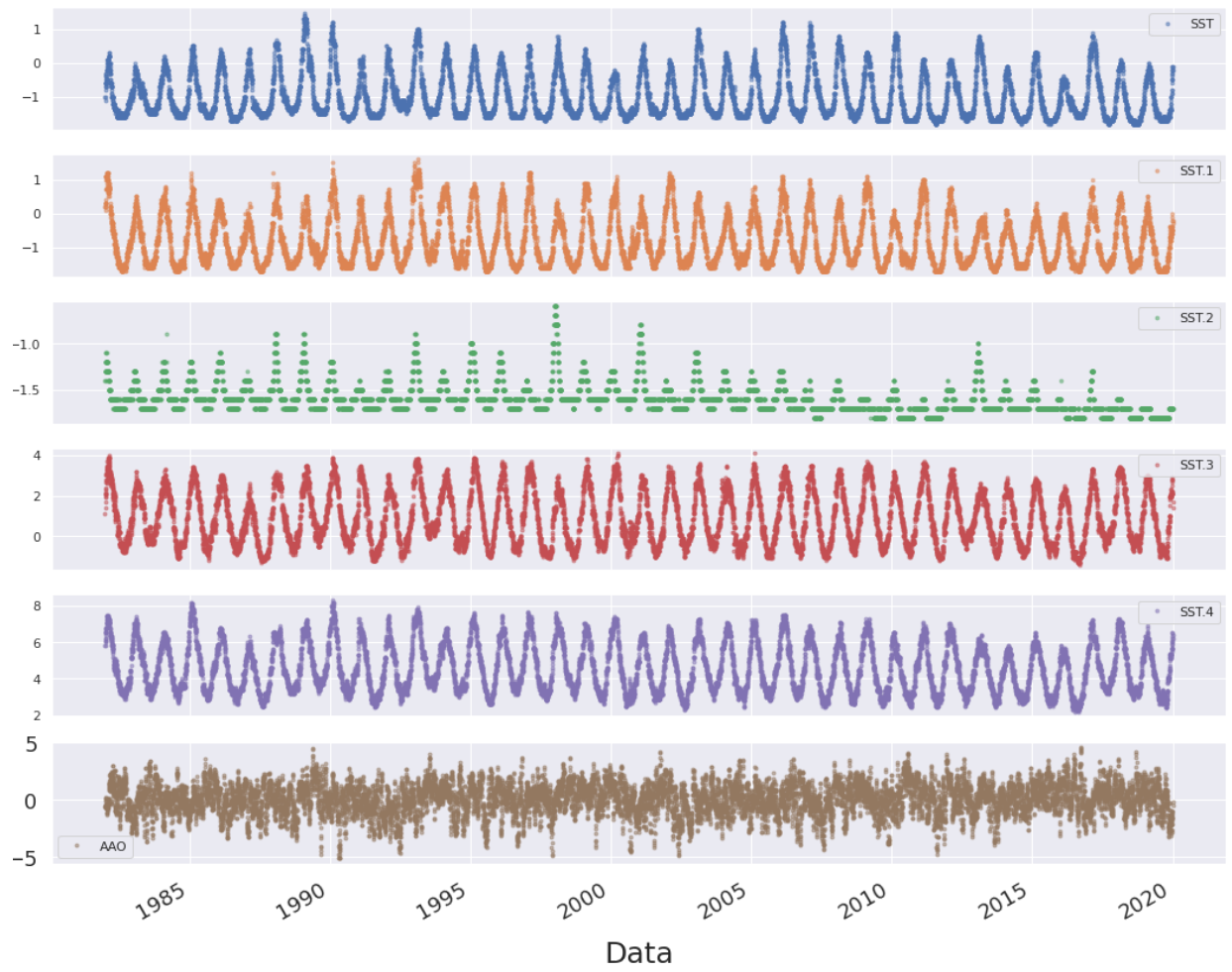
Para as séries de TSM e AAO (Figura 17), notou-se que os dados de TSM apresentaram comportamento ondulatório com relação inversa à curva do índice da AAO, ou seja, os picos negativos de TSM foram quando a fase positiva da oscilação estava ativa. O contrário é verdade para a fase negativa da AAO. Os picos positivos aumentam o gradiente meridional de TSM e, conseqüentemente, podem contribuir para a intensificação dos CEs. Os máximos de TSM aconteceram em períodos semelhantes, com exceção na SR3 (mar de Weddell), em que os picos parecem estar deslocados quando comparados com as outras SRs. A Figura 18 ilustra a série temporal entre a anomalia de TSM e AAO. Todas as SRs tiveram máximos negativos coincidentes com a fase negativa da AAO, entre os anos de 2015 e 2020.

Figura 16: Série temporal entre vorticidade média diária e o índice AAO diário para o período de 01/01/1982 a 31/12/2019. A disposição dos gráficos segue a ordem crescente das SRs. A unidade de medida da vorticidade é dada por $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.



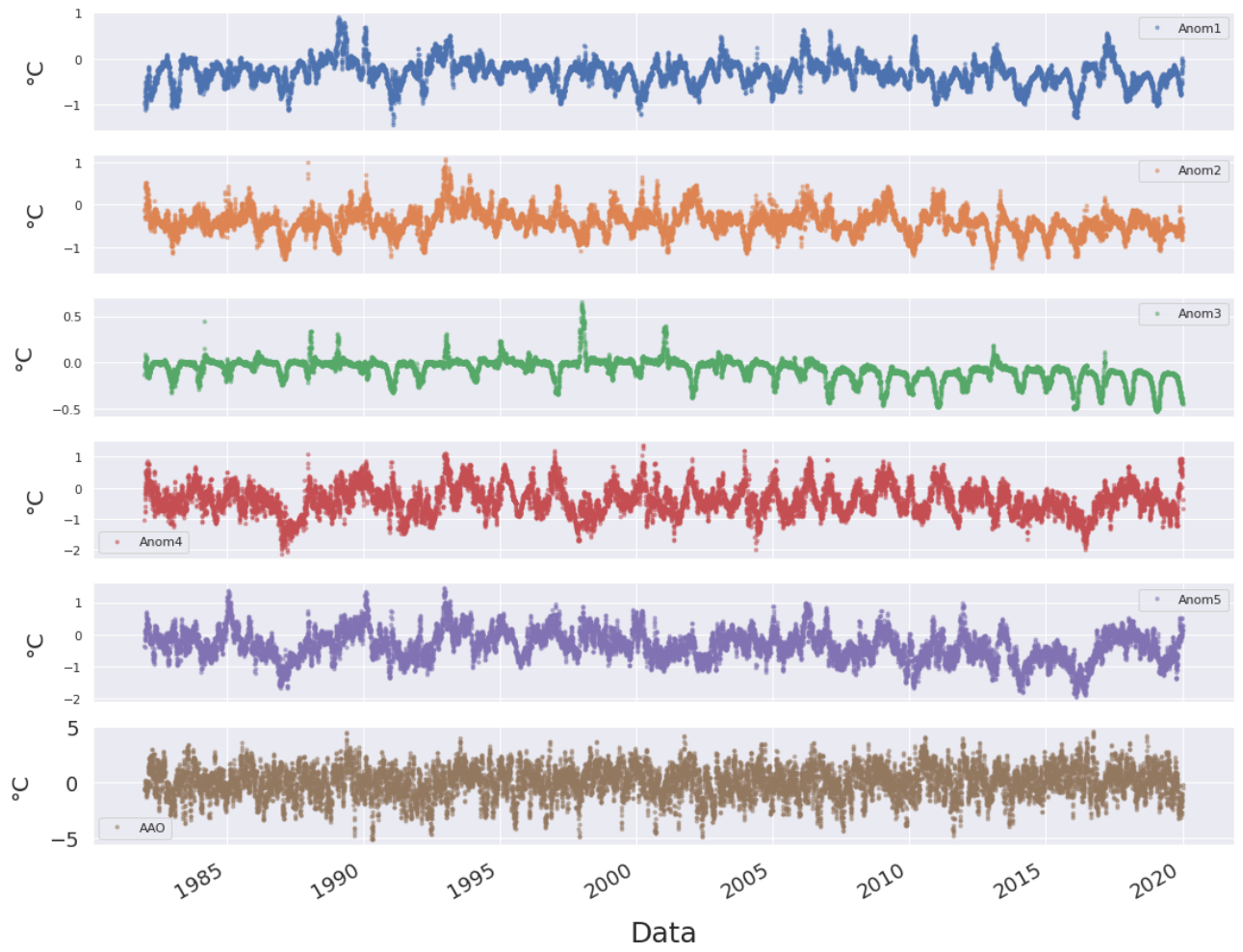
Fonte: Autora.

Figura 17: Conforme figura 16, no entanto para TSM.



Fonte: Autora.

Figura 18: Série temporal entre anomalia de TSM e o índice Antártico.



Fonte: Autora.

5. PRODUTOS TÉCNICOS E TECNOLÓGICOS

Com parte do requisito do desenvolvimento de produtos técnico e tecnológicos (PTT) do mestrado profissional, este capítulo apresenta um relatório técnico que destaca a ocorrência de eventos extremos na região litorânea do sul do Brasil, além de e resultados prévios relacionados a esta pesquisa que foram apresentados em eventos acadêmicos.

5.1. Instalação e execução do TRACK

A instalação e execução do TRACK foi orientada por comunicação pessoal via e-mail com o Professor Doutor Kevin Hodges do Departamento de Meteorologia da *University of Reading*, Inglaterra, Reino Unido. Abaixo segue um breve manual contendo as informações fornecidas por ele.

A versão 1.5.2. do TRACK foi utilizada neste estudo, pode ser obtida da página virtual do próprio autor (www.nerc-essc.ac.uk/~kih/TRACK/Track.html), com as permissões de acesso fornecidas por ele. O algoritmo foi instalado em uma máquina linux com compiladores GNU. O código principal é o executável encontrado em ~/TRACK-1.5.2/bin, track.linux, que lê os comandos e o arquivo de entrada dos dados e cria o arquivo de saída, em formato binário. O código do algoritmo lê os dados em formato NetCDF, portanto, é necessário converter, e concatenar, os dados caso não estejam nesse formato. Isso foi feito a partir do “*Climate Data Operators*” (CDO). O CDO é um conjunto de comandos para processamentos estatísticos e matemáticos úteis para processar dados meteorológicos no formato GRIB e NetCDF (SANTOS, 2014).

Os comandos para tal foram:

1. `cdo -f nc copy infile outfile.nc;`
2. `cdo cat files outfile.nc`

Os arquivos concatenados em NetCDF devem ser postos no diretório “indat” do TRACK. Arquivos contendo as configurações iniciais foram enviados pelo autor e salvos nas pastas correspondentes:

1. “RUNDATIN” no diretório “indat”;
2. Os arquivos “adapt.dat0”, “zone.dat0” e “initial.T42_SH” no diretório “data”
3. Os arquivos “vorcalc.in”, “cholesky.in” e “specfilt.in” no diretório principal.

A sequência de comandos :

1. A vorticidade é calculada pelo comando: `bin/track.linux -i netcdf_file -f vor < vorcalc.in` . Em que `netcdf_file` é o arquivo concatenado de entrada;
2. Em seguida, é feita a fatoração “cholesky”, isso precisa ser feito uma vez para uma grade específica e truncamento espectral: `bin/track.linux -i filename_vor.dat -f chol <cholesky.in`;
3. A filtragem espectral é obtida por: `bin/track.linux -i mariana_vor.dat -f filt < specfilt.in` .
4. Isto cria o arquivo no diretório de saída (“outdat”) chamado `specfil.filt_band000` que deve ser renomeado para o diretório “indat”: `mv outdat/specfil.filt_band000 indat/filename_vor_T42filt.dat` .

Após, o arquivo RUNDATIN deve ser editado, alterando para o caminho do diretório de dados:

5. `/users/kih/TRACK-1.4.3/data/%INITIAL%`

Antes da etapa de rastreamento, o usuário deve dar o seguinte comando no diretório TRACK-1.5.2 e certificar-se que o caminho da variável tenha “.”

6. `export PATH=${PATH}:. export PATH=${PATH}:`

As seguintes variáveis devem ser definidas:

7. `export CC=gcc`;
8. `export FC=gfortran`;
9. `export ARFLAGS`;
10. `export NETCDF=[caminho de instalação da biblioteca netcdf]`.

O comando para inicialização do rastreamento é dado por:

```
11. master -c=[data_directory] -d=now -e=track.linux -i=mariana_vor_T42filt.dat -f=vortest
-k=initial.T42_SH -n=1,32,12 -o=[OUTPATH] -r=RUN_AT_ -s=RUNDATIN.VOR
```

[OUTPATH] é o diretório de saída exclusivo, criado dentro do diretório [data_directory], que por sua vez é criado para esta execução. As configurações “-n” são adequadas para um período de 3 meses de dados de 6 horas, portanto, caso a série temporal seja diferente, esta configuração precisa ser modificada. Os arquivos de saída são normalmente chamados como ff_trs_pos ou ff_trs_pos.addvor_addmslp_addwind.

As estatísticas espaciais diagnósticas requerem etapas adicionais para o cálculo. Dois arquivos adicionais devem ser movidos para o diretório “indat”, “STATS.latlng.in” e “gridt63.nc”. O arquivo “STATS.latlng.in” deve ser editado, alterando o caminho de instalação do TRACK na linha: /users/kih/TRACK-hg-working e O arquivo com as saídas do rastreamento “tr_trs” também deve ser editado, colocando o caminho completo. Por fim, o comando para gerar as estatísticas é:

```
12. bin/track.linux < indat/STATS.latlng.in
```

O arquivo final é nomeado como “stat_trs_scl.linux_1.nc” e se localiza no diretório “outdat”. As saídas do TRACK serão registradas e disponibilizadas em uma plataforma de referenciamento (Mendeley) para obter um número DOI.

5.2. Episódio do deslocamento do CE sobre o Atlântico sul próximo a costa da AS

O ciclone extratropical escolhido para o estudo de caso se formou na SR5, próximo ao extremo sul do continente sul-americano e da Passagem de Drake, na latitude 52° S, e dissipou-se na latitude de 21° S, após 3 dias de atuação (Tabela 3). A maior intensidade deste ciclone aconteceu no primeiro dia e foi diminuindo conforme seu deslocamento para norte/nordeste, sob águas inicialmente frias até águas tropicais, quando houve o decaimento do sistema. A PNM inicial do CE começou um pouco alta, foi diminuindo e voltou a aumentar a partir de 06Z do dia 12/06, chegando a 1015.5 hPa no momento de dissipação. O CE esteve associado a pressões relativamente altas desde o momento inicial até sua dissipação. Valores acima do normal para a PNM nas médias latitudes são indicativos da fase positiva da AAO.

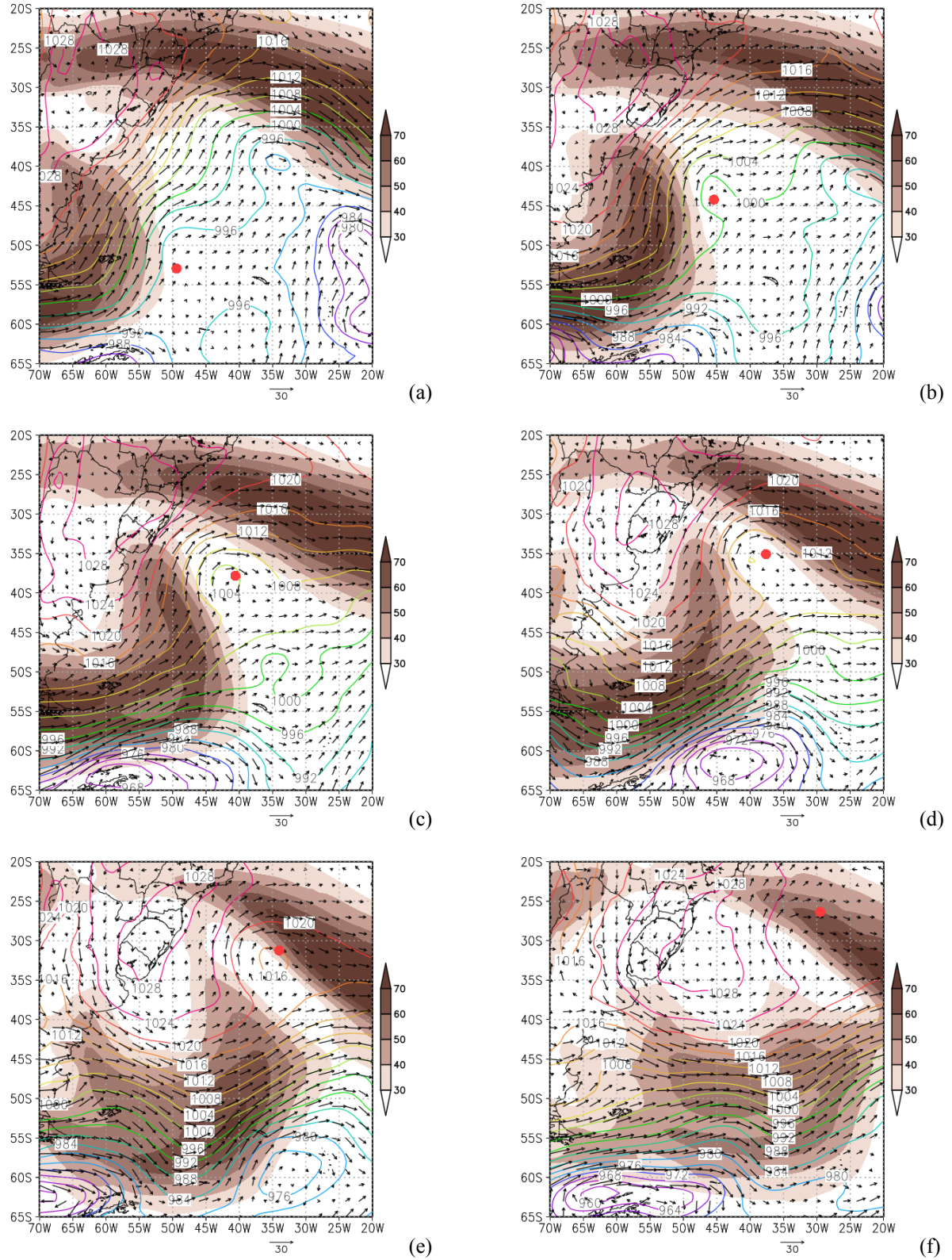
Os estágios do ciclo de vida do CE estão ilustrados na Figura 19, sendo possível observar um cavado formado à direita do ramo norte do jato polar (centro vermelho) (Figura 19a), que contribui para o aumento da baroclinia da região e a formação desse sistema. A identificação do cavado confirma que o TRACK identificou esse ciclone ainda em estágios iniciais. Ao norte é possível observar o jato subtropical estacionário ao longo de 25° S. Ao longo do desenvolvimento, o jato polar atinge latitudes mais baixas, quase encontrando com o jato subtropical (Figura 19d). As correntes de jato muitas vezes transportam os sistemas meteorológicos de escala sinótica, dessa forma, se as correntes se deslocam mais ao norte, os sistemas podem acompanhar esse deslocamento (MCMURDIE; HOUZE, 2006). Esse cenário gerou uma pista de ventos de sudoeste, em baixos níveis, ao longo da costa da AS, desde a região da patagônia até o sudeste do Brasil. Essas condições sinóticas foram registradas também por Machado et al. (2020) no estudo sobre eventos de ressacas durante o El Niño de 2015/16. Estudos prévios apontaram aumento de ciclogênese do sudeste da AS em anos de El Niño (GRIMM et al., 1998, GRIMM, 2003), Destaca-se que um dos episódios de maior altura de onda levantados por esses autores aconteceu durante a atuação do ciclone deste estudo de caso. As condições sinóticas que levaram à formação desse ciclone são explicadas pela interação entre uma frente fria e um sistema de alta pressão pós-frontal localizado sob o continente da AS, com ventos predominantes do quadrante sul/sudoeste (MACHADO et al., 2020).

Tabela 4: Parâmetros meteoceanográficos e vorticidade ao longo do ciclo de vida de um CE.

| Nº de Pontos | Data | Vorticidade ($1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) | TSM (°C) | Anomalia de TSM (°C) | PNM (hPa) |
|--------------|-------------------|--|----------|-------------------------|-----------|
| 1 | 06Z 11/06/2016 | -3.1 | 3.5 | -1.1 | 1019.9 |
| 2 | 12Z 11/06/2016 | -2.8 | 5.85 | -3.33 | 1018.6 |
| 3 | 18Z 11/06/2016 | -2.4 | 10.41 | -1.16 | 1012.1 |
| 4 | 00Z 12/06/2016 | -2.6 | 13.02 | -1.46 | 1002.5 |
| 5 | 06Z 12/06/2016 | -2.7 | 16.85 | 0.56 | 1003.5 |
| 6 | 12Z 12/06/2016 | -2.7 | 16.85 | -0.2 | 1008 |
| 7 | 18Z 12/06/2016 | -2.5 | 17.46 | -0.1 | 1010.2 |
| 8 | 00Z 13/06/2016 | -2.4 | 18.5 | -0.15 | 1012 |
| 9 | 06Z 13/06/2016 | -2 | 20.75 | 1.02 | 1012.3 |
| 10 | 12Z 13/06/2016 | -1.7 | 22.43 | 0.94 | 1013.6 |
| 11 | 18Z 13/06/2016 | -1.8 | 24.33 | 1.71 | 1014.2 |
| 12 | 06Z 14/06/2016 | -1.7 | 25.5 | 1.38 | 1015.2 |
| 13 | 12Z 14/06/2016 | -1.2 | 26.3 | 1.22 | 1015.5 |

Fonte: Autora.

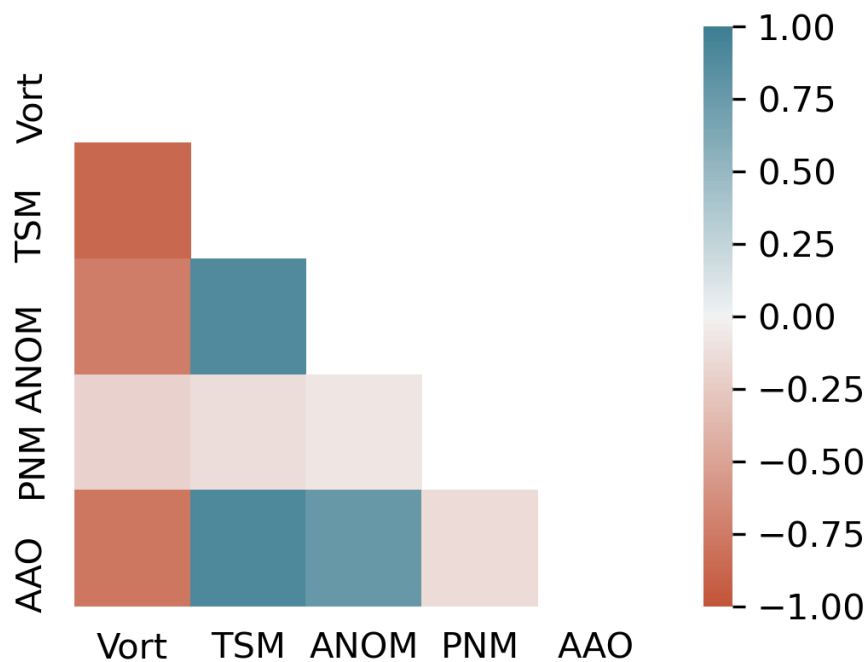
Figura 19: Mapas de magnitude do vento (m/s) em 200 hPa (em sombreado), vetores do vento horizontal (m/s) em 850 hPa e isolinhas de pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) para (a) 06Z de 11, (b) 18Z de 11, (c) 06Z de 12, (d) 18Z de 12, (e) 06Z de 13 e (f) 18Z de 13 de junho de 2016. O círculo vermelho indica a região aproximada do centro do ciclone extratropical.



Fonte: Autora.

A correlação de Pearson entre os valores de vorticidade e variáveis oceânicas apresentaram fortes correlações positivas entre a AAO e a TSM e negativas entre a vorticidade e a TSM. Estes resultados indicam que a intensidade deste ciclone foi diretamente proporcional à oscilação intrasazonal AAO e inversamente proporcional a TSM (Figura 20).

Figura 20: Matriz de correlação de Pearson do estudo de caso - CE de 11/06/2016 a 14/06/2016. Em azul correlação positiva, enquanto em vermelho a correlação é negativa. Tons mais fortes indicam correlações mais fortes (próximas de 1 e -1). A linha diagonal central foi excluída.



Fonte: Autora.

5.3. Participação em eventos científicos

5.3.1. II Encontro de Meteorologia do Estado de Santa Catarina (II ENMET)

Evento realizado pela Associação Catarinense de Meteorologia (ACMET), na cidade de Florianópolis, Santa Catarina, durante os dias 14 a 16 de outubro de 2019. Onde foi apresentado o pôster intitulado "Análise da trajetória de um ciclone na região centro leste da América do Sul através de um Algoritmo de Rastreamento"

5.3.2. International Conference for Young Marine Researchers 2020

Evento virtual realizado nos dias 26 e 27 de Agosto de 2020, organizado por Bremen Society for Natural Sciences. Onde os primeiros resultados acerca do rastreamento dos ciclones foram mostrados na apresentação “How Extratropical Cyclones formed in the Antarctic Peninsula influence South America Climate?”

5.3.3. American Meteorological Society - 101st Annual Meeting/ 34th Conference on Climate Variability and Change

Evento virtual realizado entre os dias 11 e 15 de Janeiro de 2021, organizado por American Meteorological Society. Foi apresentado o seguinte poster virtualmente “Climatological Analysis of Extratropical Cyclones Trajectories formed in the Antarctic Peninsula”

5.3.4. 16th Conference on Polar Meteorology and Oceanography

Evento virtual realizado entre os dias 01 e 04 de Junho de 2021, organizado por American Meteorological Society e Committee on Polar Meteorology and Oceanography. Foi apresentado o seguinte poster virtualmente “Trajectories of extratropical cyclones formed in the Antarctic Peninsula.”

Além das apresentações supracitadas, os resultados desta pesquisa foram publicados na revista revisada por pares “Ciência & Natura” e intitulado “Análise Climatológica das trajetórias de Ciclones Extratropicais formados na região da Península Antártica”, publicado na edição especial de outubro de 2020.

GANDRA, M.; QUADRO, M. F. L. Análise Climatológica das trajetórias de Ciclones Extratropicais formados na região da Península Antártica. Ci. e Nat., Santa Maria v.42, ed. esp.: meteorologia, e12, 2020. <https://periodicos.ufsm.br/cienciaenatura/article/view/55313/htm>

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta pesquisa objetivou investigar o comportamento de ciclones que se formam em altas latitudes do oceano Austral. As climatologias e estatísticas de diagnóstico encontrados estão de acordo com a literatura, em que as diferenças encontradas quanto a números de ciclones se explica pelas diferentes metodologias aplicadas e foco de análise (SIMMONDS e KEAY, 2000, HOSKINS e HODGES, 2005, MENDES et al., 2009, GRAMCIANINOV et al. 2019). Contudo, a descrição e representação das trajetórias dos ciclones que se deslocam pelo Atlântico Sul foi o diferencial do presente estudo.

Foi encontrado que o maior número de ciclones aconteceu durante o período de primavera (anualmente), condizente com a retração do cinturão de baixas (TURNER; MARSHALL; LACHLAN-COPE, 1998), mas os períodos de outono e inverno também tiveram atividade ciclônica considerável. Mas, em termos de sazonalidade e sub-região, os meses de maior expressividade foram DJF, na SR5, devido à sua localização em zonas de alta baroclinicidade. Cenário similar foi encontrado por Gan e Rao (1991), Hoskins e Hodges (2005) e Gracianinov et al. (2019). Outro fator para a maior expressividade quantitativa pode estar associado a extremos positivos do gelo marinho antártico, com destaque para a porção do mar de Weddell, conforme descrito por Parise et al. (2015). A variabilidade dos ciclones quanto à direção, intensidade e local de atuação das trajetórias pode ter sido em resposta à Oscilação Antártica.

Os CEs apresentaram o seguinte comportamento: à medida que se formaram e se deslocaram pelo Oceano Pacífico em direção à AS, entre a faixa de latitude de 45° S a 60° S, tenderam a se dissipar ou desviar ao cruzarem os Andes, seguindo em direção nordeste para o extremo sul da AS, o mesmo comportamento foi observado em estudos anteriores (HOSKINS e HODGES, 2005). No entanto, a região do Oceano Atlântico Sul é favorável à ciclogênese, intensificação e deslocamento para leste, portanto, as perturbações ciclônicas voltam a se intensificar e migram para leste/nordeste.

Este trabalho desenvolveu dois produtos técnico e tecnológicos (PTT): (i) um sistema computacional que executa o sistema TRACK, adaptado do sistema original desenvolvido por

HODGES (1994, 1995, 1999), cujos arquivos de saída (*outputs*) serão registrados e disponibilizadas em uma plataforma de referenciamento (Mendeley) para obter um número DOI e (ii) um relatório técnico que destaca a ocorrência de um evento extremo na região litorânea do sul e sudeste do Brasil entre os dias 11 e 14 de junho de 2016. Esse CE, detectado pelo TRACK, se formou na SR5, próximo ao extremo sul do continente sul-americano e da Passagem de Drake, na latitude 52° S, e dissipou-se na latitude de 21° S, após 3 dias de atuação.

Ademais, as sub-regiões ciclogênicas levantadas neste estudo podem ser de relevante influência no clima de ondas que atinge a costa brasileira, mesmo que a trajetória do ciclone tenha seguido o padrão esperado de deslocamento de leste/sudeste, conforme o escoamento médio da atmosfera. Outro resultado importante desse estudo é que, comparando as regiões próximas à Antártica (SR1 e SR3), a região 3 apresenta condições mais propícias para o desenvolvimento de ciclones com impacto na AS que a SR1. Por isso, sugere-se que a SR3, sob o mar de Weddell, seja acrescentada no monitoramento de ciclones pelos órgãos brasileiros responsáveis.

Para trabalhos futuros sugere-se:

1. Aprofundar a análise das teleconexões do HS e a relação com os ciclones extratropicais, por exemplo com aplicação da técnica de funções ortogonais empíricas;
2. Calcular o transporte de Ekman associado à passagem de CEs sobre os oceanos Atlântico e Austral e analisar a resposta do nível do mar por meio de altimetria;
3. Por fim, calcular fluxos de calor e gases na interface oceano-atmosfera, antes, durante e após a passagem de um ciclone.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BACH, Eviatar *et al.* Local Atmosphere–Ocean Predictability: Dynamical Origins, Lead Times, and Seasonality. **Journal Of Climate**, [s.l.], v. 32, n. 21, p.7507-7519, nov. 2019. American Meteorological Society. <http://dx.doi.org/10.1175/jcli-d-18-0817.1>.

BARSUGLI, Joseph J.; BATTISTI, David S.. The Basic Effects of Atmosphere–Ocean Thermal Coupling on Midlatitude Variability. **Journal Of The Atmospheric Sciences**, [s.l.], v. 55, n. 4, p.477-493, fev. 1998. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1998\)0552.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1998)0552.0.co;2).

BENGTSSON, L.; HODGES, K.I.; HAGEMANN, S.. Sensitivity of the ERA40 reanalysis to the observing system: determination of the global atmospheric circulation from reduced observations. **Tellus A: Dynamic Meteorology And Oceanography**, v. 56, n. 5, p. 456-471, 17 maio 2004.

BENILOV, A. Air sea interactions| surface waves. In: HOLTON, James. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**. 2^a ed. . Elsevier, 2015. Cap. 13. p. 44-152.

BIGG, G. R. et al. The role of the oceans in climate. **International Journal Of Climatology**, [s.l.], v. 23, n. 10, p.1127-1159, 2003. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.926>.

BJERKNES, J.; SOLBERG, H.. Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. **Geofysiske Publikationer**, [s.i.], v. 3, n. 1, p.4-18, maio 1992. Disponível em: <http://www.dca.iag.usp.br/material/ritaynoue/aca-0523/referencias/Life%20of%20the%20cyclones.%20J.%20Bjerknes.pdf>. Acesso em: 11 jun. 2019.

CAMARGO, Ricardo; HARARI, Joseph. Tides and Wind-driven Circulation in the Tropical and Southern Atlantic Ocean: The BRAZCOAST System. **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, v. 7, n. 5, p. 476-480, 2014.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. **Journal of Climate**, v. 18, p. 702-718, 2005.

CATTO, J. L. Extratropical cyclone classification and its use in climate studies. **Reviews of Geophysics**, v. 54, n. 2, p. 486-520, 2016.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes Frias sobre o Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2009. Cap. 9, p. 133-147.

CHARNEY, J. G. The Dynamics Of Long Waves In A Baroclinic Westerly Current. **Journal Of Meteorology**, [s.l.], v. 4, n. 5, p.136-162, out. 1947. American Meteorological Society. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1947\)004<0136:TDOLWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1947)004<0136:TDOLWI>2.0.CO;2).

CHANG, Simon W.; HOLT, Teddy R.; SASHEGYI, Keith D.. A Numerical Study of the ERICA IOP 4 Marine Cyclone. **Monthly Weather Review**, [s.l.], v. 124, n. 1, p.27-46, jan. 1996. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)1242.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1996)1242.0.co;2).

DERKANI, Marzieh H. et al. Wind, waves, and surface currents in the Southern Ocean: observations from the Antarctic Circumnavigation Expedition. **Earth System Science Data**, v. 13, n. 3, p. 1189-1209, 2021.

FOGT, Ryan L.; MARSHALL, Gareth J. The Southern annular mode: Variability, trends, and climate impacts across the Southern Hemisphere. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change**, v. 11, n. 4, p. e652, 2020.

FRANK, W.M. The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 1119-1135, 1977.

FROUDE, Lizzie S. R.; BENGTSSON, Lennart; HODGES, Kevin I.. The Predictability of

Extratropical Storm Tracks and the Sensitivity of Their Prediction to the Observing System. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 315-333, 01 fev. 2007.

GAN, Manoel Alonso; RAO, Vadlamudi Brahmananda. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, maio de 1991. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1991\)1192.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1991)1192.0.co;2)

GAN, Manoel Alonso; RAO, Vadlamudi Brahmananda. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1141-1157, 1994.

GILLET, N. P.; KELL, T. D.; JONES, P. D. Regional climate impacts of the southern annular mode. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. L23704, p. 4p., Dec. 2006. 1, 12, 17, 59, 81, 131.

GRAMCIANINOV, C. B.; et al.. The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones. **Climate Dynamics**, [S.L.], v. 53, n. 7-8, p. 4115-4140, 3 maio 2019. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-019-04778-1>.

GRIMM, Alice M.; FERRAZ, Simone ET; GOMES, Júlio. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of climate**, v. 11, n. 11, p. 2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, 16, 263-280. v.16, p. 263-280, 2003.

GUIA, Caroline Vidal Ferreira da. **Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e vizinhanças**. 2011. 123 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós Graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

GOZZO, Luiz Felipe. **Ciclones Subtropicais Sobre o Sudoeste do Atlântico Sul: Climatologia e Fontes de Umidade**. 2014. 153 f. Tese (Doutorado), Ciências Atmosféricas,

Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

GRIEGER, Jens *et al.* Subantarctic cyclones identified by 14 tracking methods, and their role for moisture transports into the continent. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, [s.l.], v. 70, n. 1, p.1-18, jan. 2018. Informa UK Limited. <http://dx.doi.org/10.1080/16000870.2018.1454808>.

HAYES, J. L.; WILLIAMS, R.T.; RENNICK, M.A.. Lee Cyclogenesis. Part I: Analytic Studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [S.I.], v. 44, n. 2, p. 432-442, dez. 1987.

HENLEY, Sian F. et al. Changing biogeochemistry of the Southern Ocean and its ecosystem implications. **Frontiers in marine science**, p. 581, 2020.

HERNÁNDEZ, Armand *et al.* Modes of climate variability: *Synthesis and review of proxy-based reconstructions through the Holocene*. **Earth-Science Reviews**, v. 209, p. 1-31, out. 2020.

HODGES, K. I.. A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. **Monthly Weather Review**, [s.l.], v. 122, n. 11, p.2573-2586, nov. 1994. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)1222.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1994)1222.0.co;2).

HODGES, K. I.. Feature tracking on the unit sphere. **Monthly Weather Review**, [s.l.], v. 123, p. 3458–3465, 1995.

HODGES, K. I. Adaptive constraints for feature tracking. **Monthly Weather Review**, [s.l.], v. 127, p. 1362–1373, 1999.

HODGES, Kevin Ivan; THORNCROFT, C. D. Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 11, p. 2821-2837, 1997.

HODGES, K. I.; LEE, R. W.; BENGTTSSON, L.. A Comparison of Extratropical Cyclones in

Recent Reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25. **Journal Of Climate**, [s. l.], v. 24, n. 18, p. 4888-4906, 15 nov. 2011.

HOLTON, J. R. Synoptic-Scale Motions II: Baroclinic Instability. In: HOLTON, J. R.: **An Introduction to Dynamic Meteorology**, 4a ed. United States of America: Academic Press 2004. Cap. 8. p.224-268.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. New perspectives on the Northern Hemisphere winter storm tracks. **J. Atmos. Sci.**, [s.l.], v. 59, p. 1041–1061, mar. 2002.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. **Journal Of Climate**, [s.l.], v. 18, n. 20, p. 4108-4129, out. 2005. American Meteorological Society. <http://dx.doi.org/10.1175/jcli3570.1>.

JONES, David; SIMMONDS, Ian. A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. **Climate Dynamics**, [s.l.], v. 9, n. 3, p.131-145, dez. 1993. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/bf00209750>.

KALNAY, E.; MO, C.; PAEGLE, J. Large-Amplitude, Short-Scale Stationary Rossby Waves in the Southern Hemisphere: Observations and Mechanistic Experiments to Determine their Origin. **Journal Of The Atmospheric Sciences**, [s.l.], v. 43, n. 3, p.252-275, fev. 1986. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)0432.0.co:2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1986)0432.0.co:2).

KING, J. C.; TURNER, J.. Synoptic-scale weather systems and fronts. In: KING, J. C.; TURNER, J.. **Antarctic Meteorology And Climatology**. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. Cap.5. p. 185-266. <http://dx.doi.org/10.1017/cbo9780511524967.006>.

KOUSKY V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, n. 9, p.1140-1153, 1979.

LA TORRE, Laura de *et al.* A Climatology Based on Reanalysis of Baroclinic Developmental Regions in the Extratropical Northern Hemisphere. **Annals Of The New York Academy Of**

Sciences, [s.l.], v. 1146, n. 1, p.235-255, dez. 2008. Wiley.
<http://dx.doi.org/10.1196/annals.1446.017>.

MACHADO, Jeferson Prietsch; JUSTINO, Flávio; SOUZA, Caio Demétrio. Influence of El Niño-Southern Oscillation on baroclinic instability and storm tracks in the Southern Hemisphere. *International Journal Of Climatology*, [S.L.], v. 41, n. 1, 3 jul. 2020. Wiley.
<http://dx.doi.org/10.1002/joc.6651>

MCMURDIE, Lynn; HOUZE, Robert A.. Weather Systems. In: WALLACE, John M.; HOBBS, Peter V.. **Atmospheric Science**. 2. ed. London: Academic Press, 2006. Cap. 8. p. 313-373.

MATANO, R. P.; PALMA, Elbio Daniel; PIOLA, Alberto Ricardo. The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the Southwestern Atlantic Shelf circulation. **Ocean Science**, v. 6, n. 4, p. 983-995, 2010.

MENDES, David *et al.* Climatology of extratropical cyclones over the South American–southern oceans sector. **Theoretical And Applied Climatology**, [s.l.], v. 100, n. 3-4, p.239-250, 4 ago. 2009. Springer Science and Business Media LLC.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-009-0161-6>.

MULER, Mariela; BONETTI, Jarbas. An integrated approach to assess wave exposure in coastal areas for vulnerability analysis. **Marine Geodesy**, v. 37, n. 2, p. 220-237, 2014.

MURRAY, Ross; SIMMONDS, Ian. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: *Development and operation of the scheme*. **Australian Meteorological Magazine**, Melbourne, v. 3, n. 39, p.156-166, set. 1991

National Oceanic and Atmospheric Administration (comp.). **Climate Modeling**. 2020. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. Disponível em:
<http://www.gfdl.noaa.gov/climate-modeling/>. Acesso em: 23 jan. 2020.

NUSS, Wendell A.. Air-Sea Interaction Influences on the Structure and intensification of an Idealized Marine Cyclone. **Monthly Weather Review**, [s.l.], v. 117, n. 2, p.351-369, fev. 1989. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)1172.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1989)1172.0.co;2).

OHZ, Arthur; KLEIN, Antonio HF; FRANCO, Davide. A Multiple Linear Regression-Based Approach for Storm Surge Prediction Along South Brazil. In: Leal Filho W., Nagy G., Borga M., Chávez Muñoz P., Magnuszewski A. (eds). **Climate Change, Hazards and Adaptation Options**. Springer, Cham, 2020. p. 27-50.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v 56 n.5, p. 527-530, 1975.

PARISE, Cláudia Klose; CALLIARI, Lauro Júlio; KRUSCHE, Nisia. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. **Brazilian Journal of Oceanography**, v. 57, p. 175-188, 2009.

PARISE, C. K. **Sensitivity and memory of the current mean climate to increased Antarctic sea ice: *The role of sea ice dynamics***. 2014. Tese de Doutorado. Tese, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.

PARISE, C. K. et al. The Influence of Sea Ice Dynamics on the Climate Sensitivity and Memory to Increased Antarctic Sea Ice. *J. Climate*, [s.l.], v. 28, n. 24, p. 9642–9668, 2015. American Meteorological Society <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00748.1>.

PETTERSEN, S. *Weather analysis and forecasting*. New York: McGraw Hill, 1956.

PEZZI, Luciano; SOUZA, Ronald Buss de. Variabilidade de Mesoescala e interação oceano-atmosfera no atlântico sudoeste. In: CAVALCANTI, Iracema F. A. et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

PEZZI, L. P. *et al.* Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf: In situ observations. **Journal Of Geophysical Research: Oceans**, [s.l.], v. 121, n. 9, p.6671-6695, set. 2016. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1002/2016jc011774>.

PEZZI, Luciano Ponzi; SOUZA, Ronald Buss de; QUADRO, Mário F.l.. Uma Revisão dos Processos de Interação Oceano-Atmosfera em Regiões de Intenso Gradiente Termal do Oceano Atlântico Sul Baseada em Dados Observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s.l.], v. 31, n. 4, p.428-453, 29 set. 2016. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/0102-778631231420150032>.

PIVA, Everson dal; MOSCATI, Marley Cavalcante de Lima; GAN, Manoel Alonso. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na Costa Leste da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s.l.], v. 23, n. 4, p.450-476, dez. 2008. FapUNIFESP (SciELO). <http://dx.doi.org/10.1590/s0102-77862008000400006>.

POND, Stephen. Air-sea interaction. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, [s.l.], v. 52, n. 6, p.389-394, 1971. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/eo052i006piu389>.

REED, Richard J.; SIMMONS, Adrian J.. Numerical Simulation of an Explosively Deepening Cyclone over the North Atlantic that was Unaffected by Concurrent Surface Energy Fluxes. **Weather And Forecasting**, [s.l.], v. 6, n. 1, p.117-122, mar. 1991. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434\(1991\)0062.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0434(1991)0062.0.co;2).

RINTOUL, Stephen R.; GARABATO, Alberto C. Naveira. Dynamics of the Southern Ocean Circulation. In: SIEDLER, Gerold; GRIFFIES, Stephen M.; GOULD, John; CHURCH, John A. (ed.). **Ocean Circulation and Climate**. 3. ed. S.I.: Elsevier, 2013. Cap. 18. p. 1-868.

SANDERS, Frederick; GYAKUM, John R.. Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”. **Monthly Weather Review**, [s.l.], v. 108, n. 10, p.1589-1606, out. 1980. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)1082.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1980)1082.0.co;2)

SCHLOSSER, Elisabeth *et al.* Interaction between Antarctic sea ice and synoptic activity in the circumpolar trough: implications for ice-core interpretation. **Annals Of Glaciology**, [s.l.], v. 52, n. 57, p.9-17, 2011. Cambridge University Press (CUP). <http://dx.doi.org/10.3189/172756411795931859>.

SCHMITT, Raymond W.. The Ocean's Role in Climate. **Oceanography**, [s. l], v. 31, n. 2, p. 32-40, 15 nov. 2018.

SIMMONDS, Ian; WU, Xingren. Cyclone behaviour response to changes in winter southern hemisphere sea-ice concentration. **Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society**, [s.l.], v. 119, n. 513, p.1121-1148, jul. 1993. Wiley. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49711951313>.

SIMMONDS, Ian; LEIGHTON, R.; MURRAY, Ross. A refinement of cyclone tracking methods with data from FROST. **Australian Meteorological Magazine Special Edition**, [s.I.], p.35-49, 1999.

SIMMONDS, Ian; KEAY, Kevin. Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP–NCAR Reanalysis. **Journal Of Climate**, [s.l.], v. 13, n. 5, p.873-885, mar. 2000. American Meteorological Society. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)0132.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2000)0132.0.co;2).

SIMMONDS, Ian *et al.* Large-scale Vertical Momentum, Kinetic Energy and Moisture Fluxes in the Antarctic Sea-ice Region. **Boundary-layer Meteorology**, [s.l.], v. 117, n. 1, p.149-177, out. 2005. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s10546-004-5939-6>.

SIMMONDS, Ian; KEAY, Kevin; BYE, John Arthur Tristram. Identification and Climatology of Southern Hemisphere Mobile Fronts in a Modern Reanalysis. **Journal Of Climate**, [s.l.], v. 25, n. 6, p.1945-1962, mar. 2012. American Meteorological Society. <http://dx.doi.org/10.1175/jcli-d-11-00100.1>.

SINCLAIR, Mark R. An extended climatology of extratropical cyclones over the Southern

Hemisphere. **Weather And Climate**, [S.I.], v. 15, n. 21, p. 21-32, jan. 1995.

STOPA, Justin E.; CHEUNG, Kwok Fai. Intercomparison of wind and wave data from the ECMWF Reanalysis Interim and the NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Ocean Modelling**, v. 75, p. 65-83, mar. 2014.

TALJAARD, J. J.. Development, Distribution and Movement of Cyclones and Anticyclones in the Southern Hemisphere During the IGY. **Journal Of Applied Meteorology And Climatology**, [S.I.], v. 6, n. 6, p. 973-987, 1 dez. 1967.

THOMPSON, David WJ; WALLACE, John M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of climate**, v. 13, n. 5, p. 1000-1016, 2000.

THORPE, S. A. Turbulence, heat and waves. In: THORPE, S. A. **An Introduction to Ocean Turbulence**. 1 ed. Cambridge: Cambridge Press, 2007. Cap. 1. p. 1–36.

TURNER, John; MARSHALL, Gareth J.; LACHLAN-COPE, Thomas A. Analysis of synoptic-scale low pressure systems within the Antarctic Peninsula sector of the circumpolar trough. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 18, n. 3, p. 253-280, 1998.

UOTILA, P. *et al.* Relationships between Antarctic cyclones and surface conditions as derived from high-resolution numerical weather prediction data. **Journal Of Geophysical Research**, [s.l.], v. 116, n. 7, 14 abr. 2011. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2010jd015358>.

VAN LOON, Harry. The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 24, n. 5, p. 472-486, 1967.

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Extreme Precipitation over Southeastern Brazil in the Austral Summer and Relations with the Southern Hemisphere Annular Mode. **Atmospheric Science Letters**, vol. 11, n. 01, p. 21-26, 2010a.

WEI, Lixin,; QIN, Ting. Characteristics of cyclone climatology and variability in the Southern Ocean. **Acta Oceanologica Sinica**, [s.l.], v. 37, n. 7, p. 59-67, 2016.

WILKS, Daniel S.. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 4. ed. Ny: Elsevier, 2019. 818 p.

XIA, Lan *et al.* A study of quasi-millennial extratropical winter cyclone activity over the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, [s.l.], v. 47, n. 7-8, p.2121-2138, 29 dez. 2015. Springer Science and Business Media LLC. <http://dx.doi.org/10.1007/s00382-015-2954-x>.

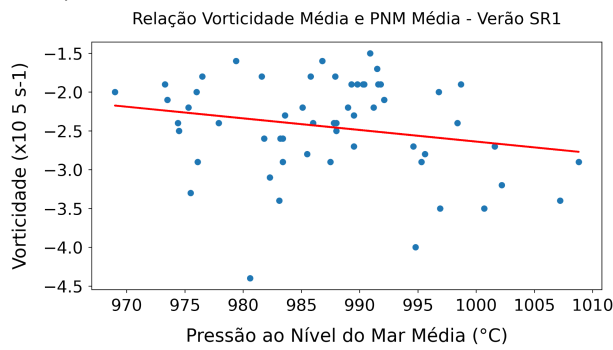
YUAN, Xiaojun; MARTINSON, Douglas G.. The Antarctic dipole and its predictability. **Geophysical Research Letters**, [s.l.], v. 28, n. 18, p.3609-3612, 15 set. 2001. American Geophysical Union (AGU). <http://dx.doi.org/10.1029/2001gl012969>.

ZAMBON, Joseph Brendan. **An Examination of Tropical Cyclone Dynamics Utilizing the 3-Way Coupled Ocean Atmosphere Wave Sediment Transport (COAWST) Model**. 2009. 154 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Master Of Science, Marine, Earth, And Atmospheric Sciences, Graduate Faculty Of North Carolina State University, Raleigh, North Carolina, 2009.

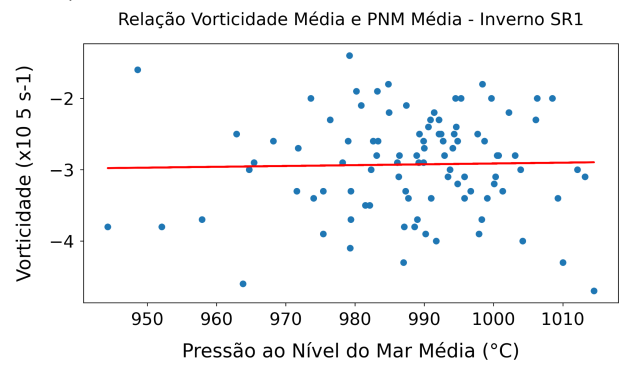
APÊNDICE A

Figura A1: Regressão linear sazonal para a SR1 entre a vorticidade média ($\zeta=1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e PNM (hPa) representado em A1.1 - A1.4); ζ média e TSM média ($^{\circ}\text{C}$) em A1.5 - A1.8), e ζ média e Anomalia de TSM média ($^{\circ}\text{C}$) em A1.9 - A1.12), em que Verão é representado em A1.1, A1.5 e A1.9; Inverno -A1.2, A1.6 e A1.10; Outono - A1.3, A1.7 e A1.11, e Primavera - A1.4, A1.8 e A1.12.

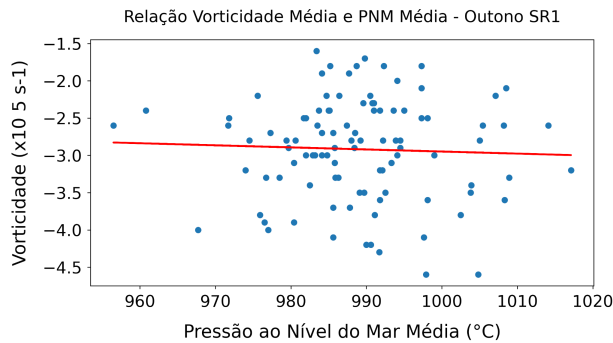
A1.1)



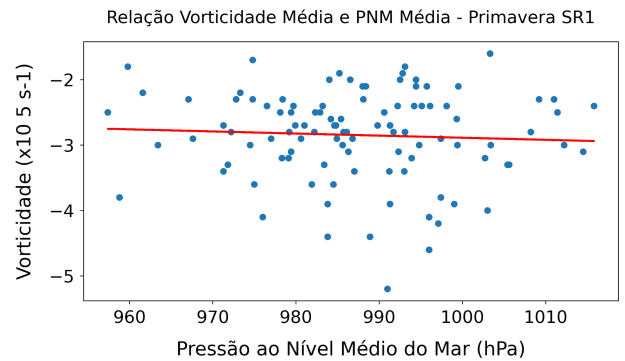
A1.2)



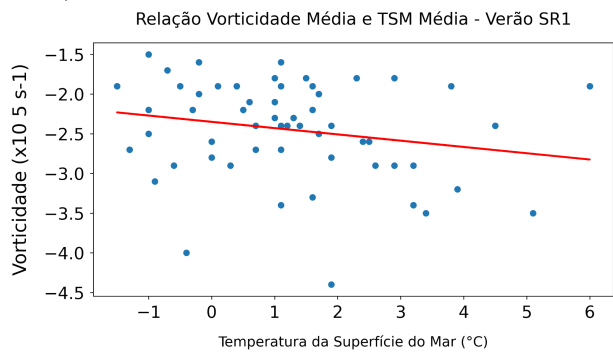
A1.3)



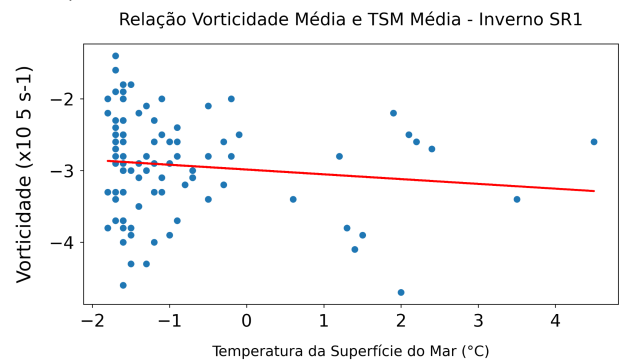
A1.4)



A1.5)

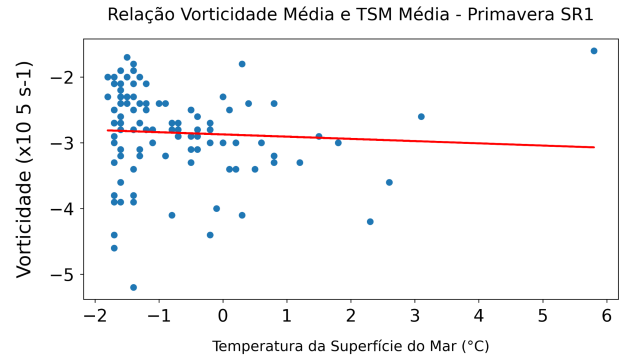
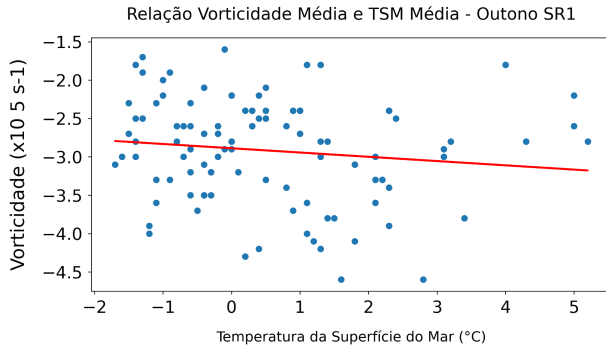


A1.6)

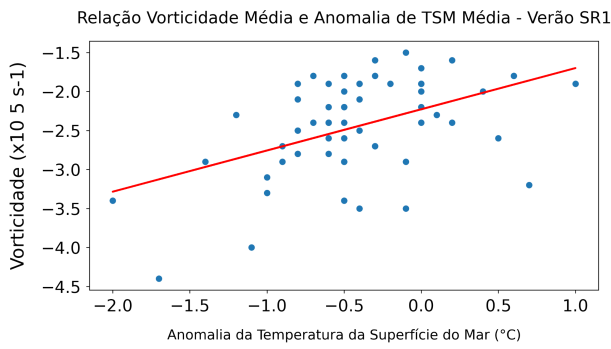


A1.7)

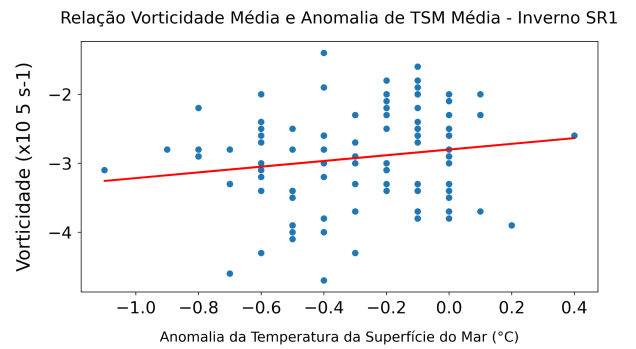
A1.8)



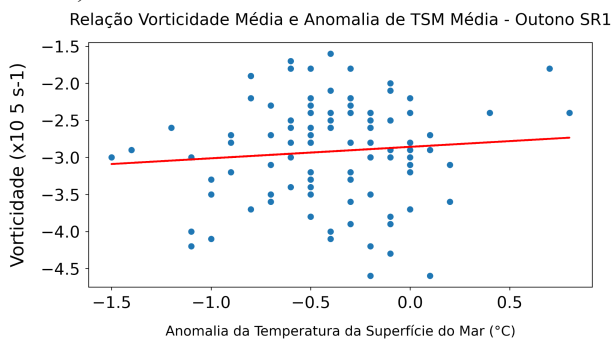
A1.9)



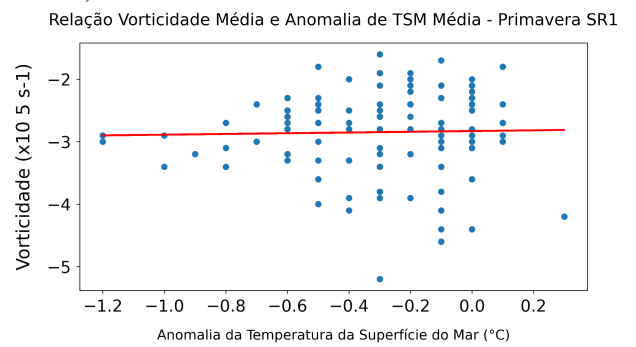
A1.10)



A1.11)



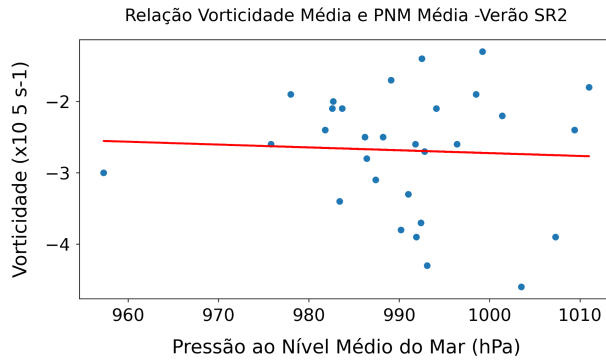
A1.12)



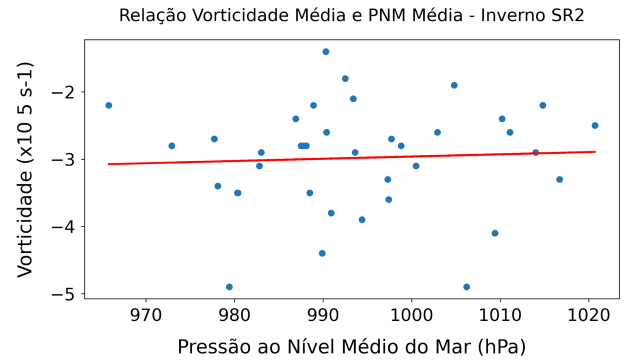
Fonte: Autora.

Figura A2: Como na Figura A1, entretanto para SR2.

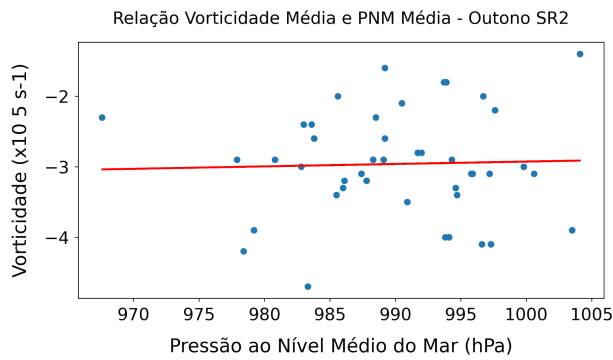
A2.1)



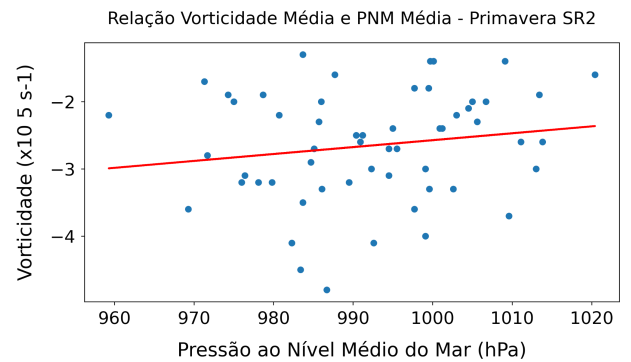
A2.2)



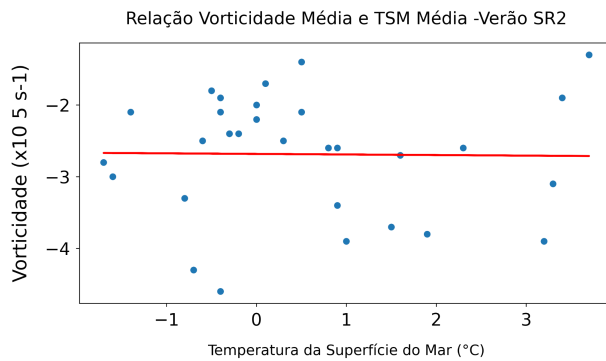
A2.3)



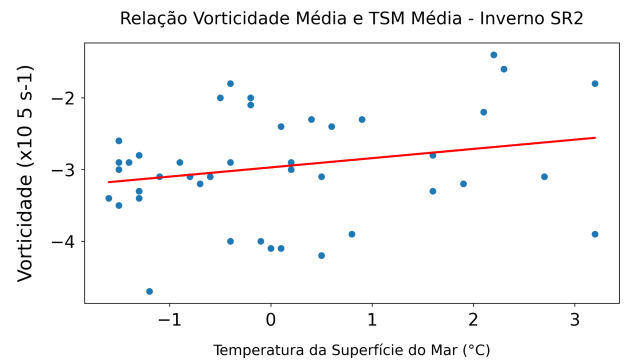
A2.4)



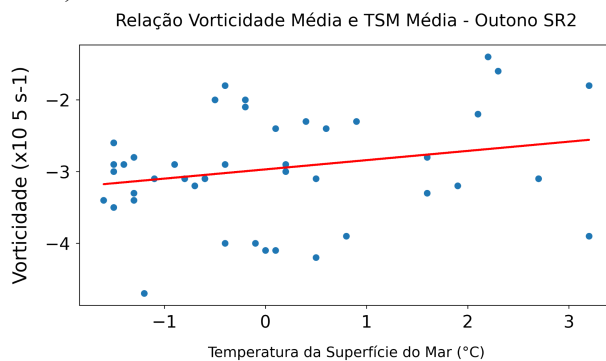
A2.5)



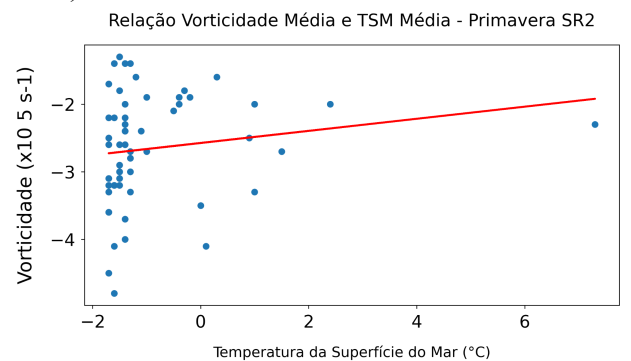
A2.6)



A2.7)

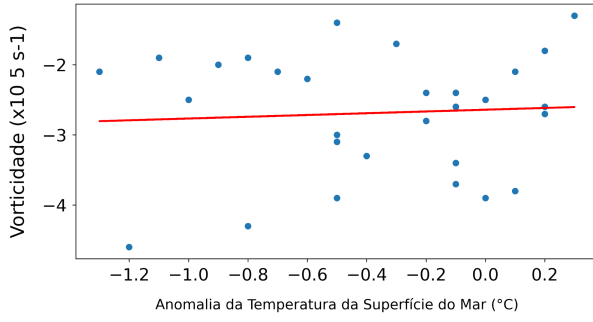


A2.8)



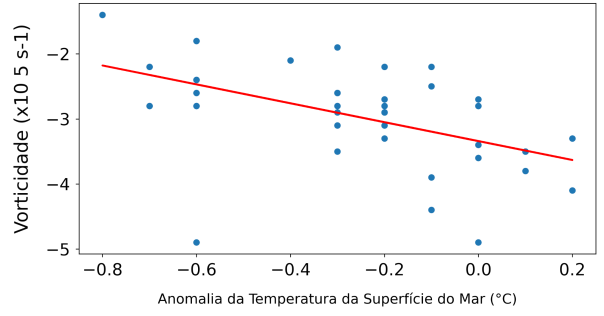
A2.9)

Relação Vorticidade Média e Anomalia de TSM Média - Verão SR2



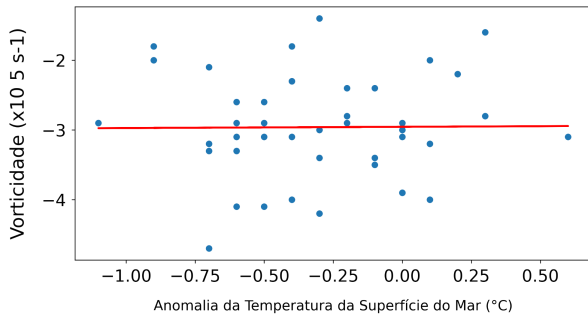
A2.10)

Relação Vorticidade Média e Anomalia de TSM Média - Inverno SR2



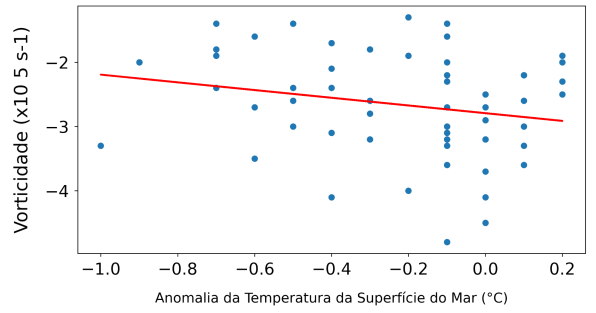
A2.11)

Relação Vorticidade Média e Anomalia de TSM Média - Outono SR2



A2.12)

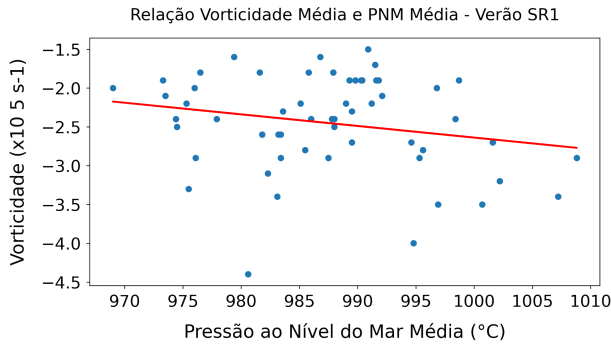
Relação Vorticidade Média e Anomalia de TSM Média - Primavera SR2



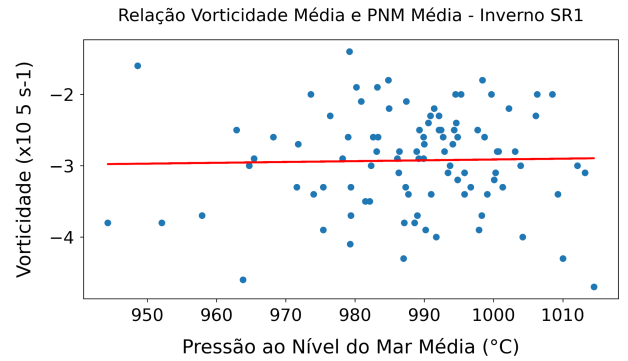
Fonte: Autora.

Figura A3: Como na Figura A1, entretanto para SR3.

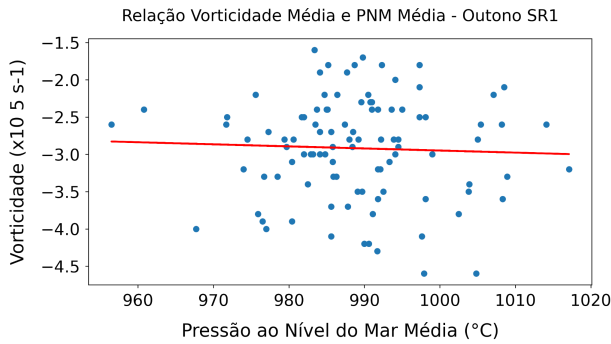
A3.1)



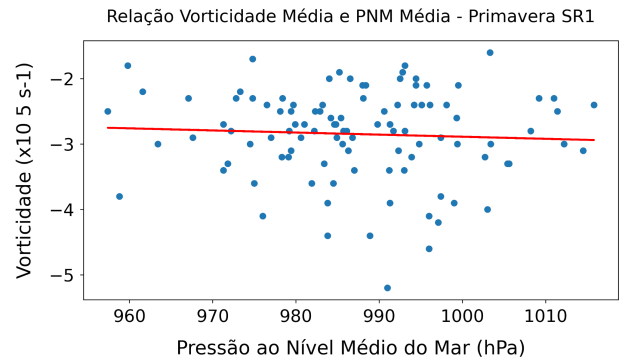
A3.2)



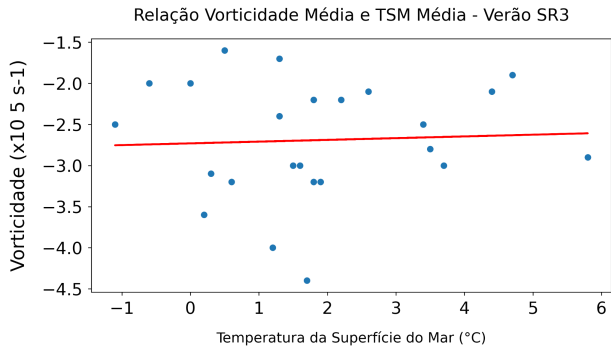
A3.3)



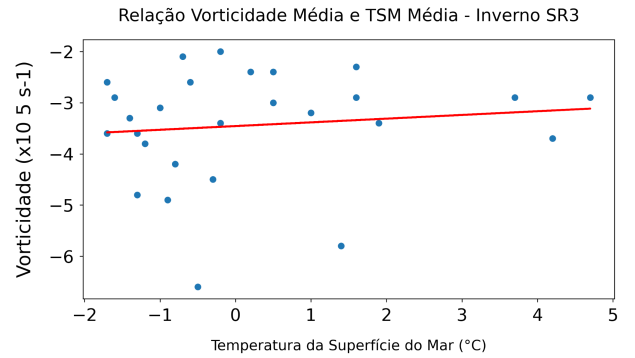
A3.4)



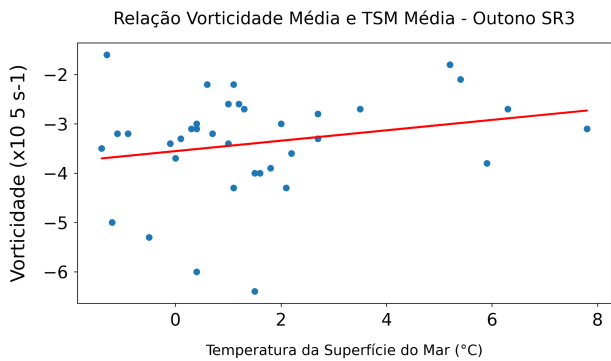
A3.5)



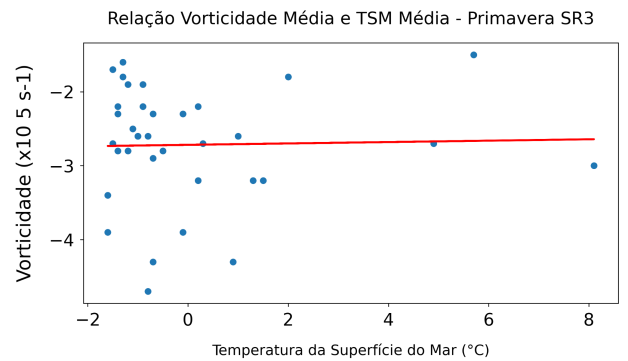
A3.6)



A3.7)

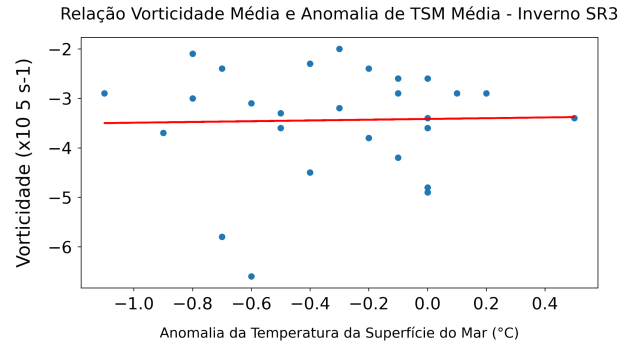
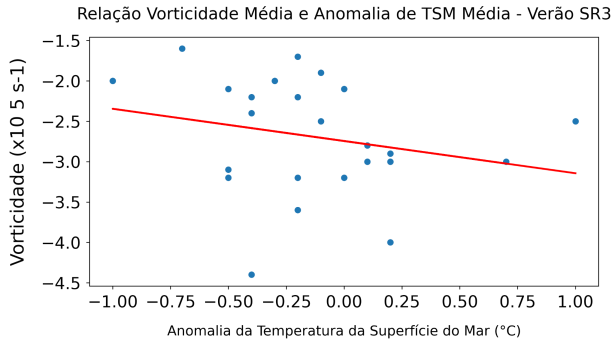


A3.8)

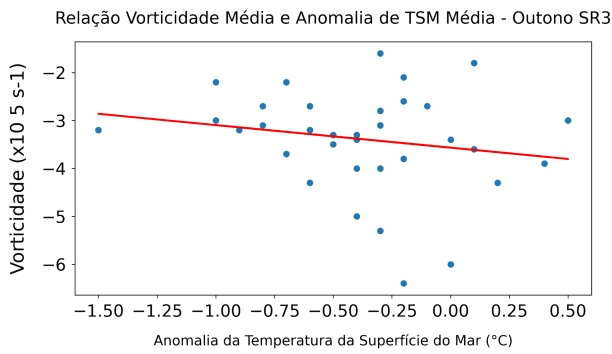


A3.9)

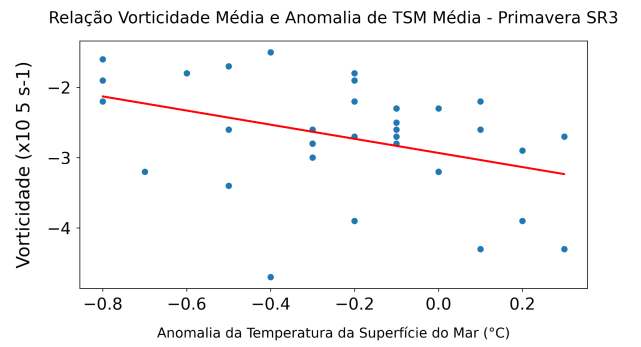
A3.10)



A3.11)



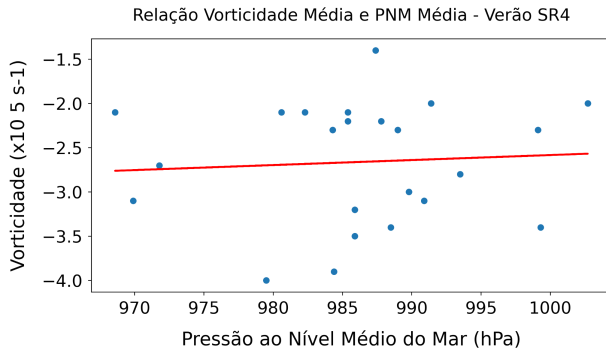
A3.12)



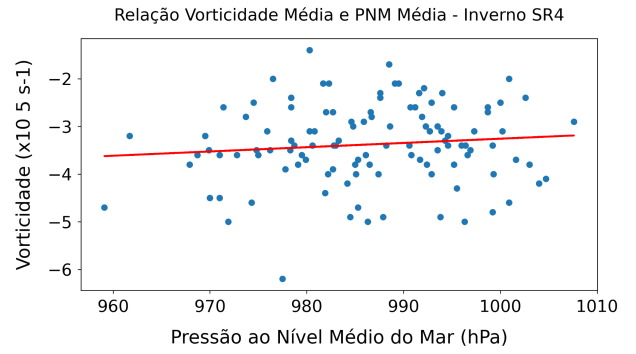
Fonte: Autora.

Figura A4: Como na Figura 15, entretanto para SR4.

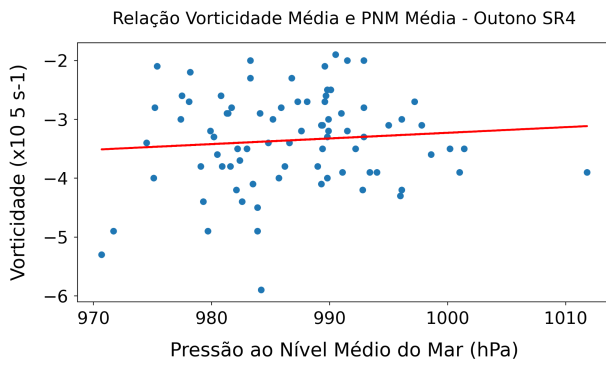
A4.1)



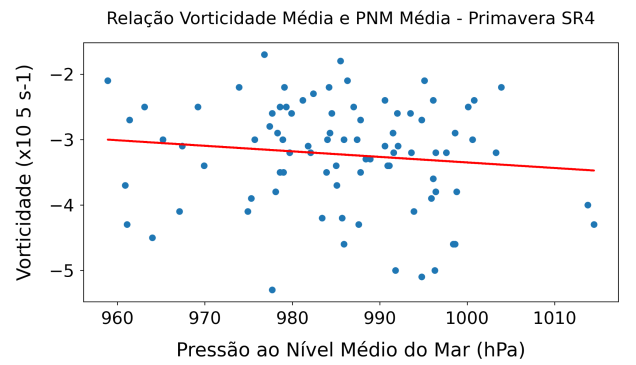
A4.2)



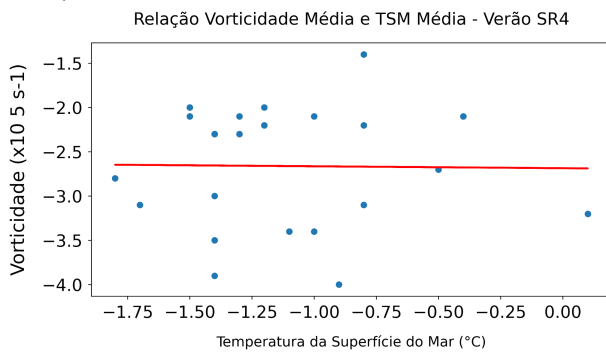
A4.3)



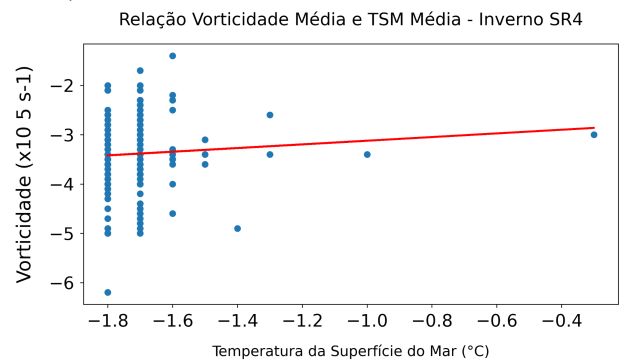
A4.4)



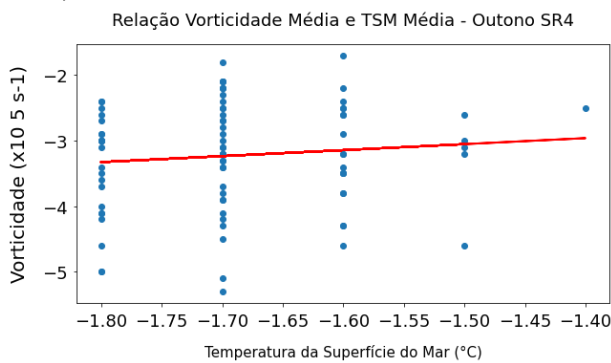
A4.5)



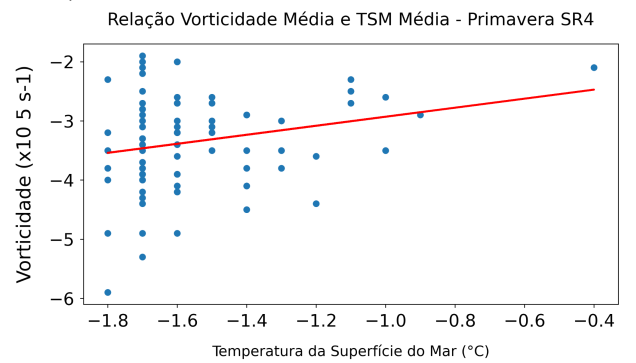
A4.6)



A4.7)

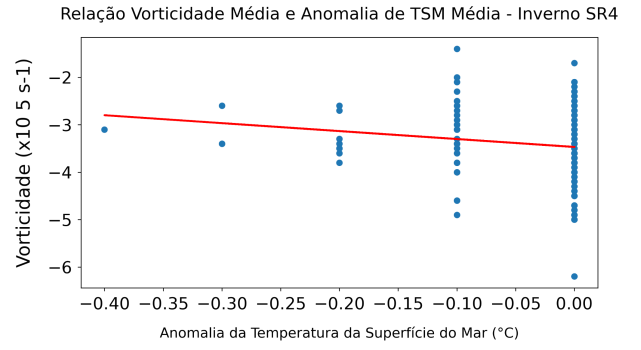
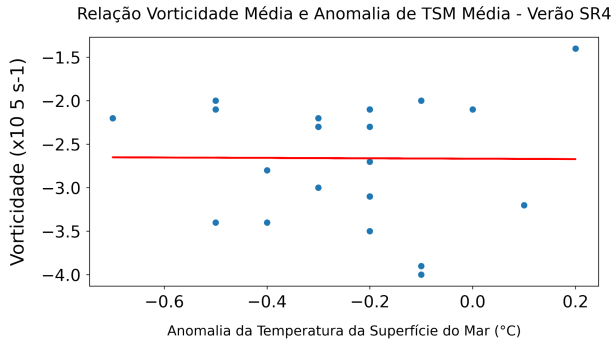


A4.8)

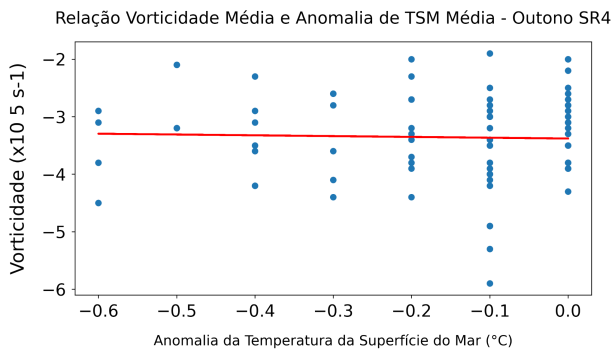


A4.9)

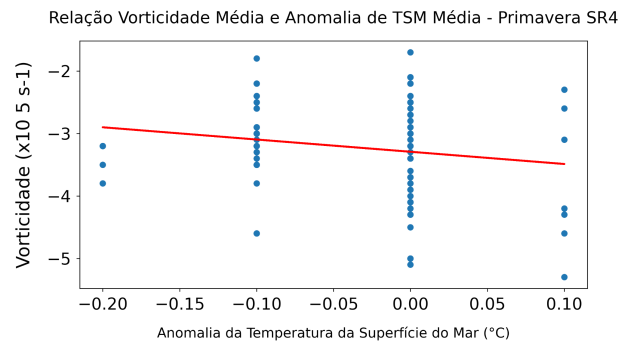
A4.10)



A4.11)



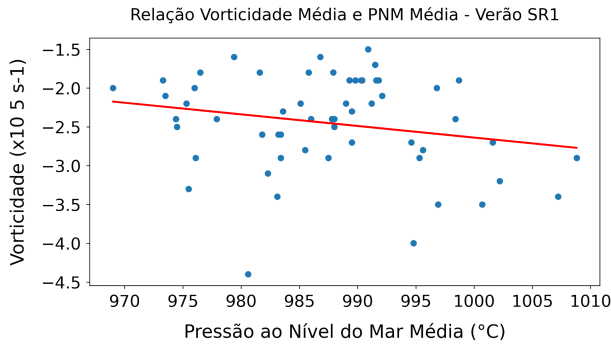
A4.12)



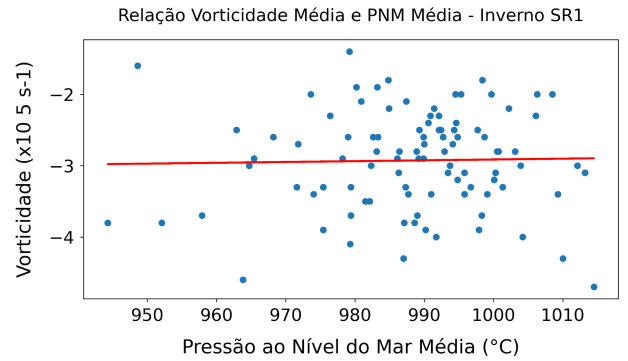
Fonte: Autora.

Figura A5: Como na Figura A1, entretanto para SR5.

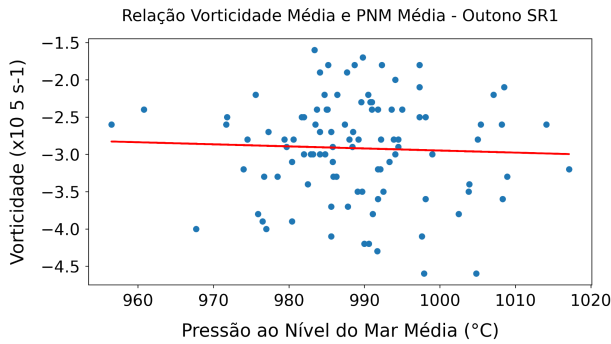
A5.1)



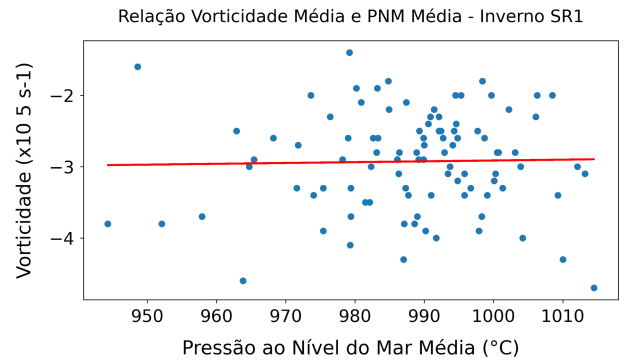
A5.2)



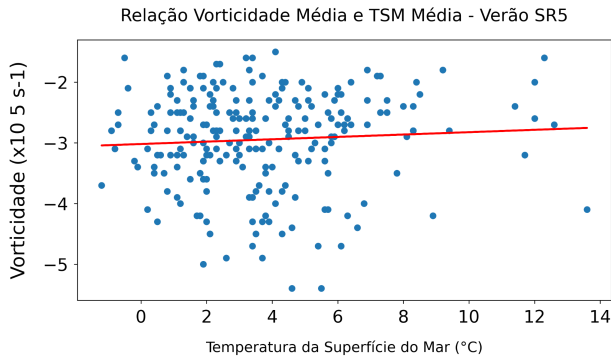
A5.3)



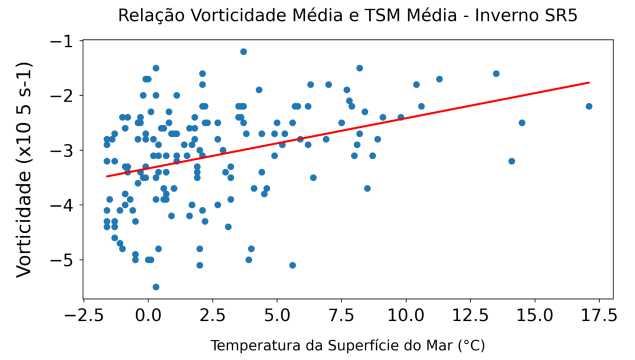
A5.4)



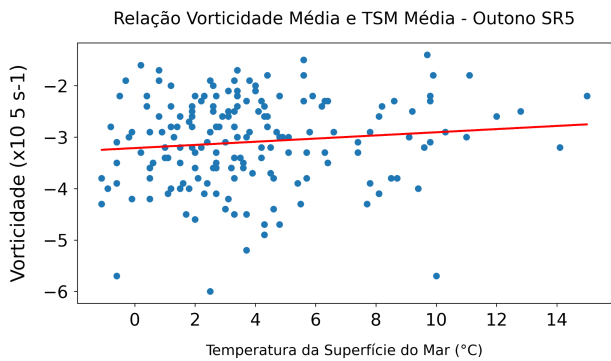
A5.5)



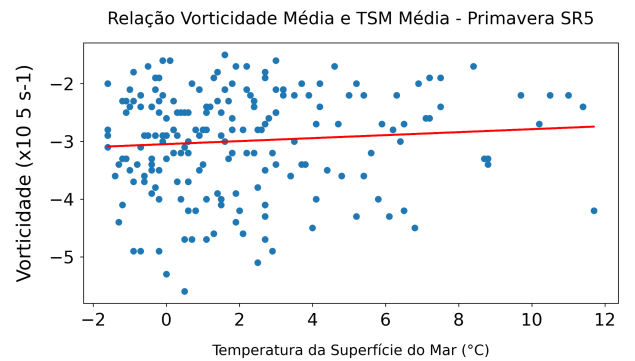
A5.6)



A5.7)

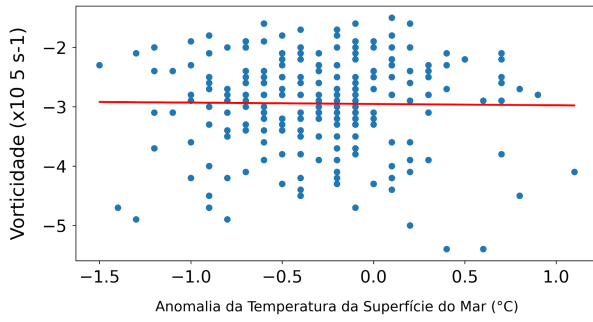


A5.8)



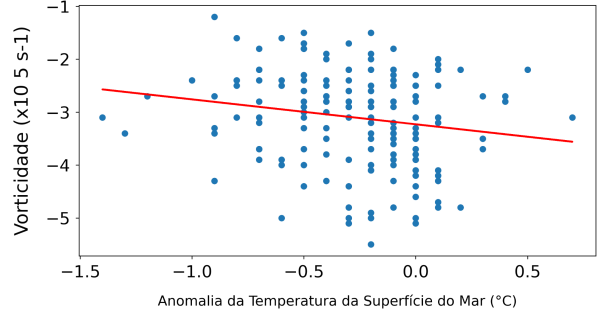
A5.9)

Relação Vorticidade Média e Anomalia de TSM Média - Verão SR5



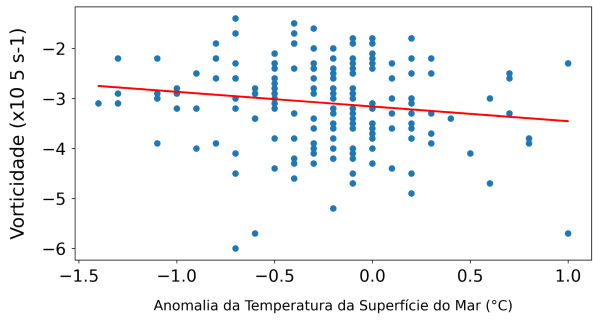
A5.10)

Relação Vorticidade Média e Anomalia de TSM Média - Inverno SR5



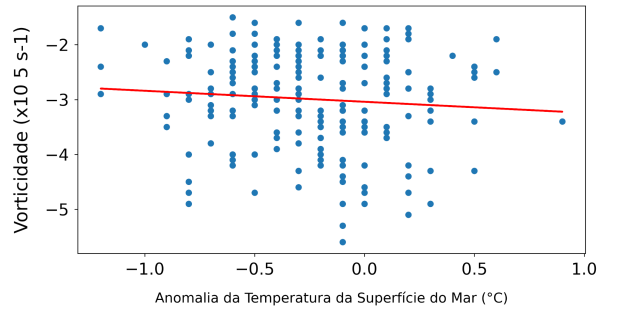
A5.11)

Relação Vorticidade Média e Anomalia de TSM Média - Outono SR5



A5.12)

Relação Vorticidade Média e Anomalia de TSM Média - Primavera SR5

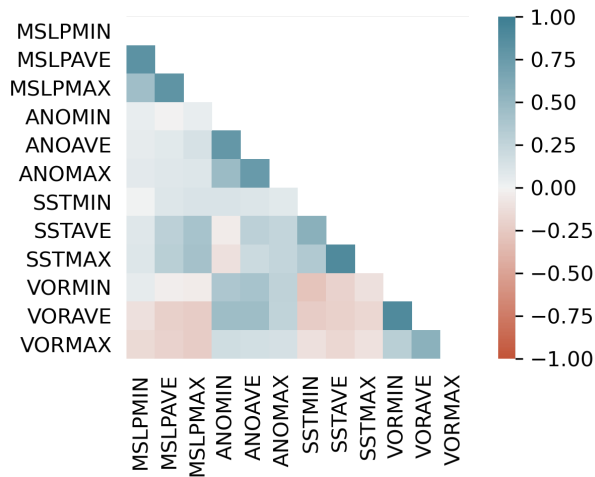


Fonte: Autora.

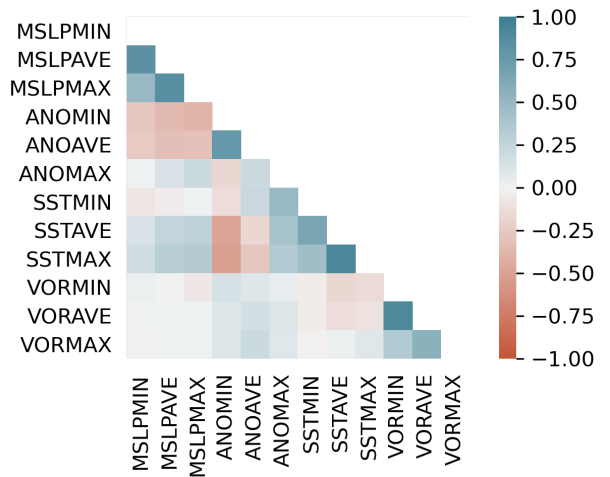
APÊNDICE B

Figura B.1: Matriz de correlação de Pearson sazonal para a SR1 com os dados mínimos, médios e máximos das variáveis oceânicas e vorticidade, para o período de 01/1982 a 12/2019. Em que a) DJF; b) JJA; c) MAM, e d) SON. Os tons de azul mostram as variáveis que possuem correlação positiva, enquanto em vermelho são as variáveis inversamente correlacionadas. Tons mais fortes indicam correlações mais fortes (próximas de 1 e -1). A linha diagonal central (correlação = 1) foi excluída. Os prefixos “MSLP”, “ANO”, “SST” e “VOR” significam respectivamente pressão ao nível médio do mar, anomalias de temperatura da superfície do mar, temperatura da superfície do mar e vorticidade. Os sufixos “MIN”, “AVE” e “MAX” indicam valores mínimos, médio e máximos.

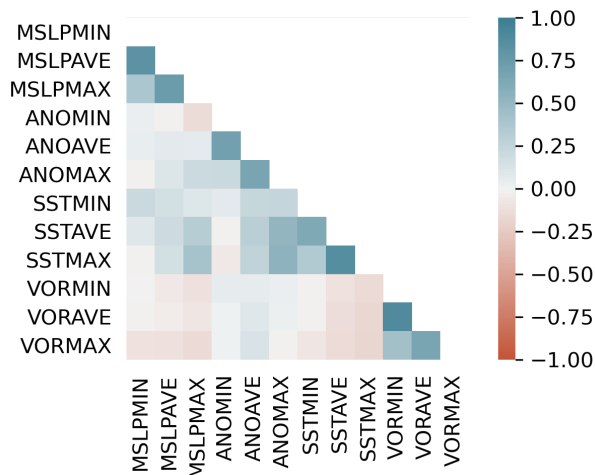
B.1.a)



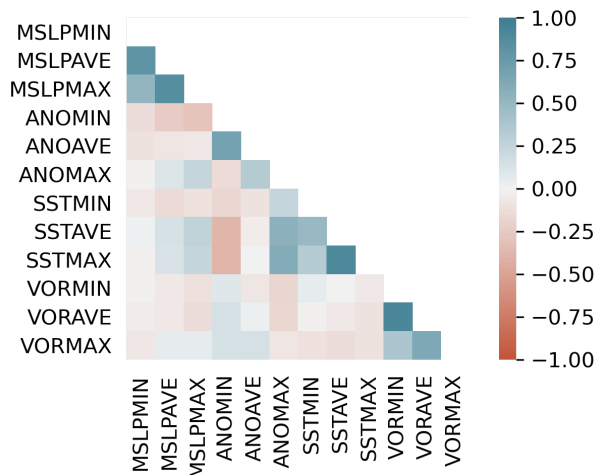
B.1.b)



B.1.c)



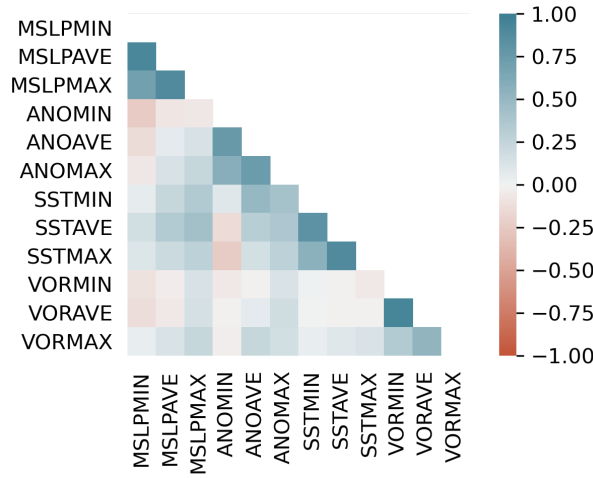
B.1.d)



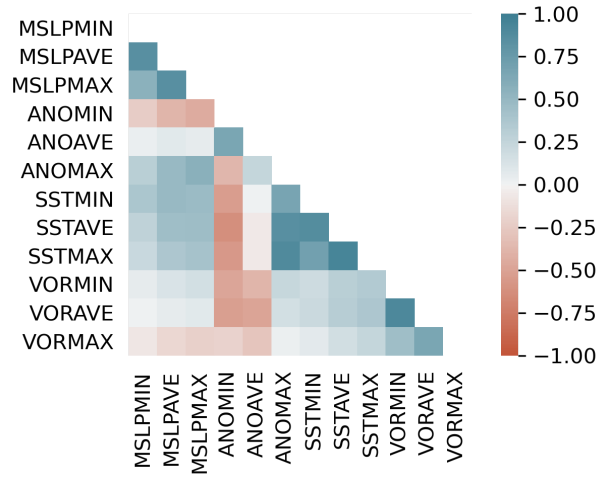
Fonte: Autora.

Figura B.2: Como na FiguraB.1, porém para a SR2.

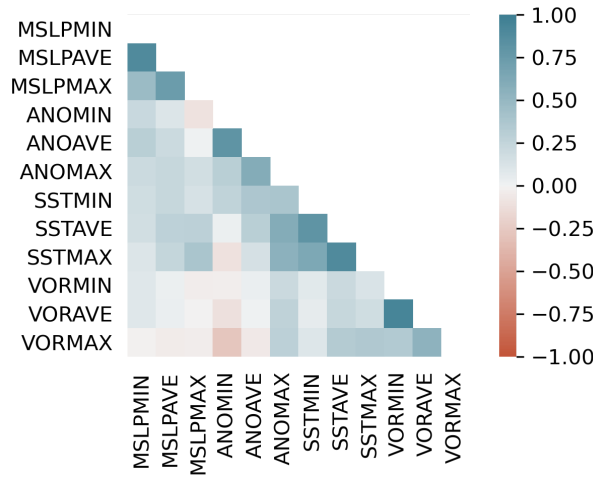
B.2.a)



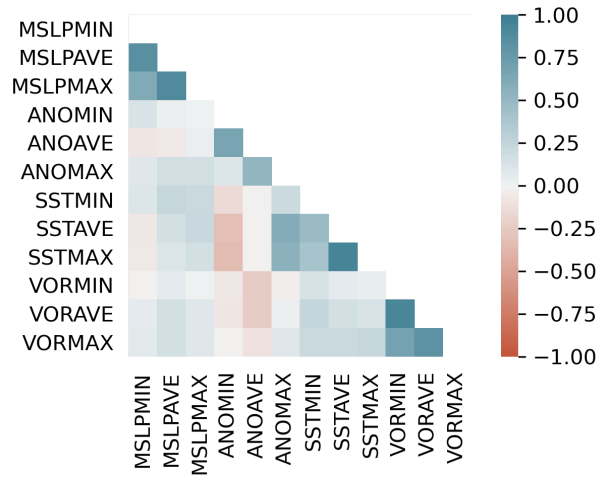
B.2.b)



B.2.c)



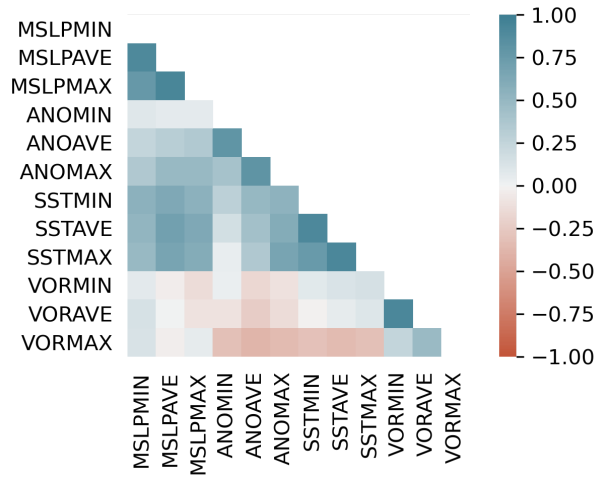
B.2.d)



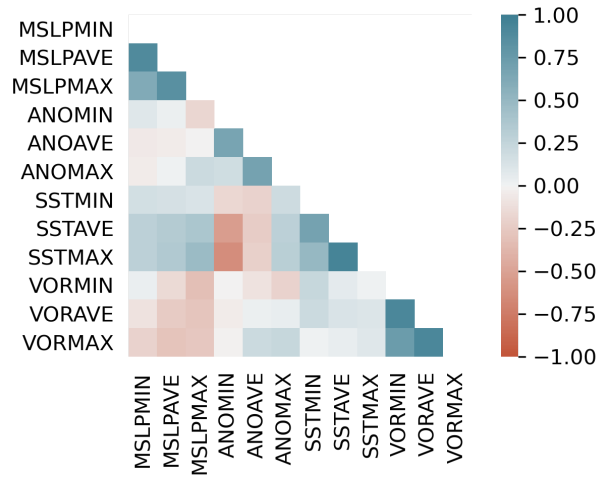
Fonte: Autora.

Figura B.3: Como na Figura B.1, porém para a SR3.

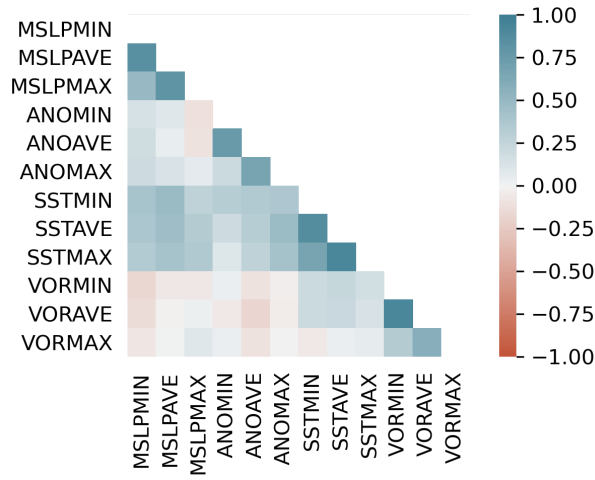
B.3.a)



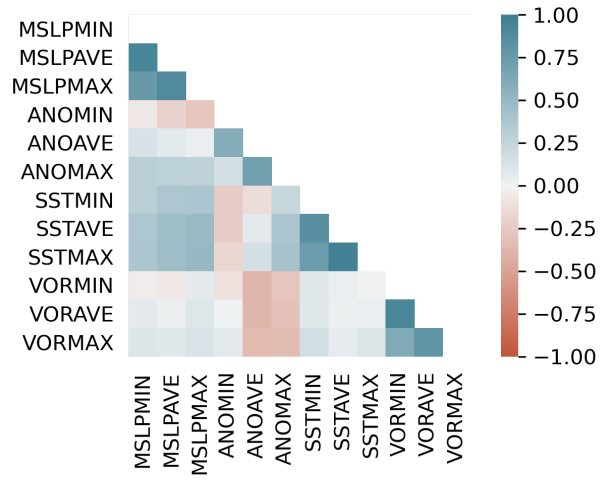
B.3.b)



B.3.c)



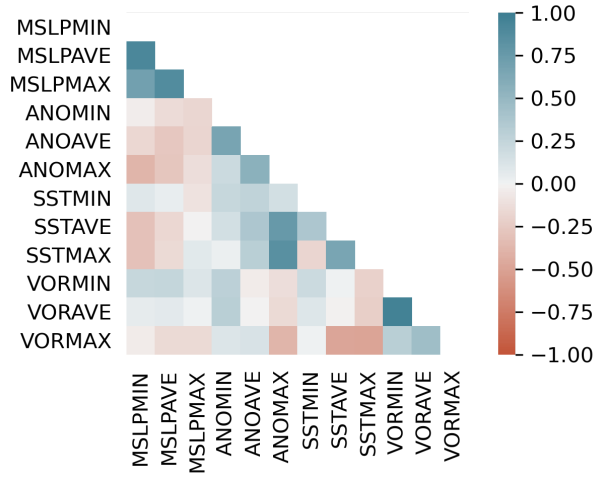
B.3.d)



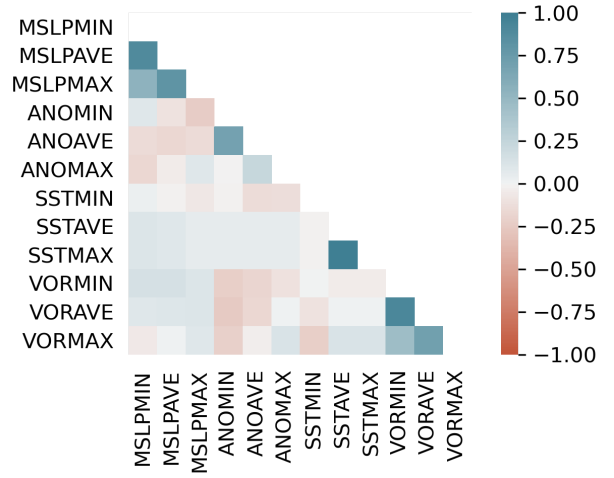
Fonte: Autora.

Figura B.4: Como na Figura B.1, porém para a SR4.

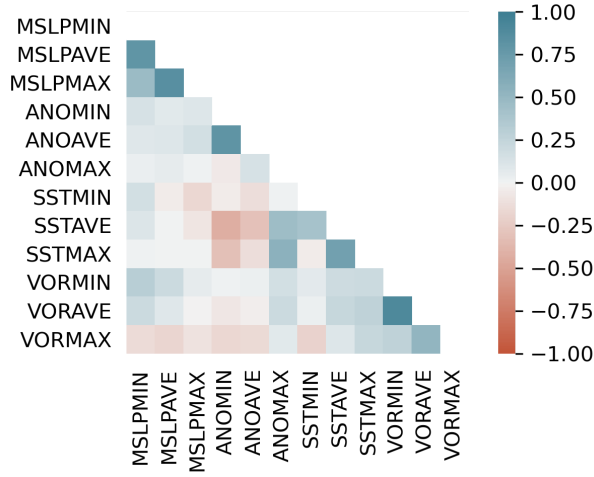
B.4.a)



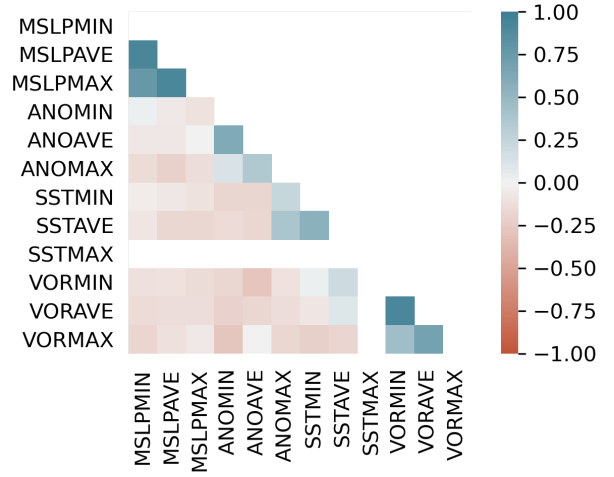
B.4.b)



B.4.c)



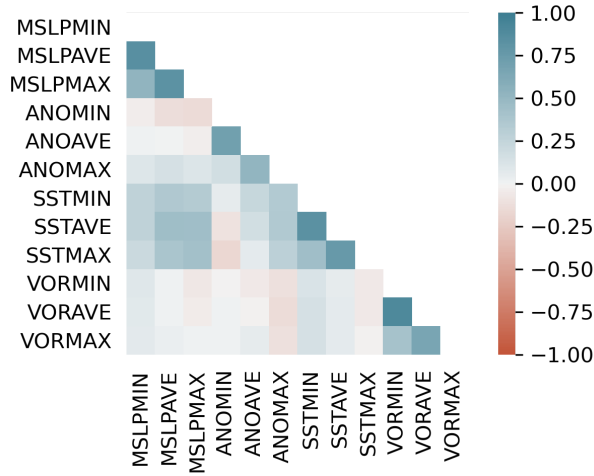
B.4.d)



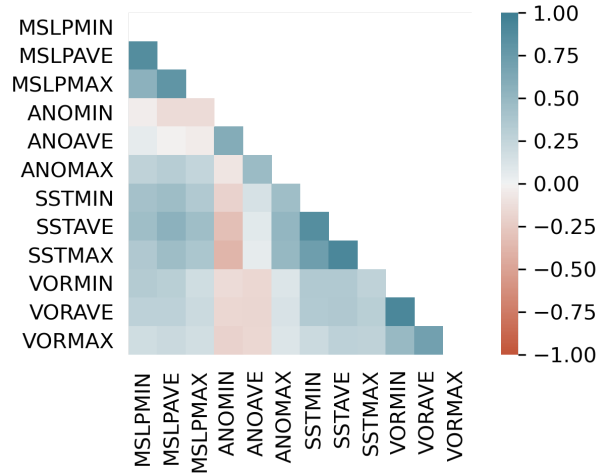
Fonte: Autora.

Figura B.5: Como na Figura B.1, porém para a SR5.

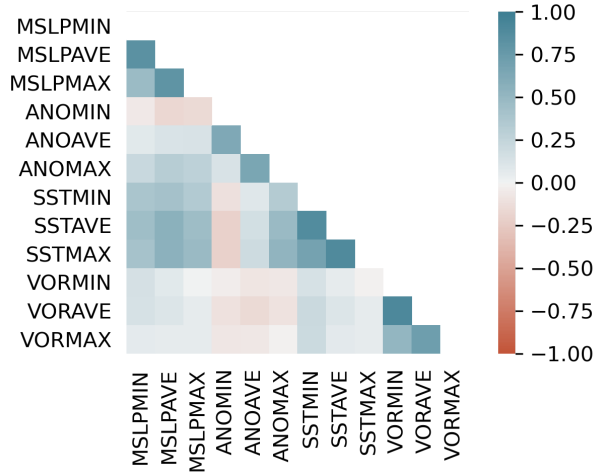
B.5.a)



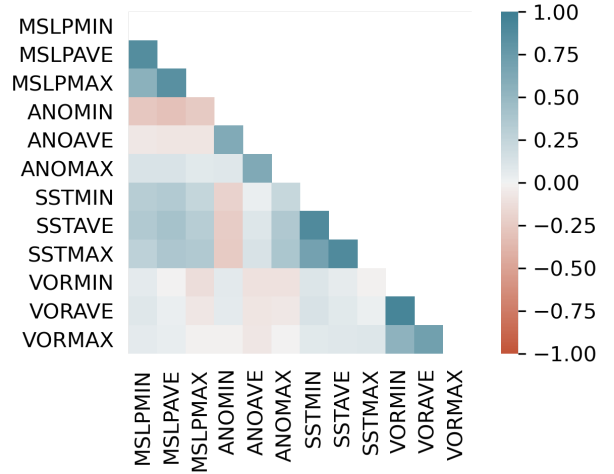
B.5.b)



B.5.c)



B.5.d)



Fonte: Autora.