

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

Marcelo Rodrigues de Souza

**CICLONES EXTRATROPICAIS E PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA  
NO HEMISFÉRIO SUL:  
CLIMA PRESENTE E FUTURO**

Santa Maria, RS

2023

Marcelo Rodrigues de Souza

**CICLONES EXTRATROPICAIS E PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA  
NO HEMISFÉRIO SUL:  
CLIMA PRESENTE E FUTURO**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Estudos em Tempo e Clima, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Meteorologia.**

Orientador: Prof. Dr. Everson Dal Piva

Santa Maria, RS

2023

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001

Souza, Marcelo Rodrigues de  
CICLONES EXTRATROPICAIS E PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA NO  
HEMISFÉRIO SUL: CLIMA PRESENTE E FUTURO / Marcelo  
Rodrigues de Souza.- 2023.  
176 p.; 30 cm

Orientador: Everson Dal Piva  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa  
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de  
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2023

1. Ciclones extratropicais 2. Frentes 3. Precipitação  
4. CMIP6 5. Mudanças climáticas I. Dal Piva, Everson II.  
Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

Declaro, MARCELO RODRIGUES DE SOUZA, para os devidos fins e sob as penas da lei, que a pesquisa constante neste trabalho de conclusão de curso (Tese) foi por mim elaborada e que as informações necessárias objeto de consulta em literatura e outras fontes estão devidamente referenciadas. Declaro, ainda, que este trabalho ou parte dele não foi apresentado anteriormente para obtenção de qualquer outro grau acadêmico, estando ciente de que a inveracidade da presente declaração poderá resultar na anulação da titulação pela Universidade, entre outras consequências legais.

**Marcelo Rodrigues de Souza**

**CICLONES EXTRATROPICAIS E PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA NO  
HEMISFÉRIO SUL:  
CLIMA PRESENTE E FUTURO**

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Estudos em Tempo e Clima, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Meteorologia.**

Aprovado em 18 de Outubro de 2023:

---

**Everson Dal Piva, Dr. (UFSM)  
(Presidente/Orientador)**

---

**Ernani de Lima Nascimento, Dr. (UFSM)**

---

**Vagner Anabor, Dr. (UFSM)**

---

**Manoel Alonso Gan, Dr. (INPE)**

---

**Luiz Felipe Gozzo, Dr. (UNESP)**

Santa Maria, RS

2023

*“É tempo sobretudo de deixar de ser apenas  
a solitária vanguarda de nós mesmos.”*

Thiago de Mello

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus pais, irmã e família. Aquele amor imortal continua sendo minha casa.

Ao meu orientador Everson, por toda a confiança, amizade, orientação e enorme paciência durante esses anos e as nossas incontáveis sextas-quartas-feiras.

À Claudia Rojas Bravo, pelo reencontro inesperado. Obrigado pelo teu carinho, atenção e suporte. Esse amor é toda a força das nossas duas Américas.

Ao Alexandre Cordeiro, pelo laço que não desata mesmo quando me afastado do mar.

Às pessoas da minha vida, pra quem minha saudade sempre volta quando me distraio. Duda, Gil, Caio, quando a gente vai subir a Pedra Sagrada? Zé, Pati, Bá, Giu, sem vocês eu seria menos.

A todos os queridos amigos que fiz nessa passagem pelo céu gaúcho. Aos professores do PPGMET e servidores da UFSM, agradeço imensamente. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro e que permitiu dedicação integral a este trabalho.

Às curvas do Pains, eterno refúgio.

## RESUMO

### CICLONES EXTRATROPICAIS E PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA NO HEMISFÉRIO SUL: CLIMA PRESENTE E FUTURO

AUTOR: Marcelo Rodrigues de Souza

ORIENTADOR: Prof. Dr. Everson Dal Piva

Ciclones extratropicais são um dos principais mecanismos de transporte de calor e umidade em médias e altas latitudes no Hemisfério Sul (HS), possuindo um papel crucial na definição do tempo e clima nestas regiões. Dada a sua relevância, é importante conhecer como os ciclones e a precipitação associada a estes sistemas irão responder às mudanças climáticas no futuro. Dessa forma, esse estudo tem como principal objetivo avaliar a climatologia de ciclones extratropicais e precipitação associada no clima presente (1979-2014) e futuro (2070-2099), considerando o cenário climático SSP5-8.5 (*Shared Socioeconomic Pathway 5-8.5*). Foram utilizados dados de um conjunto de cinco modelos do CMIP6 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 6*), da reanálise ERA5 e dados de observação do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*). Para a identificação dos ciclones e frentes foram utilizados dois algoritmos automáticos com base no campo de vorticidade relativa e temperatura potencial equivalente, respectivamente, ambos em 850 hPa. Apesar de subestimar a frequência total de ciclones no HS em relação à ERA5 tanto no inverno quanto no verão, o CMIP6 representou satisfatoriamente os principais padrões de distribuição da densidade de trajetórias de ciclones no clima presente. Máximas densidades no inverno foram encontradas entre o Atlântico Sul e o Oceano Índico e próximo à costa da Antártica, ao sul da Austrália e Nova Zelândia. No verão, a distribuição da densidade de trajetórias adquire um padrão zonal, concentrada entre 40°S e 65°S. O CMIP6 obteve bom desempenho na estimativa da duração média dos ciclones, porém apresentou sistemas menos intensos e mais lentos quando comparado à ERA5. Em relação à precipitação associada aos ciclones, as análises de compostos mostraram que as maiores taxas de precipitação ocorrem nas áreas próximas às frentes e ao núcleo dos ciclones. Em geral, o CMIP6 apresentou ótimo desempenho na representação espacial e temporal da precipitação associada aos ciclones, principalmente durante o inverno. Para o clima futuro, projetam-se reduções de cerca de 4% na média sazonal da frequência de ciclones para todas as bacias oceânicas no HS, com exceção do Oceano Antártico. As projeções indicam um aumento na velocidade média e no deslocamento total dos ciclones no HS, em ambas as estações. As análises de compostos mostram que o CMIP6 projeta um aumento na precipitação associada em todos os estágios do ciclo de vida dos ciclones no futuro, tanto para ciclones extremos quanto moderados, com destaque para as regiões frontais. Em relação às mudanças futuras na distribuição e magnitude da precipitação associada às principais categorias de sistemas avaliadas neste estudo, o CMIP6 projeta: (i) CExt (centro dos ciclones extratropicais): redução da precipitação associada a partir de 45°S (60°S) em direção ao equador no inverno (verão) e um aumento em direção ao polo; (ii) Frentes frias: aumento entre 40°S e 55 (45°S e 60°S) no inverno (verão), aproximadamente, e redução em direção ao

equador em ambas as estações; (iii) Frentes quentes: mudanças semelhantes aos CExt, mas em menor magnitude; e (iv) CExt + frentes: aumentos robustos da precipitação associada à combinação CExt e frentes em médias e altas latitudes e máxima redução nas regiões caracterizadas pela presença dos anticiclones subtropicais semi-permanentes.

**Palavras-chave:** Ciclones extratropicais. Frentes. Precipitação. CMIP6. Mudanças climáticas.



## ABSTRACT

### EXTRATROPICAL CYCLONES AND ASSOCIATED PRECIPITATION IN THE SOUTHERN HEMISPHERE: PRESENT AND FUTURE CLIMATE

AUTHOR: Marcelo Rodrigues de Souza

ADVISOR: Prof. Dr. Everson Dal Piva

Extratropical cyclones are one of the main mechanisms for transporting heat and moisture at mid and high latitudes in the Southern Hemisphere (SH), playing a crucial role in defining weather and climate in these regions. Given their relevance, it is important to understand how cyclones and associated precipitation will respond to climate change in the future. Thus, the main objective of this study is to evaluate the climatology of extratropical cyclones and associated precipitation in the present (1979-2014) and future climate (2070-2099), considering the SSP5-8.5 climate scenario. Data from an ensemble of five CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 6) models, the ERA5 reanalysis, and GPCP (Global Precipitation Climatology Project) observational data were used. To identify cyclones and fronts, two automated algorithms based on the relative vorticity field and equivalent potential temperature at 850 hPa were used, respectively. Although underestimating the total cyclone frequency in the SH compared to ERA5 both in winter and summer, CMIP6 adequately represented the main patterns of cyclone track density distribution in the present climate. Maximum densities in winter were found between the South Atlantic and Indian Ocean and near the Antarctic coast, south of Australia and New Zealand. In summer, the track density acquires a more zonal pattern, concentrated between 40°S and 65°S. CMIP6 models performed well in estimating the average lifetime of cyclones but presented less intense and slower systems compared to ERA5. Regarding precipitation associated with cyclones, composite analyses showed that the highest precipitation rates occur near fronts and cyclone centers. Overall, CMIP6 showed good performance in representing the spatial and temporal patterns of precipitation associated with cyclones, especially in winter. For the future climate, decreases of about 4% in the seasonal average cyclone frequency are projected for all ocean basins in the SH, except for the Antarctic Ocean. Projections indicate an increase in the average speed and total displacement of cyclones in the SH in both seasons. Composite analyses show that CMIP6 projects an increase in associated precipitation at all stages of the cyclone lifecycle in the future for both extreme and moderate cyclones, especially in frontal regions. Regarding future changes in distribution and magnitude of precipitation associated with the main system categories assessed in this study, CMIP6 projects: (i) CExt (center of extratropical cyclones): reduction of associated precipitation from 45°S (60°S) equatorward in winter (summer) and an increase poleward; (ii) Cold fronts: increase between 40°S and 55 (45°S and 60°S) in winter (summer), approximately, and reduction equatorward in both seasons; (iii) Warm fronts: similar changes to CExt, but of lower magnitude; and (iv) CExt + fronts: robust increases in precipitation associated with the combination of CExt and fronts at mid and high latitudes and maximum reduction in regions characterized by semi-permanent subtropical anticyclones.

**Keywords:** Extratropical cyclones. Fronts. Precipitation. CMIP6. Climate change.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1** Ciclo de vida dos ciclones extratropicais para o Hemisfério Norte, idealizado pelo modelo de Bjerknes e Solberg (1922): (a) fase inicial do escoamento não perturbado; (b) onda frontal incipiente; (c) amplificação da onda frontal e início do ciclone; (d-e) crescimento do ciclone e encontro da frente fria com a frente quente; (f) oclusão; (g-h) decaimento e ciclólise do sistema. Fonte: Schultz et al. (2019). .....30
- Figura 2.2** Ciclo de vida dos ciclones extratropicais para o Hemisfério Norte, idealizado pelo modelo de Shapiro e Keyser (1990). (I) onda frontal incipiente; (II) fratura da onda frontal formando o padrão *T-Bone*; (III) as frentes quentes e frias se desenvolvem circundando o centro de baixa pressão e tornando o padrão *T-Bone* mais pronunciado; (IV) um núcleo quente se estabelece isolada pela frente quente. Fonte: Schultz et al. (2019). .....32
- Figura 2.3.** (a) Climatologia (1958-2002) da densidade mensal de trajetórias de ciclones (ciclones/ $10^6\text{km}^2$ ) no nível de 850 hPa durante o inverno (em cores) e intensidade média (linhas e pontilhados). Linhas escuras contínuas e tracejadas representam intensidade média de  $-4 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$  e  $-5 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ , respectivamente. Linha branca contínua representa a extensão do gelo marinho. (b) densidade mensal de ciclogêneses (ciclogêneses/ $10^6\text{km}^2$ ) no nível de 850 hPa durante o inverno (em cores). Fonte: Hoskins e Hodges (2005). .....34
- Figura 2.4** Contribuição relativa (%) dos CExt para a precipitação total no Hemisfério Norte ( $30^\circ\text{N} - 80^\circ\text{N}$ ) durante o inverno, a partir de dados da ERA-Interim e do GPCP. A área em branco pontilhada representa regiões em que a precipitação climatológica total é menor que 1 mm/dia. Fonte: Hawcroft et al. (2012). .....37
- Figura 2.5** Contribuição relativa (%) de ciclones para a precipitação extrema ao longo do globo. A área em branco representa regiões onde a relação da precipitação com os ciclones não é estatisticamente significativa. Fonte: Pfahl e Wernli et al. (2012). .....38
- Figura 2.6** Compostos médios da precipitação associada aos CExt no HS para o período presente (1986-2005), onde: (a) estação de verão; (b) estação de inverno. Linhas de contorno em preto representam a pressão atmosférica ao nível médio do mar. Fonte: Yettella e Kay (2016). .....39
- Figura 3.1** Exemplo de aplicação do algoritmo de identificação de frentes em 17 de junho de 2023 às 06 UTC. Imagem do canal infravermelho (canal 13) do satélite GOES-16 (a,c,d); (b) campo de *PFT* (sombreado),  $|\nabla\theta_e|$  (linhas sólidas grossas pretas). As linhas finas pretas tracejadas indicam onde  $PFT = 0$ ; as linhas finas pretas contínuas indicam onde  $PFT = 0$  e  $|\nabla\theta_e| > K$ ; a linha sólida vermelha indica o transecto A-B; (c) linhas frontais preliminares (linhas pretas) e MSLP (linhas brancas); (d) frentes frias e quentes definitivas (linhas azuis e vermelhas, respectivamente) e MSLP (linhas brancas). .....53
- Figura 3.2** Distribuição esquemática dos campos relativos ao cálculo do *PFT* ao longo do transecto A-B e definição da posição das linhas frontais. .....54

**Figura 3.3** Exemplo de aplicação do método de estimativa do raio dos ciclones utilizado neste estudo. (a) distribuição de  $|\nabla P_{mslp}|$  (sombreado colorido) e MSLP (linhas de contorno pretas); linhas tracejadas coloridas representam os 8 transectos aplicados para a estimativa do raio; o X vermelho representa o centro do ciclone (em  $\zeta_{850}$ ). (b) perfis horizontais do campo de  $|\nabla P_{mslp}|$  ao longo dos transectos aplicados. ....58

**Figura 3.4** Distribuição das áreas de influência associadas ao CExt (linha tracejada preta), frente fria (linha tracejada azul) e quente (linha tracejada vermelha) ao longo de um evento de ciclone extratropical próximo à costa do Brasil captado pelas imagens do canal infravermelho (canal 13) do satélite GOES-16. As linhas sólidas azuis e vermelhas representam as posições das frentes frias e quentes, respectivamente. O centro do ciclone (em  $\zeta_{850}$ ) é representado por um X vermelho. Linhas de contorno brancas representam o campo de MSLP (hPa). ....60

**Figura 3.5** Disposição das áreas de influência associadas ao CExt (linha tracejada preta), frente fria (linha tracejada azul) e quente (linha tracejada vermelha) sobre a distribuição da precipitação acumulada de 6h, provenientes da ERA5, durante o evento de ciclone extratropical próximo à costa do Brasil. Linhas de contorno pretas representam o campo de MSLP (hPa). ....61

**Figura 3.6** Precipitação acumulada total e por categoria de sistema referente ao período de 17-06-2023 18 UTC à 19-06-2023 00 UTC. Precipitação total (a). Precipitação atribuída: ao CExt (b); às frentes frias (c); às frentes quentes (d); ao CExt + frentes (e); e à categoria Outros (f). ....63

**Figura 4.1** Densidade de trajetórias de ciclones para a estação de inverno: (a) CMIP6; (b) ERA5; (c) diferença entre CMIP6 e ERA5; (d) média zonal da densidade de trajetórias para o CMIP6 (linha azul) e ERA5 (linha vermelha). Unidade de densidade: ciclones por  $10^6\text{km}^2$  por estação. ....67

**Figura 4.2.** Média climatológica da velocidade do vento horizontal (m/s) ao nível de 250 hPa para as as estações de inverno (a-c) e verão (d-f): (a,d) CMIP6; (b,e) ERA5; (c,f) diferença entre CMIP6 e ERA5 .....69

**Figura 4.3** Como na Figura 4.1, mas para o verão. ....70

**Figura 4.4** Densidade de ciclogêneses para a estação de inverno (a-c) e verão (d-f): (a,d) CMIP6; (b,e) ERA5; (c,f) diferença entre CMIP6 e ERA5. Unidade de densidade: ciclogêneses por  $10^6\text{km}^2$  por estação. ....72

**Figura 4.5** Como na Figura 4.4, mas para densidade de ciclólises. ....75

<b>Figura 4.6</b> Função de densidade de probabilidade (PDF) de (a) ciclogêneses e (b) ciclólises pelo CMIP6 (linha azul) e ERA5 (linha vermelha) para as estações de inverno (linha sólida) e verão (linha tracejada). .....	77
<b>Figura 4.7</b> Histogramas das características dos ciclones no HS pelo CMIP6 (azul) e ERA5 (vermelho) para a estação de inverno: (a) vorticidade relativa ( $-1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ); (b) vorticidade relativa máxima ( $-1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ); (c) duração (dias); (d) velocidade média (m/s); (e) distância total percorrida ( $\times 10^3 \text{km}$ ); (f) deslocamento total ( $\times 10^3 \text{km}$ ). A frequência (%) é relativa a todos os ciclones rastreados. ....	80
<b>Figura 4.8</b> Como na Figura 4.7, mas para o verão. ....	81
<b>Figura 4.9</b> Histogramas das características dos ciclones por bacia oceânica pelo CMIP6 para a estação de inverno: (a) vorticidade relativa ( $-1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ); (b) vorticidade relativa máxima ( $-1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ); (c) duração (dias); (d) velocidade média (m/s); (e) distância total percorrida ( $\times 10^3 \text{km}$ ); (f) deslocamento total ( $\times 10^3 \text{km}$ ). A frequência (%) é relativa a todos os ciclones rastreados. ....	82
<b>Figura 4.10</b> Função de densidade de probabilidade (PDF) da taxa de precipitação (mm/dia), mínima MSLP (hPa) e máxima velocidade do vento (m/s) pelo CMIP6 (linha azul) e ERA5 (linha vermelha) para as estações de inverno (a-c) e verão (d-f). As linhas verticais tracejadas representam as médias das distribuições para cada conjunto. ....	86
<b>Figura 4.11</b> Compostos do ciclo de vida dos ciclones mais intensos ( $\zeta_{98}$ ) rastreados no HS pelo CMIP6 (linha tracejada) e ERA5 (linha sólida) para a estação de inverno. As variáveis utilizadas são a máxima vorticidade relativa ciclônica (preto), taxa de precipitação (azul), máxima velocidade do vento (vermelho) e mínima MSLP (verde). ....	89
<b>Figura 4.12</b> Compostos da precipitação (sombreado) e MSLP (linhas pretas) associados aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) rastreados no HS pelo CMIP6 para a estação de inverno. O intervalo de tempo em relação à máxima intensidade dinâmica (em termos de $\zeta_{850}$ ) é indicado acima de cada composto. ....	91
<b>Figura 4.13</b> Como na Figura 4.12, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ). ....	92
<b>Figura 4.14</b> Como na Figura 4.12, mas para a ERA5. ....	92
<b>Figura 4.15</b> Como na Figura 4.12, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ) na ERA5. ....	93
<b>Figura 4.16</b> Diferenças entre CMIP6 e ERA5 dos compostos da precipitação associada aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) para a estação de inverno. ....	94
<b>Figura 4.17</b> Como na Figura 4.16, mas para ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ). ....	95

<b>Figura 4.18</b> Compostos da temperatura potencial equivalente associados aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) rastreados no HS pelo ERA5 para a estação de inverno. O intervalo de tempo em relação à máxima intensidade dinâmica (em termos de $\zeta_{850}$ ) é indicado acima de cada composto. ....	98
<b>Figura 4.19</b> Como na Figura 4.18, mas para a estação de verão. ....	98
<b>Figura 4.20</b> Como na Figura 4.18, mas para o CMIP6. ....	99
<b>Figura 4.21</b> Como na Figura 4.20, mas para a estação de verão. ....	99
<b>Figura 4.22</b> Densidade de trajetórias de ciclones para a estação de inverno pelo CMIP6: (a) SSP5-8.5; (b) SSP5-8.5 - Histórico; (c) média zonal da densidade de trajetórias para o Histórico (linha azul) e SSP5-8.5 (linha vermelha). Unidade de densidade: ciclones por $10^6\text{km}^2$ por estação. ....	103
<b>Figura 4.23</b> Como na Figura 4.22, mas para o verão. ....	105
<b>Figura 4.24</b> Densidade de ciclogêneses para as estações de inverno (a,b) e verão (c,d) pelo CMIP6: (a) SSP5-8.5; (b) SSP5-8.5 - Histórico. Unidade de densidade: ciclogêneses por $10^6\text{km}^2$ por estação. ....	106
<b>Figura 4.25</b> Média climatológica da velocidade do vento horizontal (m/s) ao nível de 250 hPa para as estações de inverno (a-b) e verão (c-d) no CMIP6: (a,c) SSP5-8,5; (b,d) SSP5-8.5 - Histórico. ....	110
<b>Figura 4.26</b> Como na Figura 4.24, mas para ciclólises. ....	111
<b>Figura 4.27</b> Histogramas das diferenças (%) entre SSP5-8.5 e Histórico pelo CMIP6 para as características dos ciclones no HS durante o inverno. ....	113
<b>Figura 4.28</b> Como na Figura 4.27, mas para o verão. ....	113
<b>Figura 4.29</b> Função de densidade de probabilidade (PDF) da taxa de precipitação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ), mínima MSLP (hPa) e máxima velocidade do vento (m/s) pelo CMIP6 para o SSP5-8.5 (linha vermelha) e Histórico (linha azul) para as estações de inverno (a-c) e verão (d-f). As linhas verticais tracejadas representam as médias das distribuições para cada período. ....	116
<b>Figura 4.30</b> Compostos da precipitação (sombreado) e MSLP (linhas pretas) associados aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) rastreados no HS pelo CMIP6 para SSP5-8.5 no inverno. O intervalo de tempo em relação à máxima intensidade dinâmica (em termos de $\zeta_{850}$ ) é indicado acima de cada composto. ....	117

<b>Figura 4.31</b> Como na Figura 4.30, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ). .....	118
<b>Figura 4.32</b> Diferenças entre SSP5-8.5 e Histórico dos compostos da precipitação associada aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) para a estação de inverno. ....	119
<b>Figura 4.33</b> Como na Figura 4.32, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ). .....	120
<b>Figura 4.34</b> Diferenças entre SSP5-8.5 e Histórico dos compostos da precipitação associada aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) para a estação de verão. ....	121
<b>Figura 4.35</b> Como na Figura 4.34, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ). .....	121
<b>Figura 5.1</b> Média climatológica da precipitação (mm/dia) pelo CMIP6 (a,b), ERA5 (c,d) e GPCP (e,f) relativa ao período histórico de 1979-2014 para as estações de inverno (a,c,e) e verão (b,d,f). ....	123
<b>Figura 5.2</b> Diferenças da média climatológica da precipitação (mm/dia) do CMIP6 em relação à ERA5 (a,b) e GPCP (c,d) para as estações de inverno (a,c) e verão (b,d) do período histórico (1979-2014). ....	125
<b>Figura 5.3</b> Média climatológica da precipitação associada aos CExt (mm/dia) pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f). ....	127
<b>Figura 5.4</b> Contribuição relativa (%) da precipitação associada aos CExt para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). ....	129
<b>Figura 5.5</b> Média climatológica da precipitação associada às frentes frias (mm/dia) pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f). ....	130
<b>Figura 5.6</b> Contribuição relativa (%) da precipitação associada às frentes frias para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). ....	132
<b>Figura 5.7</b> Média climatológica da precipitação associada às frentes quentes (mm/dia) pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f). ....	134
<b>Figura 5.8</b> Contribuição relativa (%) da precipitação associada às frentes quentes para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). ....	135
<b>Figura 5.9</b> Média climatológica da precipitação associada aos CExt e frentes pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f). ....	136

<b>Figura 5.10</b> Contribuição relativa (%) da precipitação associada aos CExt e frentes para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). .....	138
<b>Figura 5.11</b> Média climatológica da precipitação associada à categoria Outros (mm/dia) pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f). .....	139
<b>Figura 5.12</b> Contribuição relativa (%) da precipitação associada à categoria Outros para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). .....	141
<b>Figura 5.13</b> Média climatológica da precipitação (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,c) e diferenças projetadas (b,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para as estações de inverno (a,b) e verão (c,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney. ....	142
<b>Figura 5.14</b> Média climatológica da precipitação associada aos CExt (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney. ....	144
<b>Figura 5.15</b> Contribuição relativa (%) da precipitação associada aos CExt pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney. ....	145
<b>Figura 5.16</b> Média climatológica da precipitação associada às frentes frias (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney. ....	146
<b>Figura 5.17</b> Contribuição relativa (%) da precipitação associada às frentes frias pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney. ....	147
<b>Figura 5.18</b> Média climatológica da precipitação associada às frentes quentes (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney. ....	148
<b>Figura 5.19</b> Contribuição relativa (%) da precipitação associada às frentes quentes pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney. ....	149



**Figura 5.20** Média climatológica da precipitação associada aos CExt e frentes (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.  
.....150

**Figura 5.21** Contribuição relativa (%) da precipitação associada aos CExt e frentes pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.  
.....151

**Figura 5.22** Média climatológica da precipitação associada à categoria Outros (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.  
.....152

**Figura 5.23** Contribuição relativa (%) da precipitação associada à categoria Outros pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.  
.....153

## LISTA DE TABELAS

- Tabela 3.1** Lista de modelos do CMIP6 utilizados neste estudo e alguns de seus respectivos atributos. ....42
- Tabela 3.2** Deslocamento máximo (°) entre dois pontos subsequentes ao longo da trajetória dos ciclones para diferentes regiões da área de estudo. Adaptado de Gramcianinov (2018). ....46
- Tabela 4.1** Frequência total e média sazonal de ciclones no HS e por bacia oceânica do CMIP6 e ERA5 para as estações de inverno (JJA) e verão (DJF) no período presente (1979-2014). As médias são acompanhadas dos respectivos desvios-padrão. ....65
- Tabela 4.2** Características médias dos ciclones considerando todo o HS e por bacia oceânica pelo CMIP6 e ERA5 para o inverno (JJA) e verão (DJF). As médias são acompanhadas dos respectivos desvios-padrão. ....84
- Tabela 4.3** Frequência total e média sazonal de ciclones no HS e por bacia oceânica pelo CMIP6 para as estações de inverno (JJA) e verão (DJF) no período futuro (2070-2099) sob o cenário climático SSP5-8.5. As médias são acompanhadas dos respectivos desvios-padrão. As diferenças percentuais para as médias sazonais entre o período futuro e histórico são dispostas na coluna à direita da tabela. Diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), a partir do teste de Mann-Whitney, são indicadas por um asterisco. ....101
- Tabela 4.4** Diferenças percentuais (SSP5-8.5 - Histórico) das características médias dos ciclones considerando todo o HS e por bacia oceânica pelo CMIP6 para o inverno (JJA) e verão (DJF). Diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney, são indicadas por um asterisco. ....115

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AIRS	Atmospheric Infrared Sounder
AS	América do Sul
ASPS	Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
CDO	Climate Data Operators
CExt	Centros dos ciclones extratropicais
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
CMIP6	Coupled Model Intercomparison Project Phase 6
CMORPH	Climate Prediction Center Morphing Method
DJF	Verão (dezembro, janeiro e fevereiro)
ECHAM5	European Centre Hamburg Model 5
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	El Niño - Oscilação Sul
ERA-40	40-year European Reanalysis
ERA-Interim	ECMWF Reanalysis Interim
ERA5	ECMWF Reanalysis 5
ETQ	Esteira transportadora quente
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPM	Global Precipitation Measurement
HadGEM3-GC31-MM	Hadley Centre Global Environment Model version 3 - Global Coupled configuration 3.1 - Medium resolution
HN	Hemisfério norte
HS	Hemisfério Sul
HadAM3	Hadley Centre Atmospheric Model version 3
IFS	Integrated Forecasting System
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JBN	Jatos de baixos níveis
JJA	Inverno (junho, julho e agosto)
MAS	Modo anular sul
MCG	Modelo climático global
MIROC6	Model for Interdisciplinary Research on Climate version 6

MPI-ESM1-2-LR	Max Planck Institute Earth System Model version 1.2 - Low Resolution
MRI-ESM2-0	Meteorological Research Institute Earth System Model version 2.0
PDF	Probability Density Function
PFT	Parâmetro frontal térmico
RCPs	Representative Concentration Pathways
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
SSMI	Special Sensor Microwave/Imager
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager/Sounder
SSPs	Shared Socioeconomic Pathways
T42	Truncamento triangular no número de onda 42
TaiESM1	Taiwan Earth System Model version 1
TOVS	Television Infrared Operational Satellite Operational Vertical Sounder
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura de superfície do mar
UTC	Coordinated Universal Time
WCRP	World Climate Research Program
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

## LISTA DE SÍMBOLOS

$^{\circ}$	grau
ppm	partes por milhão
km	quilômetro
hPa	hectopascal
s	segundo
$\zeta_{850}$	vorticidade relativa em 850 hPa
h	hora
$d$	distância entre dois pontos em uma esfera
$r$	raio da Terra
$\varphi_1$	latitude no primeiro ponto
$\varphi_2$	latitude no segundo ponto
$\lambda_1$	longitude no primeiro ponto
$\lambda_2$	longitude no segundo ponto
$\nabla$	operador gradiente
$\tau$	variável termodinâmica genérica
$i$	vetor unitário na direção x
$j$	vetor unitário na direção y
$\theta_e$	temperatura potencial equivalente
$K$	Kelvin
$\theta_w$	temperatura potencial do bulbo úmido
$V_f$	velocidade da frente
$V_h$	vento horizontal
$u_i$	componente zonal do vento
$v_j$	componente meridional do vento
m	metro
$Q_{0.5}$	quantil 0.5 ou mediana
$R$	raio do ciclone
$N$	número total de transectos
$C$	contribuição relativa para a precipitação total

$P_{CExt}$	precipitação associada aos CExt
$P_{FF}$	precipitação associada às frentes frias
$P_{FQ}$	precipitação associada às frentes quentes
$P_0$	precipitação associada à categoria Outros

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1</b> .....	<b>25</b>
INTRODUÇÃO.....	25
<b>CAPÍTULO 2</b> .....	<b>29</b>
REVISÃO DA LITERATURA.....	29
2.1 Modelos conceituais e avanços na compreensão dos ciclones extratropiacis.....	29
2.2 Ciclones extratropicais no HS: climatologia e tendências.....	32
2.3 Ciclones extratropicais e precipitação associada.....	36
<b>CAPÍTULO 3</b> .....	<b>40</b>
METODOLOGIA.....	40
3.1 Conjunto de dados.....	40
3.1.1 GPCP.....	40
3.1.2 ECMWF Reanalysis 5 (ERA5).....	41
3.1.3 Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6).....	41
3.1.3.1 SSP5-8.5.....	43
3.2 Identificação e rastreamento de ciclones.....	44
3.3 Características médias e outras estatísticas dos ciclones.....	46
3.4 Variáveis associadas aos ciclones.....	47
3.5 Considerações gerais e pré-processamento dos dados.....	47
3.6 Identificação de frentes frias e quentes.....	48
3.7 Validação do algoritmo de identificação de frentes.....	52
3.8 Precipitação associada aos CExt e frentes.....	56
3.8.1 Atribuição da precipitação aos CExt.....	56
3.8.2 Atribuição da precipitação às frentes.....	59
3.8.3 Avaliação das contribuições relativas.....	63
<b>CAPÍTULO 4</b> .....	<b>65</b>
CLIMATOLOGIA DE CICLONES.....	65
EXTRATROPICAIS NO HS.....	65
4.1 Ciclones no clima presente: ERA5 e CMIP6.....	65
4.1.1 Frequência e estatísticas gerais.....	65
4.1.2 Distribuição espacial.....	66
4.1.3 Características médias dos ciclones extratropicais no HS.....	78
4.1.4 Variáveis associadas.....	85
4.1.5 Estrutura e evolução temporal.....	87
4.2 Ciclones no clima futuro: CMIP6 SSP5-8.5.....	100
4.2.1 Frequência e estatísticas gerais.....	100
4.2.2 Distribuição espacial.....	102
4.2.3 Características médias dos ciclones extratropicais no HS.....	112
4.2.4 Variáveis associadas.....	115
4.2.5 Estrutura e evolução temporal.....	117
<b>CAPÍTULO 5</b> .....	<b>122</b>
DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA AOS CICLONES EXTRATROPICAIS NO HS.....	122

5.1 Climatologia da precipitação no clima presente: ERA5, GPCP e CMIP6.....	122
5.2 Precipitação associada aos ciclones extratropicais no clima presente.....	125
5.2.1 Precipitação associada aos CExt.....	126
5.2.2 Precipitação associada às frentes frias.....	129
5.2.3 Precipitação associada às frentes quentes.....	133
5.2.4 Precipitação associada aos CExt + Frentes.....	136
5.2.5 Precipitação associada à categoria Outros.....	138
5.3 Climatologia da precipitação no clima futuro: CMIP6 SSP5-8.5.....	141
5.4 Precipitação associada aos ciclones extratropicais no clima futuro.....	143
5.4.1 Precipitação associada aos CExt.....	143
5.4.2 Precipitação associada às frentes frias.....	146
5.4.3 Precipitação associada às frentes quentes.....	148
5.4.4 Precipitação associada aos CExt + Frentes.....	149
5.4.5 Precipitação associada à categoria Outros.....	151
<b>6 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....</b>	<b>154</b>
6.1 Recomendações para trabalhos futuros.....	160
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>162</b>
<b>APÊNDICE A.....</b>	<b>176</b>



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

Ciclones extratropicais são fenômenos transientes de escala sinótica característicos das latitudes médias e altas e marcados pela presença de um núcleo de baixa pressão atmosférica, sustentado por divergência do ar em altos níveis e convergência em superfície (Sutcliffe, 1938; 1947; Schultz et al., 2019). Esses sistemas têm como principal forçante a instabilidade baroclínica, uma instabilidade de onda condicionada pelo gradiente térmico horizontal, de tal forma que os ciclones agem no sentido de reduzir esse gradiente (Schultz et al., 2019; Walker et al., 2020). Assim, correspondem a um dos sistemas atmosféricos mais importantes para o transporte vertical e horizontal de calor, umidade e momento ao longo do globo e, conseqüentemente, para a caracterização do regime de precipitação nas médias e altas latitudes e da circulação geral da atmosfera (Bengtsson et al., 2006; Dowdy e Catto, 2017).

Frequentemente acompanhando os ciclones extratropicais, as frentes atmosféricas também se somam ao conjunto de sistemas capazes de influenciar na distribuição global dos totais de precipitação (Berry et al., 2011; Catto et al., 2012; Pepler et al., 2020). As condições meteorológicas influenciadas por frentes e ciclones podem resultar em eventos de precipitação e vento extremos (Catto e Pfahl, 2013; Utsumi et al., 2017; Shaw et al., 2016), ocasionando enchentes, deslizamentos de terra, tempestades de maré, entre outros fenômenos com potencial para danos significativos à infraestrutura urbana, áreas agrícolas e à propriedade em geral (Sanders e Gyakum, 1980; Field e Wood, 2007; Ulbrich et al., 2009; Colle et al., 2015). Nesse sentido, esses sistemas são importantes objetos de estudo.

Um dos primeiros trabalhos que avaliaram a contribuição relativa dos ciclones extratropicais para a precipitação total foi realizado por Hawcroft et al. (2012). Esses autores estimaram que cerca de 60 a 90% da precipitação total sobre grande parte do Hemisfério Norte (HN) em latitudes superiores a 30°N está diretamente associada à passagem de ciclones, em ambas as estações de inverno e verão. Pfahl e Wernli

(2012) mostraram que as chuvas intensas decorrentes dos ciclones extratropicais afetam regiões de alta densidade populacional, como o nordeste dos Estados Unidos, o Reino Unido, norte da Europa e Japão. Nessas regiões, a contribuição relativa da precipitação associada aos ciclones extratropicais pode chegar a mais de 80%. No Hemisfério Sul (HS), a distribuição espacial dos ciclones ocorre predominantemente entre 35°S e 60°S e com uma contribuição relativa entre 60% a 80% da precipitação total sobre a região (Pfahl e Wernli, 2012).

Todavia, a metodologia de ambos os estudos citados acima não permitem distinguir objetivamente a precipitação associada aos centros dos ciclones extratropicais (CExt) daquela resultante das frentes atmosféricas, que muitas vezes os acompanham. Tendo esse problema em vista, Utsumi et al. (2017) investigaram separadamente as contribuições relativas dos CExt, ciclones tropicais e frentes para a precipitação. Sozinhas, as frentes corresponderam até 60% da precipitação total anual nas regiões de maior tendência à dissipação dos CExt ao longo das latitudes médias no HS, enquanto que os centros dos CExt representaram, no máximo, 50% da precipitação total quando próximos às regiões de maior densidade ciclogênica. Essa configuração indica que há uma maior contribuição das frentes para a precipitação nos estágios finais do ciclo de vida dos ciclones extratropicais e, por sua vez, uma maior contribuição dos CExt nos períodos de desenvolvimento e maturidade desses sistemas (Utsumi et al., 2017; Zhang et al., 2020).

Compreendendo a relevância desses sistemas para a precipitação sob uma perspectiva climática, algumas perguntas surgem: a) haverá mudanças na intensidade e distribuição espacial da precipitação associada aos ciclones extratropicais e frentes em cenários climáticos futuros?; b) quais os impactos sobre a variabilidade sazonal da precipitação associada a esses sistemas?; c) quais regiões do HS serão mais e menos impactadas?

Vários autores apontam mudanças na frequência, intensidade e/ou distribuição de ciclones dentro de cenários de aquecimento global (Gengi e Sugi, 2003; Lambert e Fyfe, 2006; Bengtsson et al., 2006; Krüger et al., 2012, Grieger et al., 2014). Uma diminuição no número de ciclones extratropicais, frequentemente relatada em projeções para o final do século atual (Grieger et al., 2014; Catto et al., 2019; Reboita et al., 2020), pode afetar negativamente a contribuição destes para a precipitação total em regiões suscetíveis à influência dos ciclones (Finnis et al., 2007). Por outro lado, um aumento da capacidade de retenção de vapor d'água pela

atmosfera em um clima mais quente (Held e Soden, 2006; Schneider et al., 2010), pode resultar em um aumento na intensidade e quantidade de precipitação gerada pelos ciclones extratropicais individualmente (Lambert e Fyfe, 2006; Grieger et al., 2014; Yettella e Kay, 2016; Zhang e Colle, 2017).

Procurando discutir as questões levantadas, este trabalho apresenta como principal objetivo avaliar a climatologia de ciclones extratropicais e a precipitação associada a estes sistemas, em conjunto com as frentes atmosféricas, ao longo do HS no clima presente (1979-2014) e futuro (2070-2099) sob o cenário climático SSP5-8.5 (*Shared Socioeconomic Pathway 5-8.5*; Riahi et al., 2016). Com esse objetivo, são utilizados dados da reanálise ERA5 (*ECMWF Reanalysis 5*; Hersbach et al., 2020), dados de observação do projeto *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP; Adler et al., 2018; Huffman et al., 2023) e de um conjunto de modelos globais do CMIP6 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 6*; Eyring et al., 2016). Para a identificação dos ciclones e frentes foram utilizados dois algoritmos automáticos a partir dos campos em 850 hPa da vorticidade relativa e da temperatura potencial equivalente, respectivamente.

Por fim, como objetivos específicos deste trabalho, listam-se:

- (i) Determinar a climatologia dos ciclones extratropicais e suas características gerais no clima presente (1979-2014) a partir do conjunto de modelos do CMIP6 e da reanálise ERA5;
- (ii) Investigar a estrutura e magnitude da precipitação nos ciclones a partir da análise de compostos;
- (iii) Identificar as frentes atmosféricas no HS para o clima presente a partir do CMIP6 e ERA5;
- (iv) Avaliar a distribuição espacial da precipitação associada aos ciclones e frentes, assim como a contribuição relativa desses sistemas para a precipitação total no HS;
- (v) Avaliar as projeções do CMIP6 para o clima futuro (2070-2099) em relação aos itens anteriores, considerando o cenário climático SSP5-8.5.

Até o momento de conclusão deste estudo, este é o primeiro trabalho a avaliar o desempenho de um conjunto de modelos do CMIP6 em representar a precipitação associada aos ciclones extratropicais no HS, assim como as projeções futuras desta precipitação sob um cenário de aquecimento global (SSP5-8.5). Além

disso, determinados aspectos da metodologia proposta e utilizada aqui, como serão descritos mais adiante, se mostram inéditos para os objetivos definidos. Desta forma, e pela relevância do tema em questão, este trabalho apresenta grande potencial em contribuir para uma maior compreensão da importância e do impacto dos ciclones e frentes associadas sobre os regimes de precipitação ao longo do HS e perspectivas futuras.

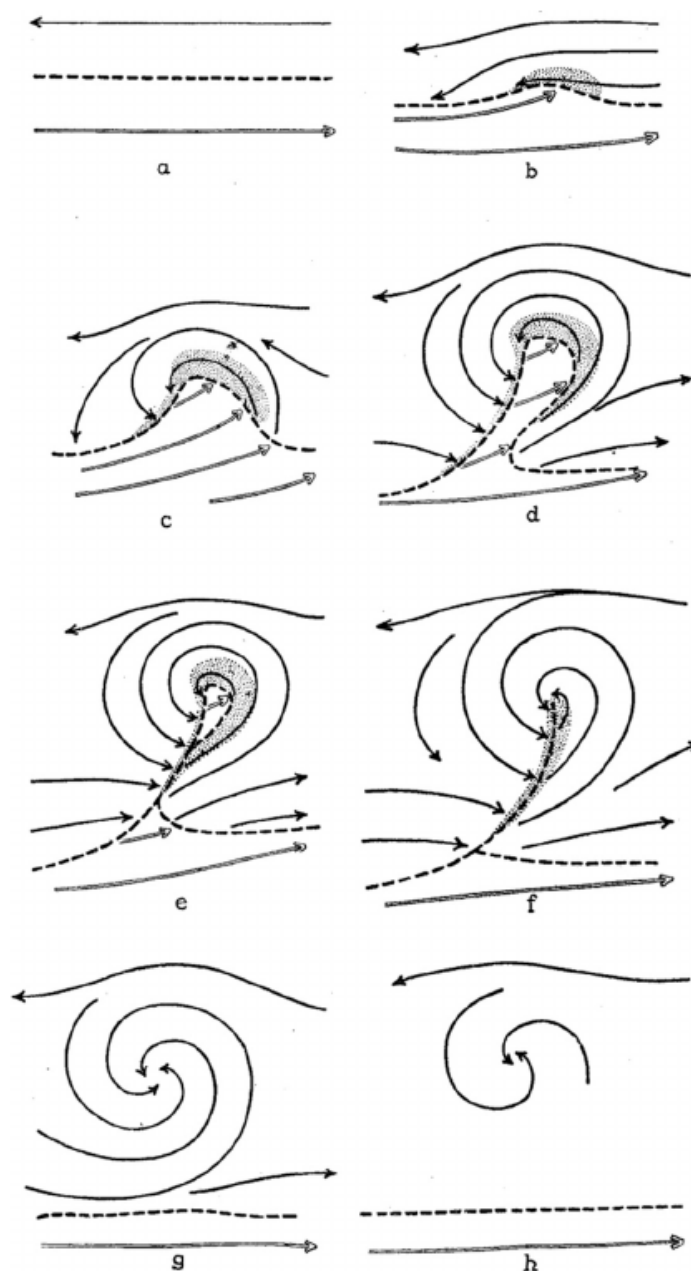
## CAPÍTULO 2

### REVISÃO DA LITERATURA

#### **2.1 Modelos conceituais e avanços na compreensão dos ciclones extratropiacis**

No início do século vinte, a *Bergen School of Meteorology*, na Noruega, através dos estudos de Bjerknes (1919) e Bjerknes e Solberg (1921, 1922) foram responsáveis pelo primeiro modelo conceitual dos ciclones extratropicais, que acabou perdurando com unanimidade enquanto a principal teoria na compreensão desses sistemas por décadas seguintes e se tornou um divisor de águas para a Meteorologia.

Segundo o modelo norueguês (Fig. 2.1), os ciclones nas latitudes médias se originam e se desenvolvem através da interação entre uma massa de ar frio polar e uma massa de ar quente tropical (Fig. 2.1b; Bjerknes; Solberg, 1922). À medida que o ar frio desenvolve uma cunha sobre o ar quente e avança em direção ao equador (Fig. 2.1b-c), o ar quente, menos denso, ascende e se instala um sistema de baixa pressão no vértice da onda frontal, favorecendo a convergência do ar em superfície. O ciclone então se intensifica (Fig. 2.1c-e) até o seu estágio de máximo desenvolvimento e é nesse momento que a frente fria ultrapassa a frente quente, ocorrendo o processo de oclusão (Fig. 2.1f). O próximo estágio do ciclone seria então a sua dissipação: não havendo mais gradiente térmico para sustentar a conversão de energia potencial em energia cinética para a manutenção do sistema contra a influência do atrito, o ciclone sofre um processo de dissipação chamado de ciclólise (Fig. 2.1h) e deixa de existir. Posteriormente, esse modelo se tornou conhecido como Teoria da Frente Polar.



**Figura 2.1** Ciclo de vida dos ciclones extratropicais para o Hemisfério Norte, idealizado pelo modelo de Bjerknes e Solberg (1922): (a) fase inicial do escoamento não perturbado; (b) onda frontal incipiente; (c) amplificação da onda frontal e início do ciclone; (d-e) crescimento do ciclone e encontro da frente fria com a frente quente; (f) oclusão; (g-h) decaimento e ciclólise do sistema. Fonte: Schultz et al. (2019).

Até o final da década de 1920, os dados de observação disponíveis eram predominantemente limitados ao nível de superfície (Schultz et al., 2019). A introdução de balões meteorológicos e radiossondas a partir das duas décadas seguintes impulsionou estudos sobre o desenvolvimento de ciclones e sua relação com a dinâmica em altos níveis na atmosfera, até então pouco compreendida

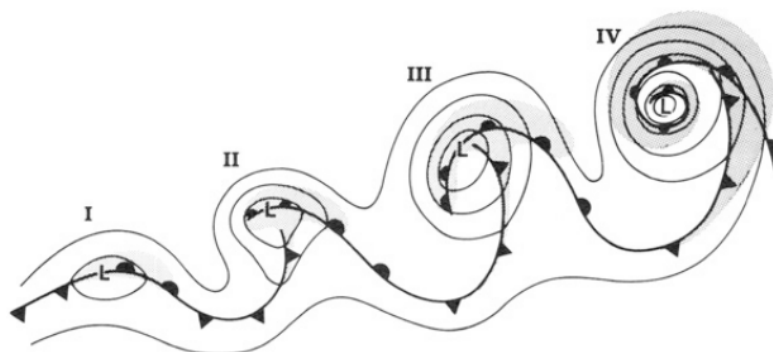
(Dacre, 2020). Bjerknes e Holmboe (1944) esclareceram algumas das características hoje reconhecidas como universais dos ciclones extratropicais, como o padrão de divergência localizado a leste de um cavado em altos níveis e convergência em baixos níveis. Estes autores destacaram ainda a importância do cisalhamento vertical do vento e do gradiente térmico horizontal no movimento vertical dos ciclones, reforçando a visão de desenvolvimento destes sistemas como uma interação entre os níveis superiores e inferiores da atmosfera e não apenas como resultado de uma perturbação em superfície (Bjerknes e Holmboe, 1944; Dacre, 2020).

A introdução da teoria da instabilidade baroclínica por Charney (1947) e Eady (1949) propiciou uma mudança teórica definitiva ao substituir o foco da descontinuidade frontal como principal causa para a ciclogênese para a instabilidade do escoamento de oeste com características baroclínicas (Reed, 1990). Eady (1949) argumenta que pequenas perturbações em um fluxo baroclínico de grande escala em estado estacionário são quase sempre instáveis. A teoria da instabilidade baroclínica, em conjunto com a derivação formal das equações primitivas que deram origem à Teoria Quasi-geostrófica (Charney, 1948; Sutcliffe, 1947; Schultz et al., 2019), propiciou o início de uma série de simulações e experimentos numéricos que acabaram confirmando o desenvolvimento de diferentes tipos de ciclones extratropicais a partir de ambientes baroclínicos e que anomalias na alta troposfera podem desencadear ciclones em superfície (Wernli et al., 1998; Schultz et al., 2019).

Ancorado por estudos anteriores ao longo da década de 1950 e 1960 (Petterssen e Bradbury, 1954; Petterssen et al., 1955; Eliassen, 1960; Petterssen et al., 1962), o trabalho de Petterssen e Smebye (1971) documentou e discutiu a existência de eventos de ciclones, cujos mecanismos dominantes para a ciclogênese se apresentaram diferentes entre si. Um conjunto de sistemas resultavam, predominantemente, da atuação da instabilidade baroclínica em baixos níveis, com pouca influência de advecção de vorticidade ao longo do ciclo de vida e se caracterizando como ciclones frontais. Os autores denominaram este conjunto de sistemas como ciclones Tipo A (Petterssen e Smebye, 1971). Um segundo conjunto de ciclones se originaram a partir da pré-existência de um cavado em altos níveis e intensa advecção de vorticidade, associada com advecção quente em baixos níveis. Nesta situação, a influência do gradiente térmico meridional é pequena no início do ciclo de vida do ciclone, aumentando com o seu desenvolvimento. Estes ciclones

foram denominados de ciclones Tipo B (Petterssen e Smebye, 1971). Estes autores, em conjunto com os demais citados acima, foram pioneiros na identificação dos diferentes fatores que conduzem à ciclogênese.

A observação de inconsistências nas características frontais de determinados eventos de ciclones em relação ao modelo proposto pela Teoria da Frente Polar evidenciou a necessidade do desenvolvimento de novos modelos conceituais (Dacre, 2020). Um destes modelos, apresentando grande destaque a partir da década de 1990, foi o elaborado por Shapiro e Keyser (1990, daqui para frente referido apenas como Shapiro-Keyser). Uma das principais diferenças entre os dois modelos é que, neste último, a onda frontal inicial sofre uma descontinuidade a partir do que é chamado de fratura frontal, fazendo com que a frente fria e a frente quente permaneçam aproximadamente perpendiculares uma à outra ao longo do desenvolvimento do ciclone (Fig. 2.2). Essa configuração espacial evidencia um padrão a qual os autores chamam de *T-Bone* e que impede a ocorrência do processo de oclusão do sistema.



**Figura 2.2** Ciclo de vida dos ciclones extratropicais para o Hemisfério Norte, idealizado pelo modelo de Shapiro-Keyser. (I) onda frontal incipiente; (II) fratura da onda frontal formando o padrão *T-Bone*; (III) as frentes quentes e frias se desenvolvem circundando o centro de baixa pressão e tornando o padrão *T-Bone* mais pronunciado; (IV) um núcleo quente se estabelece isolada pela frente quente. Fonte: Schultz et al. (2019).

## 2.2 Ciclones extratropicais no HS: climatologia e tendências

Climatologias robustas da atividade ciclônica ao longo do HS são realizadas desde o início da década de 1990, quando os primeiros conjuntos de reanálises (Bengtsson e Shukla, 1988; Gibson et al., 1997) e os primeiros métodos objetivos de identificação de sistemas atmosféricos começaram a ser desenvolvidos e aplicados



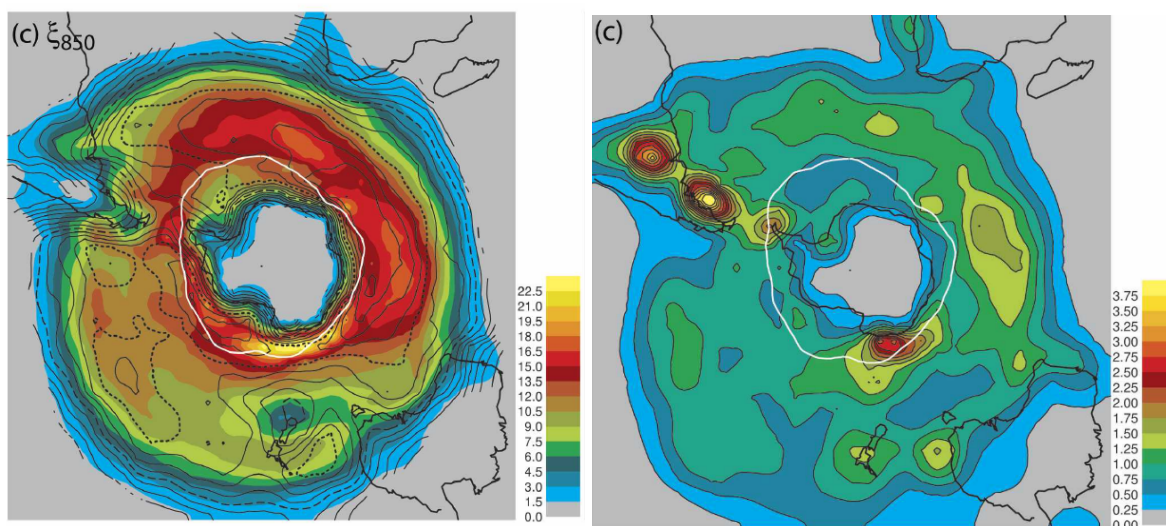
para esse hemisfério. Anteriormente, era comum a identificação e rastreamento a partir de métodos manuais subjetivos, com o uso de cartas sinóticas ou imagens de satélite (Satyamurty et al., 1990; Gan e Rao, 1991), de tal forma que as suas aplicações em um grande volume de dados temporais e espaciais eram bastante limitadas.

Em um desses estudos, Gan e Rao (1991) avaliaram quatro cartas de superfície por dia entre os anos de 1979 a 1988, totalizando 14.600 cartas, onde um total de 1.091 ciclogêneses foram observadas, concluindo que a estação de inverno foi o período de maior frequência de ciclogêneses. Esses autores mostraram que a região do Uruguai, no inverno, e aquela próxima ao Golfo de São Matias, Argentina, no verão, se destacaram como regiões preferenciais para a ciclogênese na América do Sul (AS). Além disso, também encontraram uma influência positiva de eventos de El Niño na ocorrência de ciclogêneses, contrastando com os resultados obtidos décadas seguintes pelo estudo de Reboita et al. (2014), que mostrou não haver diferenças significativas no número de ciclogêneses entre as diferentes fases do ENOS (El Niño - Oscilação Sul) com períodos neutros, sobre a costa leste da AS.

Através de um algoritmo automático de identificação e rastreamento de ciclones, Hoskins e Hodges (2005) avaliaram 45 anos (1958-2002) de dados da reanálise ERA-40, produzindo uma robusta climatologia dos ciclones extratropicais no HS, além de discutirem uma série de características médias dos sistemas. A região de maior densidade de trajetórias encontrada corresponde a uma faixa zonal entre 40°S e 60°S ao longo de toda a região externa ao Círculo Polar Antártico (Fig. 2.3a), com destaque para a porção sudeste do Atlântico Sul e o sul do Oceano Índico. Além disso, os autores detectaram três áreas principais para a ocorrência de ciclogêneses ao longo da costa leste e sudeste do continente sul-americano (Fig. 2.3b): (1) região adjacente à costa sudeste do Brasil, próximo à latitude de 26°S; (2) costa uruguaia e extremo sul brasileiro, próximo à desembocadura do Rio da Prata; e (3) costa sudeste da Argentina, nas proximidades de 45°S. Essas mesmas áreas ciclogênicas são relatadas também em diversos outros estudos (Reboita et al., 2010; 2012; Krüger et al., 2012; Gramscianinov et al., 2019).

Particularmente sobre as ciclogêneses na costa leste da AS, uma série de autores têm levantado discussões sobre os fatores de desenvolvimento e intensificação desses sistemas. As ciclogêneses que se desenvolvem na região próxima à desembocadura do Rio da Prata parecem estar relacionadas à passagem

de distúrbios transientes em altos níveis da atmosfera e ao transporte de umidade proveniente da Amazônia, trazido pelos Jatos de Baixos Níveis (JBN) ao longo dos Andes (Vera et al., 2002, Reboita et al., 2010). No verão, a região próxima à costa sudeste do Brasil também sofre a influência dessa umidade (Hoskins e Hodges, 2005; Reboita et al., 2010), influenciando na desestabilização da atmosfera e favorecendo a ciclogênese. Já na região próxima ao Golfo de São Matias, na Argentina, alguns estudos mostram que os eventos de ciclogênese são principalmente regidos pela alta instabilidade baroclínica na região, em decorrência do forte gradiente meridional de temperatura em superfície (Gan e Rao, 1991; Sinclair, 1995, Reboita et al., 2010). Nessa região, o aporte de umidade tem um papel muito menos influente no desenvolvimento da ciclogênese em relação às outras áreas ciclogênicas da AS (Sinclair, 1995).



**Figura 2.3.** (a) Climatologia (1958-2002) da densidade mensal de trajetórias de ciclones (ciclones/ $10^6\text{km}^2$ ) no nível de 850 hPa durante o inverno (em cores) e intensidade média (linhas e pontilhados). Linhas escuras contínuas e tracejadas representam intensidade média de  $-4 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$  e  $-5 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ , respectivamente. Linha branca contínua representa a extensão do gelo marinho. (b) densidade mensal de ciclogêneses (ciclogêneses/ $10^6\text{km}^2$ ) no nível de 850 hPa durante o inverno (em cores). Fonte: Hoskins e Hodges (2005).

Muito embora sejam constantes os avanços na compreensão dos processos físicos relacionados ao desenvolvimento e a distribuição espacial dos ciclones extratropicais, ainda existe um grande número de incertezas relacionadas ao impacto das mudanças climáticas projetadas para esse século sobre esses sistemas (IPCC, 2021). As respostas às alterações na temperatura média da superfície global

e na quantidade de vapor d'água na troposfera podem ser diversas, apresentando particularidades de região para região (Geng e Sugi, 2003; Held e Soden, 2006; Lim e Simmonds, 2009). Nesse sentido, muitos estudos costumam indicar as seguintes mudanças principais relacionadas aos ciclones (Fyfe, 2003; Lambert e Fyfe, 2006; Ulbrich et al., 2009; Catto et al., 2011; 2019; Booth et al., 2013; Grieger et al., 2014; Chang et al., 2016; Kodama et al., 2019; Sinclair et al., 2020; Pepler e Dowdy, 2021; Raible et al., 2021): (a) alterações na frequência de ocorrência dos sistemas; (b) a possibilidade de migração dos *storm tracks* (regiões de alta densidade de trajetórias de ciclones) para maiores latitudes, modulada pela migração e mudanças na intensidade do gradiente térmico meridional; (c) alterações nas trajetórias e nas características médias dos ciclones (tempo de vida, intensidade, distância percorrida ao longo do ciclo de vida e velocidade média); (d) mudanças na quantidade e intensidade de precipitação associada a esses sistemas. Todas essas possíveis mudanças, relativas tanto à posição, frequência e intensidade dos ciclones, poderão ter um papel bastante importante sobre as condições de tempo e clima ao longo das regiões que sofrem influência direta e indireta desses sistemas.

A partir de um conjunto de modelos globais, Grieger et al. (2014) avaliaram a climatologia de ciclones extratropicais no clima presente e futuro durante o inverno, considerando o cenário de mudança climática SRES A1B (*Special Report Emissions Scenarios*, família A1B). O estudo considerou toda a extensão do HS entre as latitudes 20°S e 90°S. Os autores mostraram que todos os modelos projetam uma diminuição do número total de ciclones no HS e migração em direção ao polo até o final do século 21. Esta tendência seria resultado de um provável aquecimento da troposfera em altos níveis nos trópicos, em decorrência de uma maior liberação de calor latente associada à maior atividade convectiva. Tal aquecimento aumentaria a estabilidade estática da atmosfera sobre os trópicos e médias latitudes, favorecendo o enfraquecimento da baroclinia e reduzindo a frequência de ocorrência dos ciclones. Por outro lado, o fortalecimento do gradiente térmico meridional em direção às altas latitudes, induziria uma migração da atividade ciclônica para mais próximo dos polos (Lim e Simmonds, 2009; Grieger et al., 2014).

Mais recentemente, Sinclair et al. (2020) realizaram simulações com um modelo na configuração de planeta-água, onde toda a superfície terrestre é oceano, para avaliar de que maneira o número total de ciclones, suas características e estrutura termodinâmica respondem a um aquecimento horizontal uniforme da

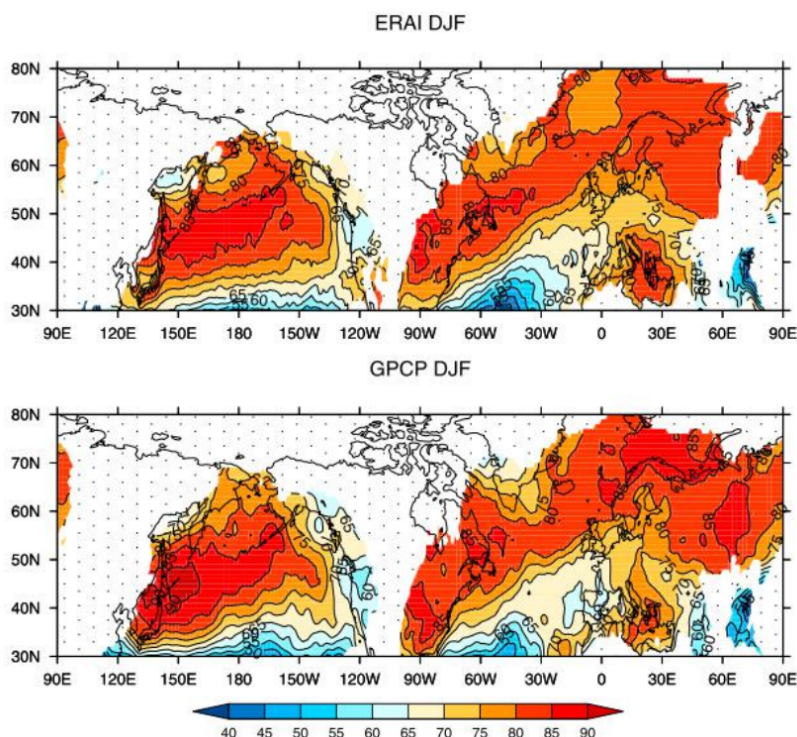
temperatura de superfície do mar (TSM). Os autores apontam uma migração do cinturão de storm tracks e das regiões de maior ciclogênese em direção aos polos, acompanhados da intensificação e deslocamento do jato subtropical no mesmo sentido. Os maiores valores de TSM não alteraram o tempo de vida médio, tampouco a intensidade média dos ciclones (máxima vorticidade ciclônica em 850 hPa), mas levaram a uma diminuição de 3,3% no número total de sistemas e um aumento na frequência de ocorrência de valores extremos de intensidade em ambas as caudas da distribuição, resultando em uma maior frequência de ciclones intensos e fracos. A partir deste resultado, os autores mostram que a maior contribuição para a redução no número de ciclones é devido à redução na frequência de sistemas de média intensidade.

### **2.3 Ciclones extratropicais e precipitação associada**

É bastante discutido na literatura o cenário de aumento na quantidade de vapor d'água na atmosfera em função do aquecimento global até o fim do século (Allan et al., 2022; Held e Soden, 2006; Schneider et al., 2010), tornando também provável um aumento na precipitação média relacionada aos ciclones extratropicais (Catto et al., 2019; Yettella e Kay, 2016; Xu et al., 2023). Nesse sentido, quando se considera que esses sistemas correspondem a uma das fontes mais importantes para a precipitação total nas médias e altas latitudes ao longo do globo, fica evidente a importância de se entender a distribuição espacial e temporal da precipitação associada aos CExt.

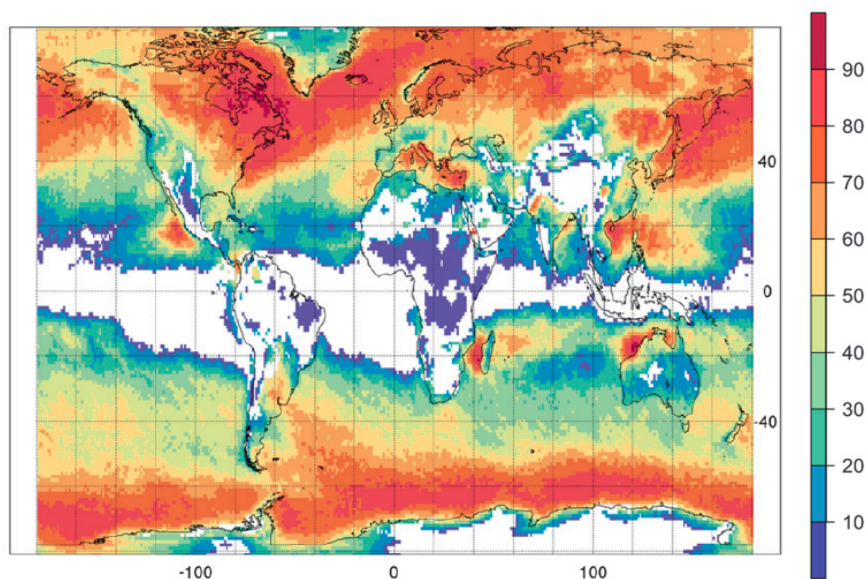
Em um dos estudos que se propuseram a investigar a contribuição dos ciclones extratropicais para a precipitação, Hawcroft et al. (2012) utilizaram dados diários de precipitação centrados às 12 UTC para o período de 1996-2009, compreendendo todo o HN. A partir de um método automático de identificação e rastreamento dos ciclones extratropicais, os autores primeiro identificaram cada posição dos sistemas no mesmo horário da precipitação acumulada diária centrada (12 UTC). Em seguida, extraíram a precipitação associada aos ciclones dentro de um raio pré-definido de 12° em torno do centro de cada ciclone identificado. Os resultados mostraram que na maior parte do HN, entre as latitudes de 30°N e 80°N, os ciclones extratropicais contribuem com mais de 60% para a precipitação total durante o inverno (Fig. 2.4). Em grande parte do Atlântico Norte e do continente

norte-americano, além da Europa, os ciclones extratropicais foram responsáveis por mais de 80% da precipitação total, demonstrando a alta relevância desses sistemas para as condições meteorológicas no HN (Hawcroft et al., 2012).



**Figura 2.4** Contribuição relativa (%) dos CExt para a precipitação total no Hemisfério Norte (30°N - 80°N) durante o inverno, a partir de dados da ERA-Interim e do GPCP. A área em branco pontilhada representa regiões em que a precipitação climatológica total é menor que 1 mm/dia. Fonte: Hawcroft et al. (2012).

Com fins semelhantes, Pfahl e Wernli (2012) avaliaram a contribuição de ciclones (tropicais, subtropicais e extratropicais) a partir de 20 anos de dados (1989-2009) para todo o globo, mas considerando apenas as precipitações extremas (valores que excederam o percentil 99° da precipitação acumulada de 6h). A partir de dados da reanálise ERA-Interim e de satélite do CMORPH (*Climate Prediction Center Morphing Method*), os autores encontraram uma alta contribuição dos ciclones extratropicais para a precipitação extrema no HS, com percentuais atingindo até 80% (Fig. 2.5) ao longo de toda a faixa zonal entre as latitudes 45°S e 70°S, e uma contribuição de 60%, aproximadamente, nas regiões continentais e oceânicas próximas à desembocadura do Rio da Prata.

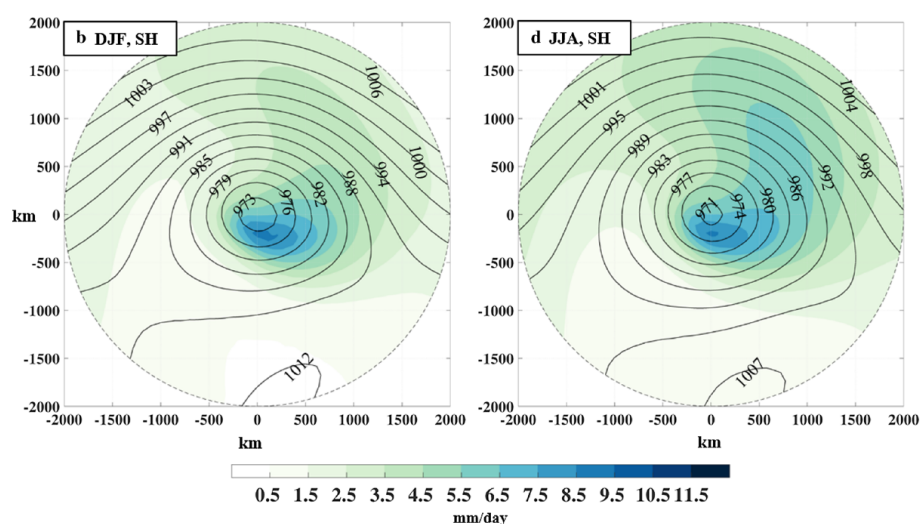


**Figura 2.5** Contribuição relativa (%) de ciclones para a precipitação extrema ao longo do globo. A área em branco representa regiões onde a relação da precipitação com os ciclones não é estatisticamente significativa. Fonte: Pfahl e Wernli et al. (2012).

Entendendo que os ciclones extratropicais são quase sempre acompanhados de frentes, Utsumi et al. (2017) apresentaram estimativas para a contribuição de diferentes sistemas atmosféricos (ciclones tropicais, centros dos ciclones extratropicais (CExt) e frentes atmosféricas) para a precipitação total anual no HS e HN. Separando a precipitação associada aos CExt daquela associada às zonas frontais, os autores mostraram que os CExt, na ausência de frentes associadas, contribuíram com até 50% da precipitação anual entre as latitudes 30°S e 60°S, principalmente nas regiões sudoeste e sudeste da Austrália, leste da Nova Zelândia e em uma extensa área à leste da desembocadura do Rio da Prata. Quando considerada apenas a precipitação associada às frentes, a contribuição relativa chega a 60% ao longo de toda a faixa zonal entre 45°S e 60°S, com exceção nas regiões onde a contribuição dos CExt é maior. Por fim, quando avaliados conjuntamente (CExt e frentes), a contribuição oscilou entre 70% a 80%, aproximadamente, em toda a extensão zonal das latitudes médias no HS.

Yettella e Kay (2016) investigaram a resposta da precipitação associada aos ciclones extratropicais a um cenário de aquecimento global a partir de um método automático de identificação de ciclones. Utilizando dados diários de um conjunto de 30 modelos, os autores definiram três períodos de análise: presente (1986-2005), futuro próximo (2016-2035) e futuro distante (2081-2100) sob o cenário de forçante

climática RCP8.5. Entre as latitudes de 30°S e 90°S, os modelos projetaram um aumento da precipitação associada aos ciclones em todos os períodos futuros em relação ao presente. Esses resultados se mostraram mais relacionados ao aumento da quantidade de precipitação gerada por cada ciclones individualmente do que de mudanças na frequência de ocorrência dos ciclones, que teve um papel, em geral, negativo na contribuição das mudanças sobre a precipitação associada em cenários futuros. Além disso, o estudo também avaliou possíveis mudanças na estrutura interna dos ciclones em relação à precipitação a partir de compostos. Esses compostos foram calculados a partir da média do campo de precipitação radial em torno do centro de cada ciclones identificado. Um raio de 2.000 km em torno do centro foi utilizado para a criação dos compostos. A presença de uma banda de precipitação no formato de vírgula (invertida no HS), frequentemente encontrada por outros autores (Field e Wood, 2007; Naud et al., 2018; Kodama et al., 2019; Zhang et al., 2020), foi confirmada pelo estudo. No HS, o pico máximo de precipitação se concentra próximo ao centro do ciclones, se estendendo suavemente para o quadrante nordeste do sistema, em associação com a região frontal (Fig. 2.6). Os autores projetam para ambos os cenários futuros um aumento da precipitação associada em todos os setores do ciclones, porém com maior destaque na região central e frontal.



**Figura 2.6** Compostos médios da precipitação associada aos CExt no HS para o período presente (1986-2005), onde: (a) estação de verão; (b) estação de inverno. Linhas de contorno em preto representam a pressão atmosférica ao nível médio do mar. Fonte: Yettella e Kay (2016).

# CAPÍTULO 3

## METODOLOGIA

### 3.1 Conjunto de dados

#### 3.1.1 GPCP

O *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) é um projeto internacional sob supervisão do *World Climate Research Program* (WCRP) que tem como objetivo fornecer uma análise robusta da precipitação global a partir da integração entre dados de satélite e observações in situ (Adler et al., 2018; Huffman et al., 2023).

Com uma resolução espacial de  $0.5^\circ$ , o GPCP atualmente conta com dados acumulados mensais e diários, cobrindo o período entre 1983-presente e 2000-2021, respectivamente. O produto mensal do GPCP (*GPCP v3.2 Monthly*) é construído a partir de um algoritmo que integra estimativas de precipitação provenientes de múltiplos instrumentos e fontes de dados, como sensores de microondas passivos, instalados em satélites de órbita polar como o *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) e o *Special Sensor Microwave Imager/Sounder* (SSMIS); sondadores infravermelhos, como o *Television Infrared Operational Satellite Operational Vertical Sounder* (TOVS) e o *Atmospheric Infrared Sounder* (AIRS); estimativas a partir de dados do infravermelho provenientes de satélites geoestacionários; entre outros. Essas estimativas são combinadas e ajustadas com dados de precipitação de outros produtos, como o *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC; Becker et al., 2013), *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM; Kummerow et al., 1998; Simpson et al., 1996) e *Global Precipitation Measurement* (GPM; Hou et al., 2014). O processo para a integração das estimativas de precipitação provenientes de satélites com dados in situ envolve múltiplas etapas e se encontra detalhado em Huffman et al. (1997).

Neste trabalho foram utilizados dados mensais (em mm/dia) do GPCP, compreendendo o período de 1983 a 2014 para as estações de inverno e verão. O limite inferior foi escolhido devido à disponibilidade dos dados pelo produto mensal do GPCP, enquanto que o limite superior foi em razão do ano de 2014 ser o limite



máximo do experimento histórico pelos modelos do CMIP6 utilizados neste trabalho. É importante salientar que os dados de precipitação mensais do GPCP serão utilizados apenas para validação da climatologia da precipitação, no clima presente, dos demais conjuntos de dados descritos abaixo.

### **3.1.2 ECMWF Reanalysis 5 (ERA5)**

A ERA5 é a quinta geração das reanálises atmosféricas produzidas pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) e dá sequência à ERA-Interim, encerrada em 2019. Abrangendo o período de 1940 até o presente, a ERA5 foi produzida através de um sistema de assimilação de dados 4D-Var, com base na versão CY41R2 do *Integrated Forecasting System* (IFS) e disponibiliza dados com resolução temporal variando de 1 hora até 1 mês. Possui grade com espaçamento horizontal de 31 km ( $\sim 0,28^\circ$ ) ao longo de todo o globo e 37 níveis isobáricos. Maiores detalhes em Hersbach et al. (2020).

As variáveis utilizadas neste estudo foram as componentes horizontais do vento, temperatura e umidade específica, todas no nível de pressão de 850 hPa, além da pressão ao nível médio do mar (MSLP) e precipitação total (convectiva e de larga-escala). Para as primeiras cinco variáveis, uma resolução temporal de 6 horas foi escolhida, enquanto que para a precipitação foram utilizados dados a cada 1 hora, de maneira a construir acumulados de 6 horas. Todos os dados compreendem o período de 1979 a 2014, para as estações de inverno e verão.

### **3.1.3 Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6)**

Organizado pelo *World Climate Research Programme* (WCRP), o *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP) é um projeto colaborativo internacional que busca coordenar experimentos de modelos climáticos envolvendo instituições científicas de vários países em todo o mundo. Ao longo dos anos e de suas diferentes fases, o CMIP tem cumprido um papel fundamental no avanço da compreensão do sistema terrestre e das mudanças climáticas no passado, presente e projeções futuras (Eyring et al., 2016).

Uma das principais contribuições deste projeto consiste na definição de protocolos para a padronização de experimentos, forçantes climáticas e saídas dos modelos, de modo a garantir maior consistência entre os diferentes modelos

climáticos e assim facilitar a intercomparação e utilização pela comunidade científica. Atualmente, o CMIP se encontra na sua sexta fase (CMIP6) e conta com cerca de 120 modelos desenvolvidos por mais de 40 instituições ao longo do globo.

Este trabalho utilizou dados de 5 modelos climáticos globais pertencentes ao CMIP6. Esta escolha foi determinada pela disponibilidade de dados durante a fase de aquisição e pré-processamento, satisfazendo necessidades específicas deste estudo: componentes horizontais do vento, temperatura e umidade específica no nível de 850 hPa, MSLP e precipitação total. Além disso, era necessário a disponibilidade de dados com resolução temporal de pelo menos 6 horas, abrangendo o experimento histórico e o cenário futuro SSP5-8.5. Os modelos cuja disponibilidade de dados cumpriram esses critérios até a fase de aquisição dos dados pelo autor e, portanto, que compõem este estudo, estão dispostos na Tabela 3.1.

**Tabela 3.1** Lista de modelos do CMIP6 utilizados neste estudo e algumas de suas características.

Modelo	Instituição/País	Resolução espacial do modelo		Esquema de parametrização de nuvens	Esquema de parametrização convectiva (rasa e profunda)
		Horizontal	Vertical		
HadGEM3-GC31-MM	<i>Met Office Hadley Centre, Reino Unido</i>	0.8° x 0.6°	85 níveis	Wilson e Ballard (1999); Wilson et al. (2008)	Gregory e Rowntree (1990); Gregory e Allen (1991)
MIROC6	<i>Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Japão</i>	1.4° x 1.4°	81 níveis	Watanabe et al. (2009); Wilson e Ballard (1999)	Chikira e Sugiyama (2010); Park e Bretherton (2009)
MPI-ESM1-2-LR	<i>Max Planck Institute for Meteorology, Alemanha</i>	1.85° x 1.85°	47 níveis	Sundqvist et al. (1989); Tompkins (2002)	Tiedtke (1989); Nordeng (1994)
MRI-ESM2-0	<i>Meteorological Research Institute, Japão</i>	1.125° x 1.125°	80 níveis	Kawai et al. (2019)	Yoshimura et al. (2015); Tiedtke (1989); Nordeng (1994)
TaiESM1	<i>Research Center for Environmental Changes, Taiwan</i>		30 níveis	Sundqvist et al. (1989); Shiu et al. (2020)	Park e Bretherton (2009); Zhang e McFarlane (1995)

Todas as análises neste trabalho referentes ao CMIP6 foram realizadas a partir de uma abordagem multi-modelo, em que a média aritmética dos modelos selecionados é tida como representativa do conjunto (*ensemble*). Esta é uma prática bastante comum para minimizar incertezas em projeções climáticas relativas à variabilidade climática interna e àquela decorrente de diferenças entre os modelos

(de Jesus et al., 2021; Knutti et al., 2010). É importante salientar que todos os resultados obtidos neste trabalho são primeiramente produzidos para cada modelo separadamente e em seguida realizada a média aritmética entre os modelos.

Por fim, no intuito de reduzir subjetividade e reconhecendo que ainda não há na literatura um método robusto e consensual de ponderar diferentes modelos em um conjunto (Knutti et al., 2010), todos os modelos selecionados foram tratados como tendo pesos iguais para o cálculo da média. Daqui em diante, a média do conjunto dos modelos do CMIP6 utilizados neste estudo será referida apenas como *CMIP6*.

### 3.1.3.1 SSP5-8.5

O conjunto de cenários climáticos SSPs (*Shared Socioeconomic Pathways*), do qual o cenário SSP5-8.5 utilizado neste estudo é derivado, foi elaborado sob o escopo da sexta fase do projeto CMIP (CMIP6; O'Neill et al., 2016; Riahi et al., 2016). Os SSPs compreendem uma série de narrativas socioeconômicas e políticas que procuram descrever diferentes trajetórias para a sociedade no futuro e que são geralmente difíceis de serem capturadas por modelos, contribuindo para complementar as projeções quantitativas dos modelos (Riahi et al., 2016).

As narrativas idealizadas para os SSPs representam perspectivas otimistas e pessimistas em relação aos processos de mitigação e adaptação da sociedade às mudanças climáticas até o final do século 21 e envolvem questões cruciais, tais como: características e tendências demográficas, níveis de urbanização, mudanças em relação às matrizes energéticas predominantes, crescimento econômico, desenvolvimento tecnológico, qualidade dos serviços institucionais, investimentos educacionais, desigualdade social, entre outros parâmetros.

A nova abordagem para a elaboração dos cenários climáticos futuros utilizados no CMIP6 envolve a integração entre as narrativas qualitativas dos SSPs e as projeções quantitativas, a partir de estimativas das forçantes radiativas ( $W/m^2$ ) no futuro, dos RCPs (*Representative Concentration Pathways*). Mais detalhes sobre cada um dos cenários em Riahi et al. (2016), O'Neill et al. (2016) e van Vuuren et al. (2011).

O SSP5-8.5 é produto da integração entre os cenários SSP5 e RCP8.5, onde: (i) SSP5: representa o cenário de maior desenvolvimento econômico atrelado ao intenso consumo de combustíveis fósseis e energia, intensa urbanização e

crescimento populacional, sendo estimados grandes desafios para adaptação às mudanças climáticas (Riahi et al., 2016); (ii) RCP8.5: representa o cenário climático cuja forçante radiativa estimada para 2100 relativa ao ano de 1750 é de  $8.5 \text{ W/m}^2$  e a concentração de dióxido de carbono equivalente na atmosfera pode atingir 1370 ppm até o final do século (van Vuuren et al., 2011). Dessa forma, o cenário climático SSP5-8.5 utilizado no presente estudo corresponde ao cenário de maior emissão de gases de efeito estufa.

### 3.2 Identificação e rastreamento de ciclones

O processo de identificação e rastreamento dos sistemas ciclônicos foi realizado através do algoritmo TRACK, desenvolvido pela Universidade de Reading, Inglaterra (Hodges, 1994; 1995; 1999). Esse algoritmo permite identificar e acompanhar o desenvolvimento de sistemas atmosféricos transientes e tem sido utilizado com maior ênfase no estudo de ciclones, anticiclones e vórtices ciclônicos de altos níveis para ambos os hemisférios (Hoskins e Hodges, 2005; Pinheiro et al., 2021; Priestley et al., 2020).

Neste trabalho, o campo de vorticidade relativa ao nível de 850 hPa ( $\zeta_{850}$ ) foi fornecido ao algoritmo para a identificação dos ciclones. Sabendo que este campo apresenta um considerável nível de ruído e que este se intensifica em uma resolução mais refinada como o da reanálise ERA5, trazendo dificuldades no processo de identificação e rastreamento (Hoskins e Hodges, 2002), foi aplicada uma filtragem espectral reduzindo o campo de vorticidade relativa ao truncamento de número de onda total 42 (T42). Este nível de truncamento é considerado suficiente para representar os principais padrões atmosféricos de escala sinótica (Hoskins e Hodges, 2002; 2005).

O rastreio dos ciclones se dá através da identificação de máximos locais de vorticidade relativa (valores negativos para o HS, ou seja, mínimos locais) para cada passo de tempo (6 horas) do período de estudo, onde cada posição de um mínimo local é definida como a posição do centro do ciclone. Uma vez identificada a primeira posição do sistema, o algoritmo utiliza a abordagem da técnica do vizinho mais próximo para encontrar a posição do mesmo sistema no passo de tempo seguinte e,

assim, formar as trajetórias. Cada trajetória é otimizada através da aplicação de uma função custo, de maneira a minimizar os erros associados à cada posição do ciclone e suavizar a trajetória. Maiores detalhes em Hodges (1999).

Em conformidade com estudos que avaliaram a climatologia de ciclones para o HS (Gramcianinov et al., 2020; Hoskins e Hodges, 2005; Zappa et al., 2013), um limiar máximo de vorticidade relativa ( $\zeta_{850}$ ) de  $-1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  foi escolhido para a identificação e rastreamento, de tal forma que todos os sistemas cujas ciclogêneses apresentem intensidades menos negativas que o limiar máximo de vorticidade estabelecido são excluídos da análise. Além disso, outras condicionantes são necessárias e transmitidas ao algoritmo: o ciclo de vida de cada ciclone deve perdurar por pelo menos 24 horas e o deslocamento mínimo entre a primeira e a última posição do ciclone deve ser igual ou superior a 1000 km, de modo a evitar sistemas efêmeros.

Um aspecto importante que foi levado em conta nesse estudo é a influência do afunilamento do continente sul-americano em latitudes para o polo de  $30^\circ\text{S}$  e da presença da Cordilheira dos Andes sobre o rastreamento dos ciclones próximos à região sul desse continente. Em algumas situações, o algoritmo tende a conectar na mesma trajetória sistemas originários do Pacífico Leste (a oeste dos Andes) com sistemas do Atlântico Sudoeste (à sotavento da cordilheira), fazendo com que muitas das ciclogêneses características desta região sejam identificadas erroneamente como uma mera continuidade de ciclones provenientes do Pacífico Leste. Conforme discutido por Gramcianinov (2018), uma forma de solucionar esse problema é fornecer ao algoritmo um valor máximo de deslocamento entre dois pontos subsequentes na trajetória dos ciclones, especificamente para as regiões onde esse problema tende a ocorrer. Dessa forma, caso a distância entre duas posições subsequentes seja maior que o limiar máximo pré-definido, esses dois pontos não são conectados e, portanto, não farão parte do mesmo sistema ciclônico. Além disso, qualquer conexão entre baixas térmicas sobre os continentes com ciclogêneses ao longo das regiões costeiras, dentro da faixa de latitude de  $20^\circ\text{S}$  e  $30^\circ\text{S}$ , também deve ser inibida a partir da mesma técnica. Na prática, a Tabela 3.2 abaixo resume os valores de máximo deslocamento nas regiões onde diferentes padronizações são necessárias.

**Tabela 3.2** Deslocamento máximo (°) entre dois pontos subsequentes ao longo da trajetória dos ciclones para diferentes regiões da área de estudo. Adaptado de Gramcianinov (2018).

Faixa de longitude	Faixa de latitude	Deslocamento máximo (°)
0° - 360°	45°S - 90°S	6.5
0° - 360°	30°S - 45°S	6
285° - 295°	30°S - 45°S	1
295° - 360°	30°S - 45°S	6
0° - 360°	20°S - 30°S	4

O produto final do algoritmo de rastreamento fornece ao usuário o horário de cada posição do sistema desde a ciclogênese até a ciclólise, a respectiva posição em coordenadas geográficas e a vorticidade relativa correspondente à posição.

### 3.3 Características médias e outras estatísticas dos ciclones

Uma vez realizado o processo de identificação e rastreamento dos ciclones, o resultado do algoritmo possibilita calcular uma série de estatísticas a respeito das características gerais dos ciclones, como a duração, distância total percorrida, velocidade média, a densidade de ciclogêneses e ciclólises, entre outras estatísticas.

Sabendo que cada passo de tempo representa um intervalo de 6 horas, a duração dos sistemas é estimada a partir da razão entre o somatório total de passos de tempo do ciclone, em horas, pelo total de horas correspondente a um dia (24h).

A velocidade média é estimada conhecendo a duração do sistema e a distância entre cada passo de tempo subsequente ao longo da trajetória, calculada através da fórmula de Haversine (1):

$$d = 2r \arcsen\left(\sqrt{\sin^2\left(\frac{\varphi_2 - \varphi_1}{2}\right) + \cos(\varphi_1)\cos(\varphi_2)\sin^2\left(\frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2}\right)}\right) \quad (1)$$

onde:

$d$  é a distância entre dois pontos na superfície de uma esfera;  $r$  é o raio da Terra ( $\sim 6317$  km);  $\varphi_2 - \varphi_1$  é a diferença de latitude (em radianos) entre os dois pontos;  $\lambda_2 - \lambda_1$  (em radianos) é a diferença de longitude entre os dois pontos

Dessa forma, a velocidade média é estimada pela razão entre a somatória das distâncias a cada dois pontos subsequentes do ciclone (distância total percorrida) e o tempo total de duração.

A densidade de trajetórias é calculada contando para cada ponto de grade o número total de trajetórias que possuem algum ponto dentro de uma distância radial de  $5^\circ$  em torno do ponto de grade em questão (equivalente a uma área de  $10^6\text{km}^2$ ). Os cálculos da densidade de ciclogêneses e ciclólise são realizados da mesma forma, porém considerando apenas a primeira e última posição do ciclone, respectivamente.

### **3.4 Variáveis associadas aos ciclones**

Neste estudo optou-se por complementar as informações ao longo das trajetórias de ciclones adicionando três variáveis frequentemente associadas à passagem destes sistemas, sendo elas: taxa de precipitação, máxima velocidade do vento ao nível de 850 hPa e pressão ao nível médio do mar. Cada uma destas variáveis foi incorporada para cada posição dos ciclones ao longo de suas trajetórias. A taxa de precipitação associada ao ciclone foi calculada como a média da precipitação dentro de um raio de  $10^\circ$  em torno do centro do sistema. A máxima velocidade do vento corresponde ao máximo valor encontrado também em um raio de  $10^\circ$  em torno do centro. Por último, a pressão ao nível médio do mar associada ao ciclone representa o valor mínimo da variável em torno de  $5^\circ$  do centro, em cada posição do ciclone ao longo do seu ciclo de vida.

### **3.5 Considerações gerais e pré-processamento dos dados**

Os períodos de avaliação deste estudo correspondem ao período histórico (1979-2014), totalizando uma amostra de 36 anos para a caracterização do clima presente, e o período futuro (2070-2099) sob o cenário climático SSP5-8.5, correspondendo um total de 30 anos.

Como uma forma de padronizar os conjuntos de dados e tornar a comparação entre eles mais adequada, todos os conjuntos foram interpolados para uma grade comum de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Para as variáveis contínuas (componentes do vento, temperatura e umidade específica) foi aplicado um método de interpolação bilinear, enquanto que para o campo de precipitação uma interpolação conservativa foi utilizada. Para

variáveis descontínuas como a precipitação, este último método garante a conservação de massa (Hossain et al., 2021). Além disso, é importante salientar que a metodologia utilizada neste trabalho não permite distinguir ciclones extratropicais de ciclones tropicais e subtropicais, tampouco sistemas em transição extratropical-tropical e tropical-extratropical. No entanto, por motivos de simplicidade e adequação metodológica com demais estudos, assume-se como ciclones extratropicais (e, portanto, são retidos nesse trabalho) todos aqueles sistemas ciclônicos cuja gênese e ciclólise ocorrem ambos entre as latitudes de 20°S e 90°S.

### 3.6 Identificação de frentes frias e quentes

Da mesma forma como na identificação automática de ciclones, também não há um método objetivo, automático e universalmente aceito para a identificação e rastreamento de frentes atmosféricas. Parte do problema reside na inexistência de uma definição consensual e objetiva sobre esses sistemas, resultando em uma variedade de metodologias diferentes para a mesma finalidade (Thomas e Schultz, 2019; Hewson, 1998; Cavalcanti e Kousky, 2003; Cardozo et al., 2015, Sansom e Catto, 2022).

Mesmo após décadas de avanços nesse sentido, boa parte dos estudos recentes recuperam a metodologia proposta originalmente por Renard e Clarke (1965) e, mais tarde, refinada por Hewson (1998). Esses autores, compreendendo as zonas frontais como descontinuidades entre duas massas de ar nos campos de vento, temperatura, umidade e outras variáveis termodinâmicas, trabalharam com a perspectiva de que é possível conhecer a posição da frente na zona frontal identificando gradientes no campo de temperatura e umidade e, mais especificamente, através do cálculo do parâmetro frontal térmico (*PFT*).

Basicamente, as metodologias que se utilizam do cálculo do *PFT* para a identificação de frentes partem de uma variável termodinâmica conhecida ( $\tau$ ) em um determinado nível na atmosfera (por exemplo, temperatura potencial equivalente em 850 hPa); derivam uma quantidade diagnóstica baseada nessa variável, podendo ser o gradiente ou uma segunda derivada da variável; e por fim, delimitam os limites horizontais da zona frontal, a partir de uma série de limiares pré-definidos, que servirão para identificar a posição da linha da frente dentro da zona frontal (Renard;



Clarke, 1965; Hewson, 1998; Thomas; Schultz, 2019). Este método do *PFT*, aperfeiçoado por Hewson (1998), se mostrou bastante eficaz no estudo climatológico de frentes em inúmeros estudos recentes (Sansom e Catto, 2022; Dowdy e Catto, 2017; Thomas e Schultz, 2019; Soster e Parfitt, 2022; Hénin et al., 2019), de tal forma que é o método escolhido para aplicação neste trabalho.

Matematicamente, o *PFT* representa a derivada direcional do gradiente de  $\tau$  ao longo do seu próprio gradiente e se expressa a partir da seguinte fórmula:

$$PFT(\tau) = -\nabla|\nabla\tau| \cdot \left(\frac{\nabla\tau}{|\nabla\tau|}\right) \quad (2)$$

onde,

$$\nabla = i\frac{\partial}{\partial x} + j\frac{\partial}{\partial y}$$

O primeiro fator multiplicativo ( $\nabla|\nabla\tau|$ ) na fórmula (2) representa o gradiente da magnitude do gradiente de  $\tau$ , ou seja, a variação horizontal da magnitude do gradiente de  $\tau$ . O segundo fator ( $\frac{\nabla\tau}{|\nabla\tau|}$ ) é um vetor unitário e atua como um projetor do primeiro fator na direção do gradiente de  $\tau$ . Este vetor aponta na direção em que a temperatura está aumentando mais intensamente. O sinal negativo na fórmula assegura que os valores positivos de *PFT* representem o limite quente da zona frontal, onde comumente se assume como a localização da frente na zona frontal (Renard e Clarke, 1965; Jenkner et al., 2010; Schemm et al., 2015).

Dito isso, Thomas e Schultz (2019) discutem extensamente a respeito da melhor escolha da variável termodinâmica ( $\tau$ ) para o processo de identificação de frentes a partir do *PFT*. Cada opção apresenta vantagens e desvantagens, a depender da região de aplicação e do objetivo de estudo. De maneira geral, as variáveis mais frequentemente utilizadas são a temperatura potencial, a temperatura potencial equivalente e a temperatura potencial de bulbo úmido. Neste trabalho, foi escolhida a temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) como a variável termodinâmica  $\tau$  ao nível de 850 hPa, em conformidade com o nível de pressão escolhido para a identificação e rastreamento dos ciclones.

Algumas das vantagens de se utilizar a temperatura potencial equivalente são (Hewson, 1998; Thomas e Schultz, 2019):

a) os gradientes térmicos são mais destacado e intensos, tornando mais fácil a identificação de frentes fracas (principalmente sobre os oceanos, onde os gradientes de temperatura são menores quando comparado com o continente); e

b) é melhor conservada em processos adiabáticos úmidos, característicos de regiões com alta frequência de atividade frontal.

No entanto, é importante destacar que, uma vez que  $\theta_e$  permite incluir o campo de umidade na definição de uma frente atmosférica, gradientes de  $\theta_e$  podem ser resultado principalmente de gradientes de umidade, não indicando necessariamente a ocorrência de uma frente (Schemm et al., 2015; Thomas e Schultz, 2019).

Uma vez calculado o *PFT* a partir da variável termodinâmica mais apropriada aos objetivos do estudo, se faz necessário estabelecer condições de máscara para o campo do gradiente de  $\theta_e$  (através de um limiar mínimo  $K$ , onde  $|\nabla\theta_e| > K$ ). Essa máscara é utilizada para destacar as zonas baroclínicas (áreas de intensos gradientes horizontais de  $\theta_e$ ) e filtrar as regiões de maior potencial para a localização das frentes. É no interior destas regiões que é feita a busca pelos pontos frontais que irão compor a posição final da linha frontal, a partir de um critério de valor pré-definido para *PFT*.

Há uma frequente discussão sobre a definição do valor a ser utilizado para *PFT* que melhor posicione a linha de frente. Conforme já mencionado, uma frente se localiza, por definição, no limite quente da zona frontal, ou seja, onde *PFT* é positivo ou onde o gradiente de *PFT* é zero (Hewson, 1998; Berry et al., 2011). Na prática, no entanto, muitos autores escolhem localizar a frente onde o próprio *PFT* é zero, coincidindo com a região central da zona frontal, onde o gradiente de  $\tau$  é mais inclinado (Jenkner et al., 2010, Schemm et al., 2015) e que, frequentemente, insere a linha frontal próxima ao centro da superfície de precipitação (Schemm et al., 2015). Jenkner et al. (2010) discute com maiores detalhes a escolha de valores de *PFT* para a definição da posição das frentes. Neste trabalho, por questão de simplicidade e pelos motivos discutidos por Schemm et al. (2015), os pontos frontais são identificados para todo ponto de grade onde o valor de  $PFT(\theta_e) = 0$ .

É importante mencionar que a resolução espacial dos dados possui um papel decisivo na identificação das frentes pelo método do *PFT*, uma vez que o campo do gradiente de  $\theta_e$  costuma ter uma baixa razão sinal-ruído local (Jenkner et al., 2010).

O excesso de ruído dificulta a identificação de linhas frontais contínuas e suaves, podendo gerar muitos fragmentos frontais irregulares. Nesse sentido, é comum a aplicação de filtros de suavização sobre as variáveis de entrada no cálculo do *PFT* (Berry et al., 2011; Sansom e Catto, 2022; Jenkner et al., 2010; Hewson, 1998; Soster e Parfitt, 2022).

Sansom e Catto (2022) aplicaram um filtro de suavização baseado na média de 5 pontos sobre o campo de  $\theta_w$ , a partir de dados da reanálise ERA-Interim. Os autores encontraram que o comprimento e a consistência das linhas frontais aumentaram após a aplicação de algumas rodadas do filtro de suavização. No entanto, percebeu-se que após 6 a 10 rodadas, o efeito da suavização diminuiu, de tal forma que os autores optaram por um número ótimo de 8 aplicações em sequência do filtro de suavização. Desta forma, após uma série de testes realizados, optou-se pela aplicação de 3 rodadas do filtro de suavização pela média de 9 pontos, disponível como um operador no *Climate Data Operators* (CDO). É importante destacar que até o momento não há consenso na literatura sobre a aplicação de quaisquer métodos de pré-processamento dos dados para o método do *PFT*.

Uma série de testes foram realizados no intuito de identificar o limiar mínimo  $K$  (ou seja, o valor mínimo para  $|\nabla\theta_e|$ ) que melhor se ajusta às frentes identificadas manualmente em cartas sinóticas. Aqui, foi optado pela abordagem proposta por Sansom e Catto (2022), que procuraram definir o limiar mínimo de  $K$  com base em quantis. Os autores argumentam que é possível compreender fenômenos meteorológicos (como as frentes, por exemplo) como eventos que excedem um determinado percentil da distribuição climatológica da variável associada ao fenômeno (Sansom e Catto, 2022). Dessa forma, os autores definiram  $K$  como sendo o quantil 0.5 da distribuição climatológica de  $|\nabla\theta_w|$ , resultando em estruturas e posições de frentes bastante próximas às obtidas em cartas sinóticas. Assim, o mesmo quantil (porém para o campo de  $|\nabla\theta_e|$ ) foi aplicado neste estudo, se mostrando bastante satisfatório para a identificação de frentes no HS como será mostrado mais adiante. Tal abordagem procura fornecer uma maior objetividade e universalidade no processo de identificação de frentes, uma vez que os limiares são definidos a partir de uma referência climatológica.

Por fim, é possível ainda separar as frentes identificadas em frentes frias e quentes a partir da velocidade estimada da frente, dada pela seguinte fórmula (Jenkner, et al. 2010):

$$V_f = V_h \cdot \frac{\nabla PFT}{|\nabla PFT|} \quad (3)$$

onde,

$$V_h = u_i + v_j$$

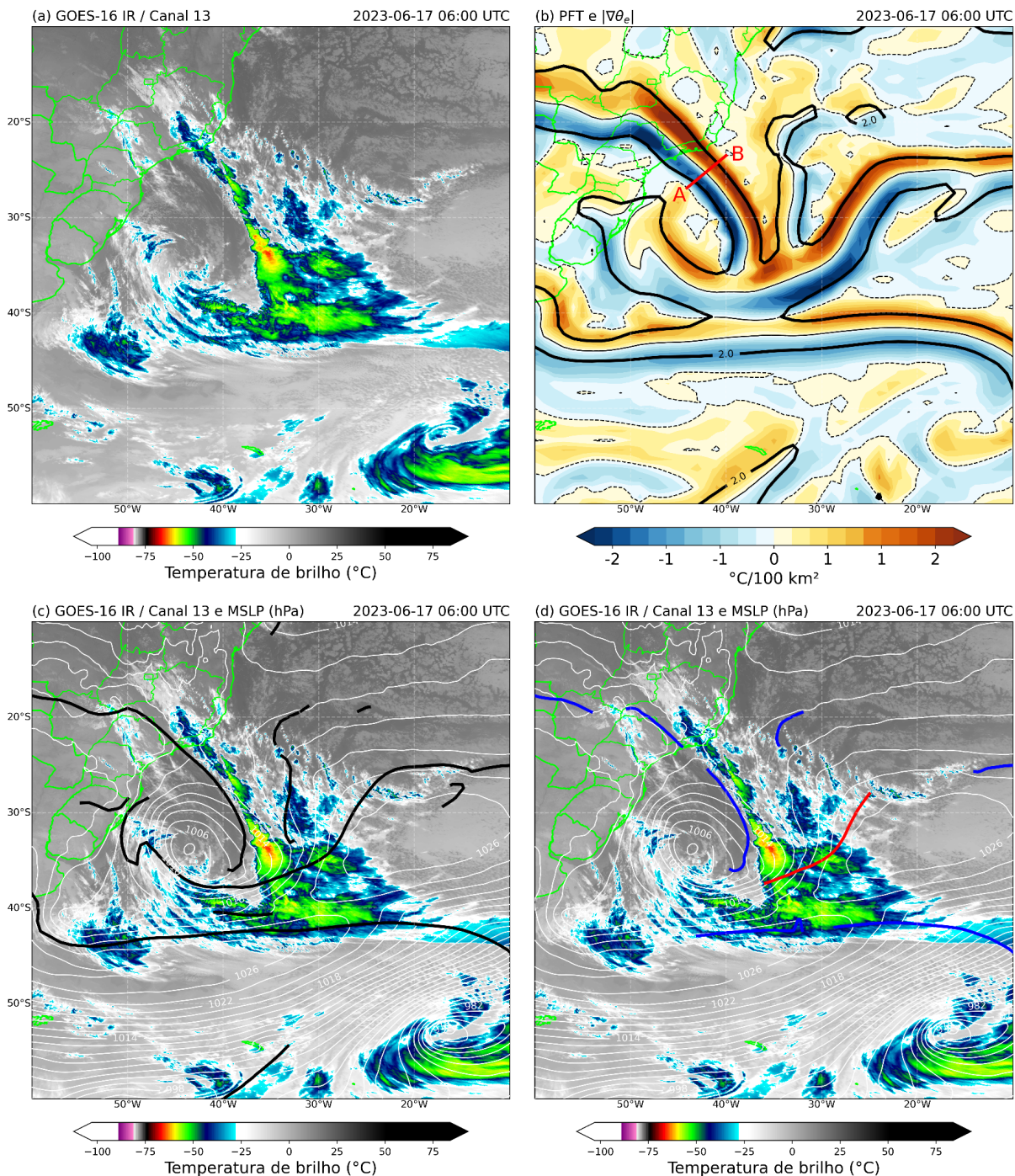
Dessa maneira, as frentes são interpretadas como objetos em advecção pelo escoamento atmosférico (Hénin, et al 2019, Jenkner, et al. 2010). Valores positivos de  $V_f$ , representando a velocidade estimada da frente, indicam advecção da provável frente na mesma direção do gradiente térmico (em direção ao ar quente), caracterizando então uma frente fria. Valores negativos indicam advecção em direção ao ar frio e, portanto, uma frente quente. Onde  $V_f = 0$  ou próximo de zero sugere a presença de frente estacionária. Frentes oclusas não são distinguidas por este método.

Não obstante, tendo como interesse identificar apenas os sistemas frontais que podem estar associados ao desenvolvimento dos ciclones em superfície, se preferiu não manter nas análises quaisquer pontos frontais que possam estar relacionados à presença de frentes estacionárias. Nesse sentido, após uma série de testes realizados, um limiar mínimo de  $V_f = \pm 1.5 \text{ m/s}$  foi aplicado, em concordância com outros estudos (Berry et al., 2011; Sansom e Catto, 2022; Soster e Parfitt; 2022). Por fim, um filtro adicional foi aplicado, retendo todas as frentes identificadas que apresentaram um comprimento mínimo de 500 km (Schemm et al., 2015; Soster e Parfitt, 202).

### 3.7 Validação do algoritmo de identificação de frentes

A Figura 3.1 ilustra a aplicação do algoritmo de identificação de frentes para um evento de ciclone extratropical atuante próximo à costa do Brasil no dia 17 de Junho de 2023 às 06 UTC. A imagem do canal infravermelho (canal 13) do satélite GOES-16 mostra uma banda de nebulosidade (menores valores de temperatura de

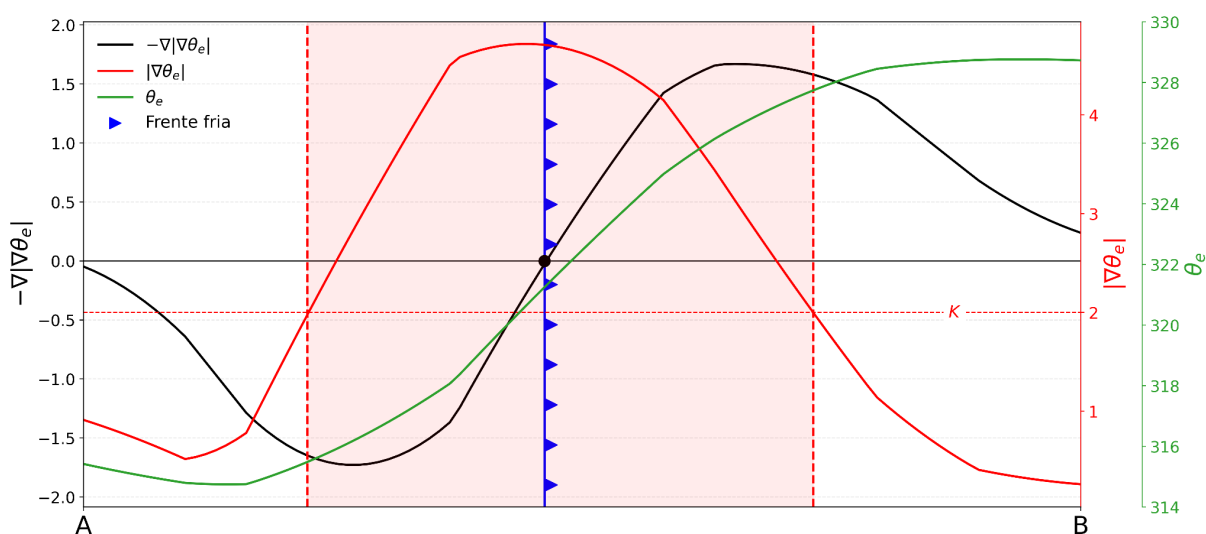
brilho) se estendendo do oceano à região sudeste do Brasil, relacionada à passagem da frente fria associada ao ciclone (Fig. 3.1a).



**Figura 3.1** Exemplo de aplicação do algoritmo de identificação de frentes em 17 de junho de 2023 às 06 UTC. Imagem do canal infravermelho (canal 13) do satélite GOES-16 (a,c,d); (b) campo de  $PFT$  (sombreado),  $|\nabla\theta_e|$  (linhas sólidas grossas pretas). As linhas finas pretas tracejadas indicam onde  $PFT = 0$ ; as linhas finas pretas contínuas indicam onde  $PFT = 0$  e  $|\nabla\theta_e| > K$ ; a linha sólida vermelha indica o transecto A-B; (c) linhas frontais preliminares

(linhas pretas) e MSLP (linhas brancas); (d) frentes frias e quentes definitivas (linhas azuis e vermelhas, respectivamente) e MSLP (linhas brancas).

As Figuras 3.1b-d permitem visualizar como é realizada a identificação e extração das linhas frontais a partir dos campos de  $PFT$  e de  $|\nabla\theta_e|$ . O primeiro passo consiste em localizar as regiões onde  $|\nabla\theta_e| > K$ . Na Figura 3.1b, essas áreas se encontram delimitadas pelos contornos pretos mais espessos e englobam as regiões com os gradientes térmicos mais intensos, sendo consideradas as zonas baroclínicas identificadas pelo algoritmo. O próximo passo é encontrar onde o campo de  $PFT$  é zero. O transecto A-B (linha sólida vermelha) na Figura 3.1b e detalhado esquematicamente na Figura 3.2 tem como objetivo ilustrar esta busca e ajudar a entender a relação entre as distribuições dos principais campos relativos ao cálculo do  $PFT$  e a definição da posição da linha de frente dentro da zona frontal.



**Figura 3.2** Distribuição esquemática dos campos relativos ao cálculo do PFT ao longo do transecto A-B e definição da posição das linhas frontais.

A linha tracejada vertical vermelha representa os limites externos da zona baroclínica (sombreado vermelho) onde  $K = Q_{0.5}[|\nabla\theta_e|]$ . Neste caso em questão,  $K = 2K/100km$  e é representado pela linha tracejada horizontal vermelha. A busca por  $PFT = 0$  é realizada no interior desta zona e pode ser visualizada pela distribuição do primeiro fator da fórmula de  $PFT$  ( $\nabla|\nabla\theta_e|$ ), representada pela linha sólida preta no gráfico. Observa-se que, neste transecto específico,  $\nabla|\nabla\theta_e|$  atinge um pico de mínima logo após entrar na zona baroclínica, seguido por um aumento

constante até o pico de máxima, pouco antes do limite externo à direita da zona baroclínica. Ao longo do transecto A-B,  $\nabla|\nabla\theta_e|$  cruza a região de transição entre os valores negativos e positivos, ou seja, onde  $\nabla|\nabla\theta_e| = 0$ . Este é o ponto que o algoritmo identifica como um dos vários pontos que irá configurar a linha de frente (linha azul com triângulos representando uma frente fria, apenas como exemplo). É interessante observar que a posição onde  $\nabla|\nabla\theta_e| = 0$  coincide aproximadamente com o pico de máximo  $|\nabla\theta_e|$  dentro da zona frontal.

Na Figura 3.1b., as linhas tracejadas pretas indicam o limite entre os valores positivos e negativos do campo de  $PFT$  (onde  $PFT = 0$ ). No entanto, novamente, não basta que  $PFT$  seja zero, mas que esta condição ocorra em conjunto com a condição  $|\nabla\theta_e| > K$ , onde  $K = Q_{0,5}[|\nabla\theta_e|]$ . A combinação dessas duas condições é representada pela linha preta sólida fina e irá representar as linhas frontais preliminares dispostas na Figura 3.1c. Nessa etapa do processo, nenhuma avaliação sobre o tipo de frente ou filtro relativo ao comprimento frontal é feita.

Após a identificação preliminar das linhas frontais, é realizada a filtragem com base na velocidade estimada da frente ( $V_f$ ), de maneira a classificar a linha frontal como uma frente fria ou uma frente quente. Por fim, um último filtro é aplicado no intuito de excluir linhas frontais com comprimento inferior a 500 km. O resultado final da aplicação do algoritmo é apresentado na Fig. 3.1d e mostra as frentes frias e quentes associadas ao ciclone extratropical na costa do Brasil, além de frentes associadas a um segundo ciclone no canto inferior direito da imagem. Nota-se que as linhas frontais definitivas identificadas pelo algoritmo (Fig. 3.1d) apresentam comprimentos inferiores (ou se apresentam com descontinuidades) às linhas frontais preliminares (Fig. 3.1c). Isto ocorre devido à aplicação do filtro de  $V_f$ , onde determinados segmentos das linhas frontais preliminares apresentam velocidades de propagação inferiores aos limiares previamente definidos para  $V_f$ . Estes segmentos são, portanto, descartados, e podem dar origem a um aspecto descontínuo à linha frontal.

## 3.8 Precipitação associada aos CExt e frentes

### 3.8.1 Atribuição da precipitação aos CExt

O processo de atribuição da precipitação a um determinado ciclone ou frente atmosférica demanda a delimitação de áreas de influência para cada um desses sistemas, pressupondo que toda a precipitação no interior destas áreas é um produto direto da atuação destes sistemas. No entanto, uma limitação prática se impõe: não há, até o momento, uma definição consensual dos limites físicos e dinâmicos da influência de um ciclone ou de uma frente sobre o meio. Os diferentes métodos para a estimativa das dimensões espaciais destes sistemas são bastante condicionados pelos objetivos específicos e viabilidade prática de/em cada estudo (Patoux et al., 2009).

Para a estimativa do tamanho dos ciclones extratropicais, Rudeva e Gulev (2007) propuseram um método baseado na derivada radial do campo de MSLP em 36 transectos (1 transecto a cada  $10^\circ$ ) em torno do centro do ciclone. O método consiste em compreender a variação do campo de MSLP em torno do ciclone como uma medida do seu tamanho. Partindo do mesmo princípio, Patoux et al (2009) mostraram que uma estimativa simples do raio do ciclone é dada pela média das distâncias radiais, a partir do centro, onde o gradiente de MSLP decai para um valor previamente estabelecido após atingir seu valor máximo ao longo do transecto. Esta abordagem oferece maior garantia de que o círculo médio estimado em torno do centro do ciclone (ou seja, seu tamanho) englobe a maior parte das isóbaras fechadas (Patoux et al., 2009).

Por outro lado, é bastante comum a utilização de um raio de influência fixo pré-definido, principalmente em estudos que buscaram avaliar a precipitação associada aos ciclones (Hawcroft et al., 2012; Booth et al., 2018; Zappa et al., 2015), assumindo valores em torno de  $10^\circ$  a  $12^\circ$  a partir do centro do ciclone. Apesar de consideravelmente mais simples e prática de ser aplicada em grandes conjuntos de dados, esta abordagem parte do pressuposto de que o tamanho do ciclone é constante ao longo do ciclo de vida, de maneira que a variabilidade temporal do tamanho e, conseqüentemente, da área de influência do ciclone seja desprezada.

Assim sendo, este estudo procurou adaptar o método proposto por Patoux et al. (2009) para sua devida aplicação na atribuição da precipitação associada aos

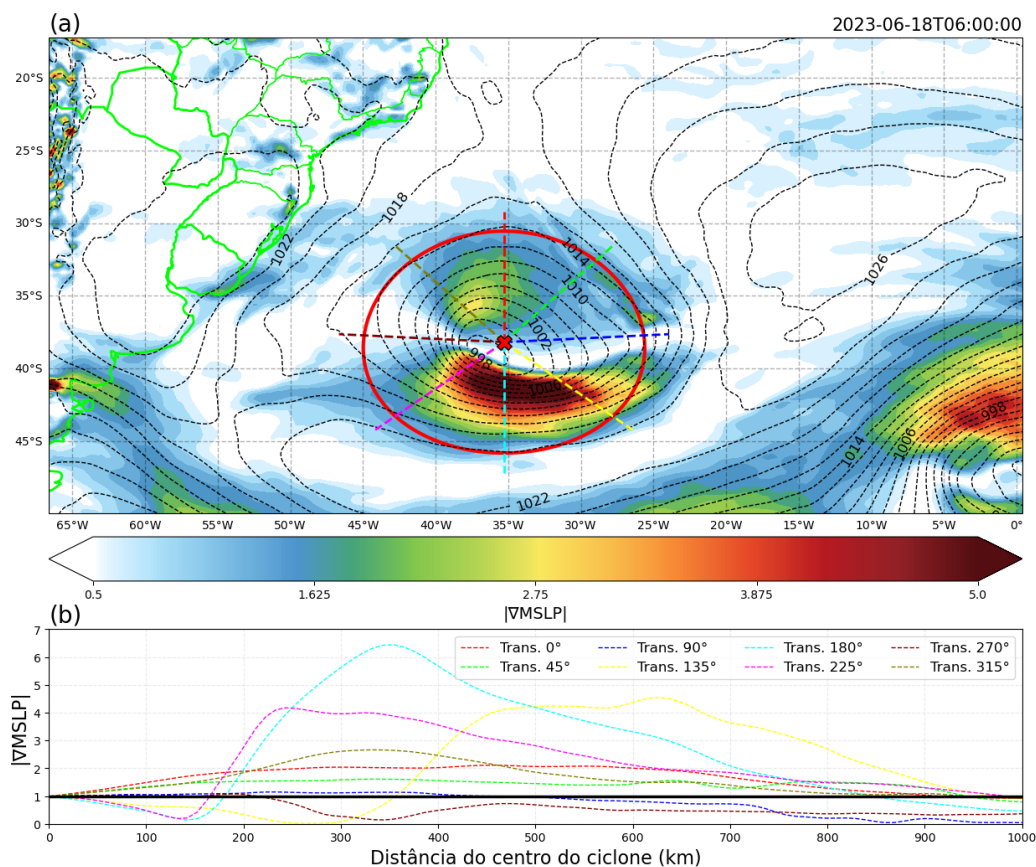


ciclones no HS. Um exemplo do resultado da aplicação do método de estimativa do raio do ciclone é ilustrado na Figura 3.3. É possível observar uma faixa de máxima magnitude do gradiente de MSLP ( $|\nabla P_{mslp}|$ ) ao sul do centro do ciclone (demarcado com X vermelho sobre a posição da máxima vorticidade ciclônica) e uma segunda faixa de menor magnitude, a noroeste (Fig. 3.3a). Foi avaliada a  $|\nabla P_{mslp}|$  ao longo de oito transectos (1 transecto a cada  $45^\circ$ ) em torno do centro dos ciclones (Fig. 3.3b). Cada transecto possui um comprimento de 1000 km, a partir do qual será procurada a distância (em relação ao centro) onde  $|\nabla P_{mslp}| < 1.0 \times 10^{-5} \text{ hPa m}^{-1}$ , logo após o valor máximo de  $|\nabla P_{mslp}|$  no transecto. Se após o comprimento total do transecto não forem encontradas as condições acima, assume-se que a distância é o próprio comprimento do transecto (1000 km). O limiar de  $|\nabla P_{mslp}|$  foi definido após uma série de testes procurando o valor que melhor engloba a maioria das isóbaras fechadas do ciclone. Uma vez identificada a distância em cada um dos 8 transectos, o raio definitivo  $R$  para cada posição do ciclone é definido pela média quadrática das 8 distâncias encontradas, dada pela fórmula:

$$R = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N r_i^2}{N}} \quad (4)$$

onde  $r$  é a distância em relação ao centro do ciclone em cada transecto que satisfaz as condições mencionadas acima e  $N$  é o número total de transectos.

O tamanho do ciclone é ilustrado por um círculo vermelho na Fig. 3.3a e a distorção do círculo é decorrente da projeção cilíndrica equidistante aplicada na construção do mapa.



**Figura 3.3** Exemplo de aplicação do método de estimativa do raio dos ciclones utilizado neste estudo. (a) distribuição de  $|\nabla P_{mslp}|$  (sombreado colorido) e MSLP (linhas de contorno pretas); linhas tracejadas coloridas representam os 8 transectos aplicados para a estimativa do raio; o X vermelho representa o centro do ciclone (em  $\zeta_{850}$ ). (b) perfis horizontais do campo de  $|\nabla P_{mslp}|$  ao longo dos transectos aplicados.

Uma vez delimitado o tamanho do ciclone em cada passo de tempo, toda a precipitação acumulada em 6h compreendida no seu interior é associada aos CExt (exceto quando houver a sobreposição das áreas de influência dos CExt com as das frentes, discutida mais adiante). Os dados de precipitação acumulados em 6h são centrados no tempo. Isto significa que para cada CExt identificado às 12Z, por exemplo, a precipitação associada ao ciclone será equivalente ao acumulado entre os horários 09-12Z e 12-15Z, de modo a lidar com o deslocamento dos sistemas no espaço-tempo. Dessa forma, para um determinado sistema identificado em um passo de tempo  $t$ , a precipitação acumulada associada é relativa a  $t \pm 3h$ .

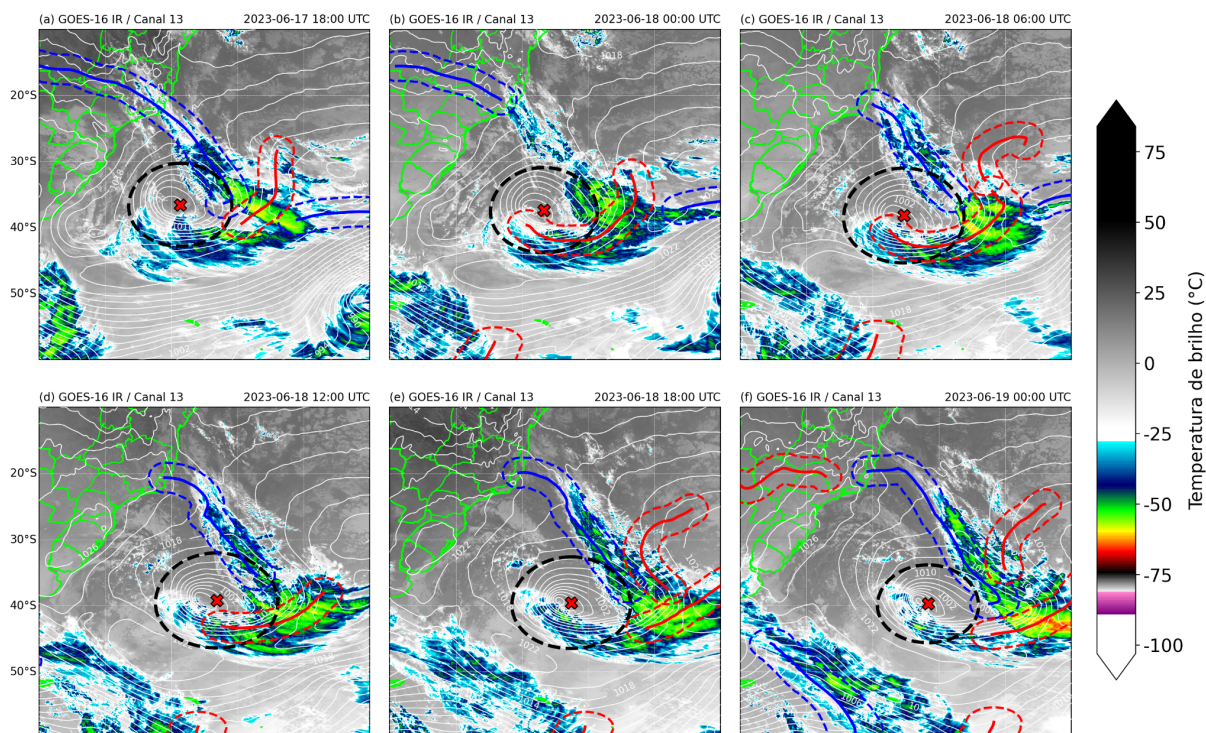
### 3.8.2 Atribuição da precipitação às frentes

As frentes produzem e influenciam o campo de precipitação para além da sua posição espacial imediata. Nesse sentido e em semelhança com a metodologia proposta por outros autores (Berry et al., 2011; Catto et al., 2012; 2013; Utsumi et al., 2016), a extração da precipitação associada às frentes frias e quentes é realizada da seguinte maneira: para cada passo de tempo, o algoritmo associa toda a precipitação acumulada presente no interior da área de influência das frentes, definida como a região que engloba uma distância perpendicular de  $2.5^\circ$  em torno da linha frontal, à frente fria ou quente.

Além das frentes associadas aos CExt que se estendem a uma maior distância do centro do ciclone, é frequente a ocorrência de linhas frontais muito próximas ao seu núcleo, de tal forma que a precipitação contida no centro do CExt pode compreender uma parcela que está diretamente relacionada à zona frontal e levar a erros na atribuição da precipitação associada aos centros dos ciclones. Por simplicidade, em todos os pontos de grade onde há a sobreposição das linhas frontais com os CExt, a precipitação associada é dividida igualmente entre os sistemas sobrepostos. O mesmo vale para a sobreposição entre os diferentes tipos de frentes.

A Figura 3.4 permite visualizar a disposição espacial das áreas de influência das diferentes estruturas associadas a um ciclone extratropical típico no HS, ao mesmo tempo que permite acompanhar suas progressões no tempo. Dessa forma é possível entender melhor como a atribuição da precipitação associada aos CExt, frentes frias e quentes ocorre na prática a partir do método proposto neste estudo.

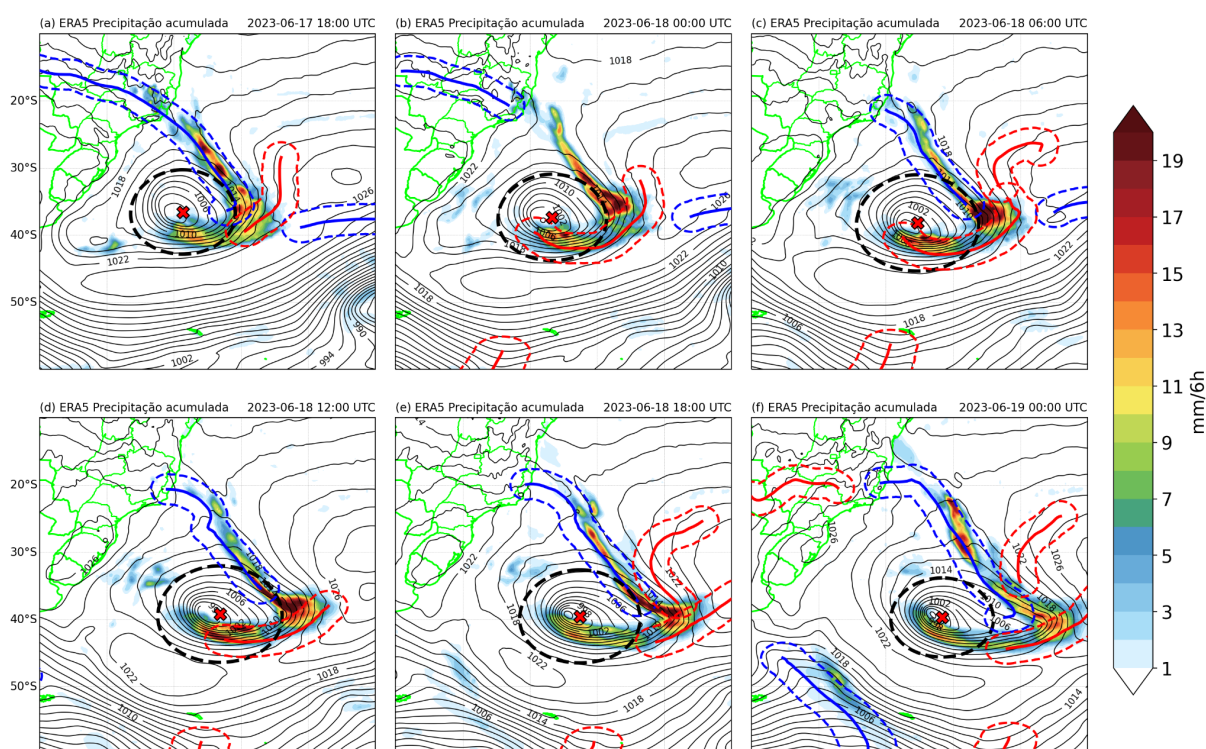
Às 18 UTC do dia 17, o algoritmo identifica uma frente fria (linha sólida azul) bastante extensa associada ao ciclone extratropical sobre o Atlântico Sul, assim como uma frente quente (linha sólida vermelha) de menor extensão à leste do centro de baixa pressão (Fig. 3.4a). As áreas de influência estimadas para cada sistema são representadas em linhas tracejadas. É possível notar que ambas as frentes possuem suas áreas de influência sobre as bandas de nebulosidade, porém, a frente fria aparenta estar mais alinhada do que a frente quente. Além disso, uma parcela da nebulosidade se encontra no interior da área de influência do CExt, ao longo do setor sul do núcleo.



**Figura 3.4** Distribuição das áreas de influência associadas ao CExt (linha tracejada preta), frente fria (linha tracejada azul) e quente (linha tracejada vermelha) ao longo de um evento de ciclone extratropical próximo à costa do Brasil sobrepostas às imagens do canal infravermelho (canal 13) do satélite GOES-16. As linhas sólidas azuis e vermelhas representam as posições das frentes frias e quentes, respectivamente. O centro do ciclone (em  $\zeta_{850}$ ) é representado por um X vermelho. Linhas de contorno brancas representam o campo de MSLP (hPa).

Às 00 UTC do dia 18, um segmento da frente fria sobre o oceano não é identificado pelo algoritmo (Fig. 3.4b). Isso se deve porque o algoritmo identificou na região  $|\nabla\theta_e| \leq K$ , ou seja, o limiar mínimo exigido para  $K$  não foi satisfeito. Além disso, observa-se no passo de tempo posterior (06 UTC do dia 18) uma linha frontal quente próxima ao centro de alta pressão a nordeste do CExt (Fig. 3.4c), caracterizando uma posição e orientação bastante anômalas para o padrão típico de uma frente quente. Esta linha frontal reaparece nas Figuras 3.4e,f. Estes resultados demonstram algumas das limitações oriundas de certa subjetividade intrínseca ao método e a necessidade de múltiplos testes de sensibilidade em relação aos limiares escolhidos, no intuito de atingir a melhor configuração final para os objetivos em questão. De maneira geral, o algoritmo apresentou um desempenho satisfatório na identificação das frentes frias ao longo da sequência de eventos apresentados, mas uma maior dificuldade na representação das frentes quentes.

A configuração espacial das diferentes áreas de influência irá definir a quantidade de precipitação associada a cada sistema e pode ser observada na Figura 3.5, a partir de dados de precipitação da reanálise ERA5. Nota-se que uma parcela considerável da precipitação acumulada centrada às 18 UTC do dia 17 se encontra sob a área de influência da frente fria (Fig. 3.5a). Uma segunda parcela se encontra sob a frente quente e uma terceira no interior do CExt. É possível perceber ainda que existem regiões de sobreposição entre os sistemas. Nestes casos, conforme explicado anteriormente, a precipitação nos pontos de grade é dividida igualmente entre os sistemas sobrepostos.



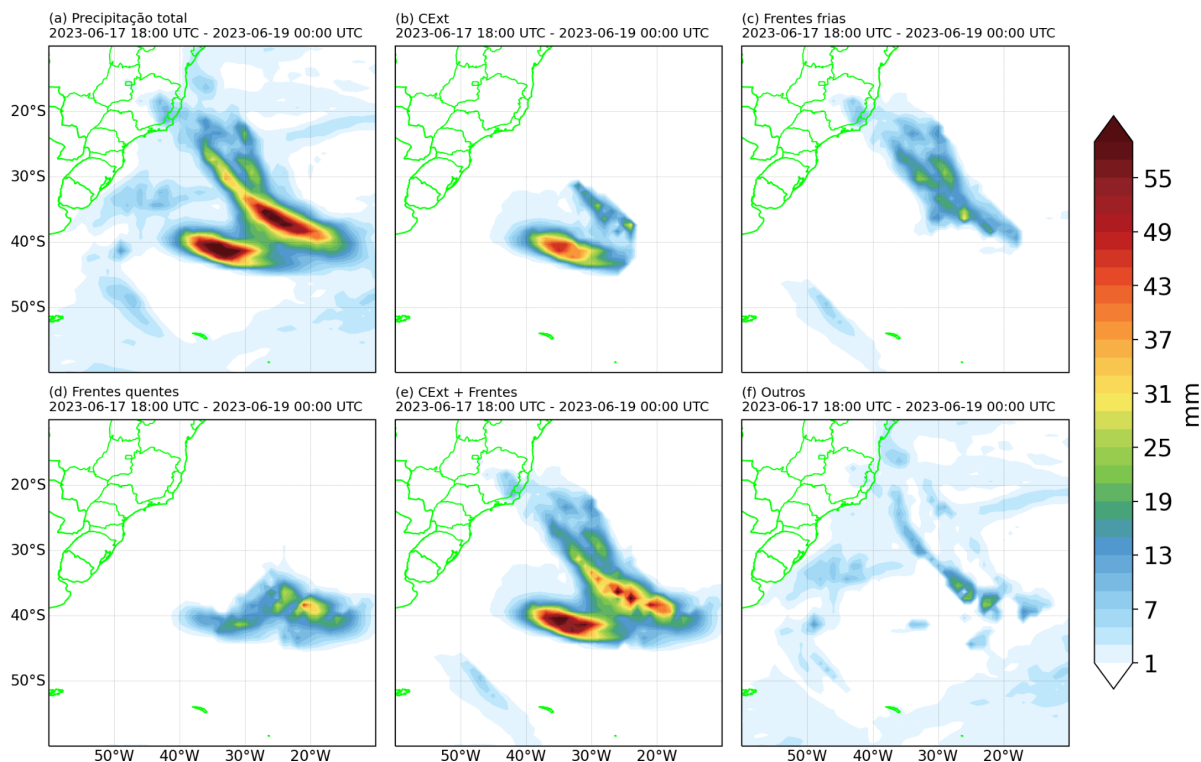
**Figura 3.5** Disposição das áreas de influência associadas ao CExt (linha tracejada preta), frente fria (linha tracejada azul) e quente (linha tracejada vermelha) sobre a distribuição da precipitação acumulada de 6h, provenientes da ERA5, durante o evento de ciclone extratropical próximo à costa do Brasil. Linhas de contorno pretas representam o campo de MSLP (hPa).

Às 00 UTC do dia 18, a ausência de um segmento da frente fria reflete em uma não captura da precipitação que ocorre ao norte e nordeste do CExt pela frente fria (Fig. 3.5b). Por outro lado, a frente quente se apresenta em maior extensão e mais alinhada ao padrão de nebulosidade ao sul e sudeste do CExt, refletindo em uma maior atribuição da precipitação nesse setor (Fig. 3.5b). Interessante observar

que o raio da área de influência do CExt parece não ter sofrido alterações visíveis entre os dois passos de tempo.

Por fim, às 06 UTC do dia 18, a frente fria próxima ao CExt volta a ser identificada pelo algoritmo, porém em menor extensão. Nesse horário, ambas as linhas frontais se encontram bem alinhadas com as superfícies de nebulosidade e precipitação (Fig. 3.4c e Fig. 3.5c). A partir deste horário, o algoritmo acaba não identificando a continuidade da frente fria sobre o continente como nos horários anteriores.

O total da precipitação acumulada ao longo do período e aquelas associadas a cada um dos sistemas separadamente são mostrados nas Figuras 3.6a e 3.6b-f. Percebe-se que do total acumulado (Fig. 3.6a), uma parcela considerável é atribuída ao ciclone (CExt), com acumulados superando 40 mm (Fig. 3.6b). Uma extensa área ao norte/nordeste do ciclone apresenta precipitação associada à frente fria de maneira mais distribuída, atingindo acumulados de menor magnitude (Fig. 3.6c). A frente quente foi predominante para a precipitação localizada no setor sul/sudeste do CExt, com acumulados superiores a 30 mm (Fig. 3.6d). Quando avaliado o CExt em conjunto com as frentes (CExt + frentes), o acumulado de precipitação resultante se mostrou bastante próximo à precipitação total para o período (Fig. 3.6e e Fig. 3.6a). Toda a precipitação não capturada pelo algoritmo é apresentada na Fig. 3.6f, e foi associada à categoria Outros. Nota-se que parte dessa precipitação se apresenta como resíduos não capturados pelo algoritmo, devido a falhas pontuais na identificação contínua das linhas frontais. No entanto, de maneira geral o método aqui proposto para a atribuição da precipitação associada aos CExt e frentes se mostrou satisfatório para os objetivos deste estudo.



**Figura 3.6** Precipitação acumulada total e por categoria de sistema referente ao período de 17-06-2023 18 UTC à 19-06-2023 00 UTC. Precipitação total (a). Precipitação atribuída: ao CExt (b); às frentes frias (c); às frentes quentes (d); ao CExt + frentes (e); e à categoria Outros (f).

### 3.8.3 Avaliação das contribuições relativas

As contribuições relativas da precipitação associada aos CExt, frentes frias e frentes quentes foram calculadas a partir da simples divisão entre a precipitação acumulada resultante de cada categoria e a precipitação total. Toda a precipitação não atribuída pelo algoritmo a nenhuma das três categorias anteriores foi considerada como relacionada a outros fenômenos e sistemas atmosféricos, compondo a categoria Outros. Dito isso, a contribuição relativa ( $C$ ) à cada tipo de sistema é dada por:

$$C_i = \frac{P_i}{P_{CExt} + P_{FF} + P_{FQ} + P_O} \quad (5),$$

onde:  $i$  indica a categoria do sistema meteorológico;  $P_i$  é a precipitação associada à categoria;  $P_{CExt}$ ,  $P_{FF}$ ,  $P_{FQ}$  e  $P_O$  representam a precipitação associada aos CExt, à frente fria, à frente quente e à categoria outros, respectivamente.



# CAPÍTULO 4

## CLIMATOLOGIA DE CICLONES

### EXTRATROPICAIS NO HS

#### 4.1 Ciclones no clima presente: ERA5 e CMIP6

##### 4.1.1 Frequência e estatísticas gerais

A Tabela 4.1 apresenta as estatísticas de frequência dos ciclones no HS e em cada bacia oceânica durante as estações de inverno (JJA) e verão (DJF). Estas últimas frequências correspondem ao número de ciclones que apresentaram gênese dentro dos limites de cada oceano, desconsiderando a ocorrência de migração do ciclone para qualquer outro oceano ao longo do seu ciclo de vida.

**Tabela 4.1** Frequência total e média sazonal de ciclones no HS e por bacia oceânica do CMIP6 e ERA5 para as estações de inverno (JJA) e verão (DJF) no período presente (1979-2014). As médias são acompanhadas dos respectivos desvios-padrão.

Oceano	CMIP6 (1979-2014)				ERA5 (1979-2014)			
	JJA		DJF		JJA		DJF	
	Total	Média sazonal	Total	Média sazonal	Total	Média sazonal	Total	Média sazonal
<b>Todos</b>	16851.4	468.1 ± 19.1	11581.2	330.9 ± 19.1	17335	481.5 ± 18.5	12578	359.4 ± 14.6
<b>Atlântico</b>	3977.2	110.5 ± 7.2	3037.8	86.8 ± 8.7	4037	112.1 ± 7.3	3231	92.3 ± 6.9
<b>Índico</b>	4690.8	130.3 ± 9.1	3256.8	93.1 ± 11.5	4730	131.4 ± 9.4	3379	96.5 ± 8.5
<b>Pacífico</b>	4911.4	136.4 ± 9.0	3468.6	99.1 ± 9.8	4935	137.1 ± 9.1	3703	105.8 ± 9.3
<b>Antártico</b>	3272.0	90.9 ± 10.9	1818.0	51.9 ± 13.5	3633	100.9 ± 12.4	2265	64.7 ± 10.2

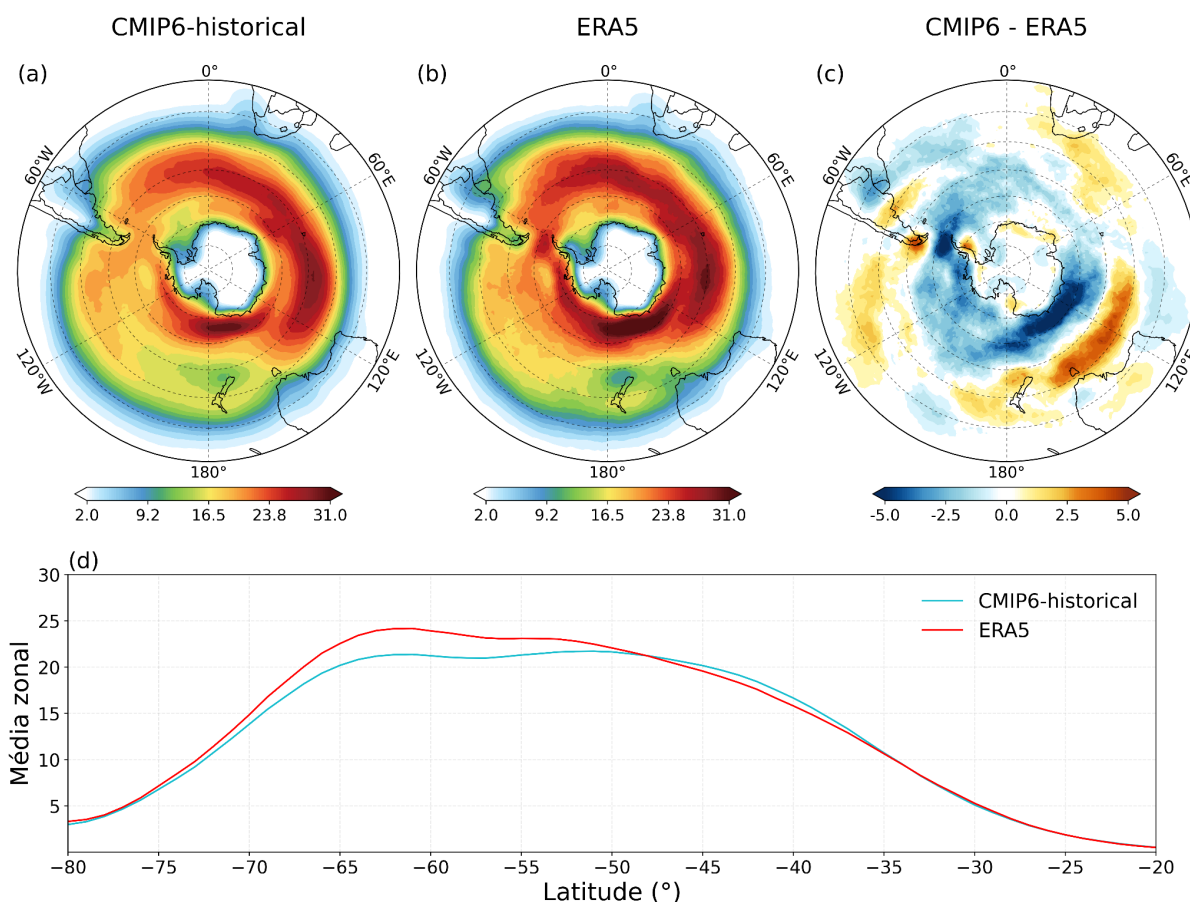
Na média do conjunto do CMIP6 (daqui para frente referido apenas como CMIP6), o inverno registrou um total de 16851.4 ciclones ao longo de todo o HS para o simulado histórico de 1979-2014, resultando em uma média sazonal de 468.1 ± 19.1 ciclones. Em contraste, o verão apresentou um total de 11581.2 ciclones e média de 330.9 ± 19.1 por inverno. Na reanálise ERA5, o inverno contou com um total de 17335 ciclones, com uma média anual de 481.5 ± 18.5, e o verão registrou 12578 ciclones e média de 359.4 ± 14.6 por ano. Esses números fornecem uma

visão abrangente da frequência de ciclones em ambos os conjuntos de dados, destacando uma tendência de maior ocorrência durante a estação de inverno em comparação com o verão. No CMIP6, o total de ciclones identificados foi cerca de 45% maior no inverno em relação ao verão, enquanto que na ERA5 essa diferença percentual foi de 38%. Essas variações indicam uma considerável sazonalidade da atividade ciclônica no HS, também encontrada em outros estudos (Priestley et al., 2020; Simmonds e Keay, 2000; Sinclair, 1995; Ulbrich et al., 2009).

Quando analisado por bacia oceânica, o CMIP6 mostrou uma frequência média de ciclones bastante similar em relação à ERA5 durante o inverno em todos os oceanos, com exceção do Oceano Antártico. O Pacífico Sul apresentou o maior número total de ciclones em ambas as estações, enquanto que a menor ocorrência de ciclones ocorreu no Oceano Antártico. Conforme mencionado anteriormente, a maior diferença no número total de ciclones entre o conjunto do CMIP6 e a ERA5 ocorre no Oceano Antártico (diferenças de 361 e 447 ciclones no inverno e verão, respectivamente). Possíveis explicações para este resultado serão discutidas mais adiante neste trabalho. De maneira geral, as médias sazonais entre o CMIP6 e ERA5 se mostraram bastante semelhantes.

#### **4.1.2 Distribuição espacial**

Em termos quantitativos, o CMIP6 obteve um bom desempenho na representação da frequência de ciclones ao longo do HS quando comparado à reanálise, cabendo avaliar também a distribuição espacial desses sistemas. Com esse objetivo, a densidade média de trajetórias de ciclones durante o inverno e verão, assim como as diferenças entre o CMIP6 e a ERA5, são apresentadas nas Figuras 4.1 e 4.3



**Figura 4.1** Densidade de trajetórias de ciclones para a estação de inverno: (a) CMIP6; (b) ERA5; (c) diferença entre CMIP6 e ERA5; (d) média zonal da densidade de trajetórias para o CMIP6 (linha azul) e ERA5 (linha vermelha). Unidade de densidade: ciclones por  $10^6\text{km}^2$  por estação.

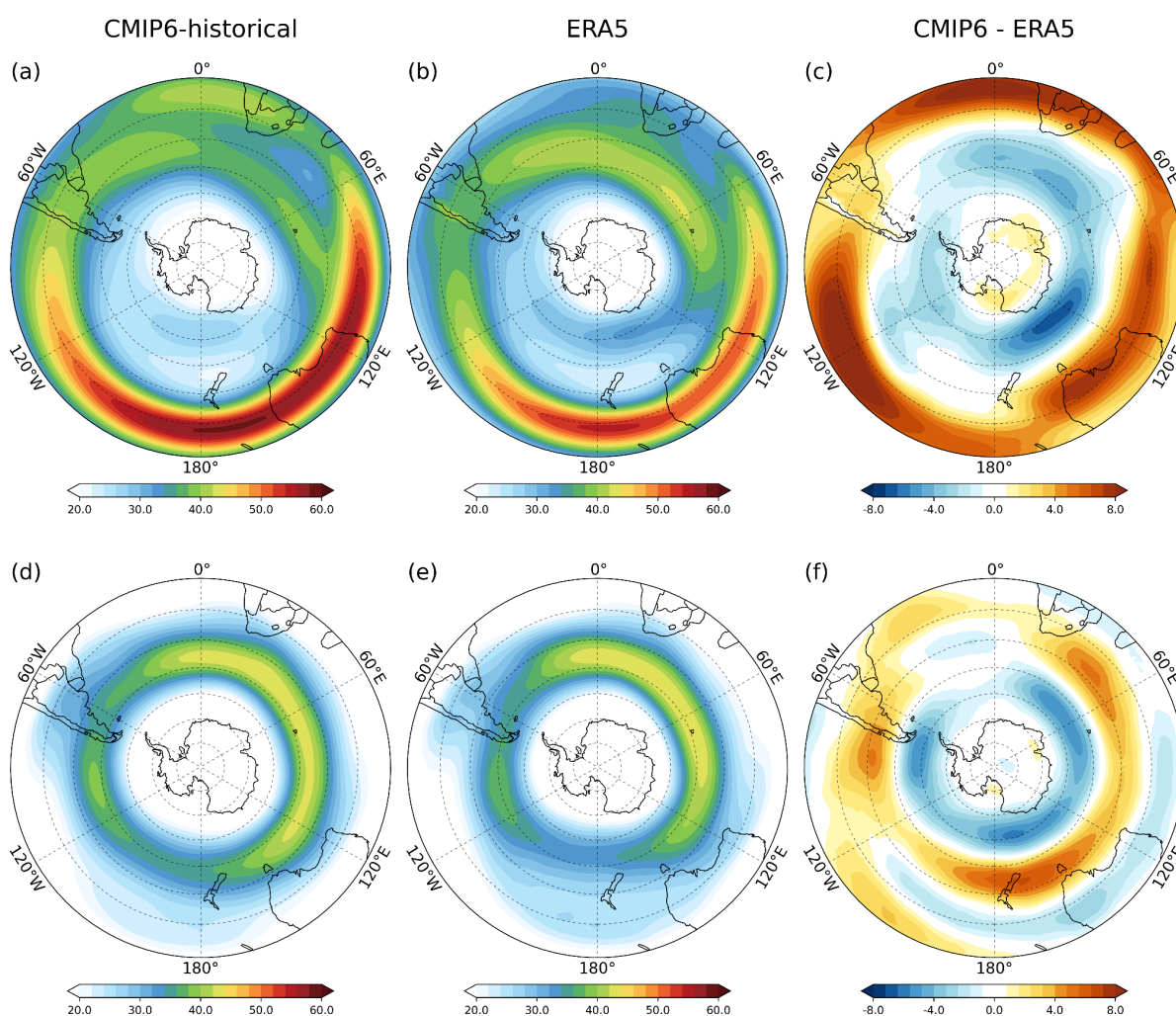
Durante o inverno, duas grandes áreas distintas de máxima densidade podem ser observadas em ambos os conjuntos, caracterizando as zonas preferenciais e mais intensas de trajetórias de ciclones extratropicais no HS (Fig. 4.1a). A primeira se estende zonalmente do leste do Atlântico Sul até o extremo leste do Oceano Índico, situada entre as latitudes de  $40^\circ\text{S}$  e  $60^\circ\text{S}$ . Ambos os conjuntos de dados identificam essa região, com valores de densidade entre 20 e 30 sistemas/ $10^6\text{km}^2$ .inverno sendo comumente encontrados. A segunda região, localizada no Oceano Antártico, abrange as longitudes aproximadas de  $120^\circ\text{E}$  à  $160^\circ\text{E}$  e apresenta uma concentração de ciclones ainda maior ( $> 31$  ciclones/ $10^6\text{km}^2$ .inverno $^{-1}$ ) em comparação à primeira região, caracterizando-se como a região de maior densidade de trajetórias em todo o HS durante o inverno.

No Atlântico Sul, a ERA5 mostra uma alta concentração de sistemas em médias latitudes que se estende em direção ao Oceano Índico (Fig. 4.1b). A partir

desta região, a distribuição da densidade de trajetórias passa a apresentar uma feição de espiral em direção à costa antártica, com altos valores de densidade permanecendo adjacentes ao continente até a inibição do escoamento de oeste pela barreira física imposta pela Península Antártica. Essa configuração espacial em espiral é frequentemente relatada em estudos anteriores (Hoskins e Hodges, 2005; Papritz et al., 2014; Rao et al., 2002; Silva et al., 2021). No entanto, esse padrão se apresenta menos fluido no CMIP6 (Fig. 4.1a). A transição da alta densidade de trajetórias de ciclones sobre as médias latitudes em direção ao polo no extremo leste do Oceano Índico se apresenta de forma mais descontínua, quando comparado à ERA5.

As maiores diferenças do CMIP6 em relação à ERA5 no inverno se encontram ao sul de 50°S e em todo o domínio do Oceano Antártico (Fig. 4.1c). Estas diferenças são bastante visíveis a partir das médias zonais da densidade de trajetórias apresentadas na Figura 4.1d. É possível observar um forte núcleo de viés negativo sobre a região da Passagem de Drake, entre a Península Antártica e o extremo sul da AS, e uma outra região adjacente à costa antártica se estendendo zonalmente entre as longitudes de 100°E e 170°E. Além disso, uma área de máximo viés positivo imediatamente ao norte desta última e ao sul da Austrália se estabelece. Priestley et al. (2023) e Patterson et al. (2020) argumentam que os vieses na representação das trajetórias nessa região é um problema persistente nos modelos do CMIP5 e CMIP6. Há uma má representação da estrutura da bifurcação do jato presente na região da Nova Zelândia. Em geral, os modelos tendem a superestimar a intensidade do ramo subtropical e subestimar o ramo polar do jato (Patterson et al., 2020). Com o objetivo de investigar esta questão, a Figura 4.2 apresenta a média climatológica para o clima presente da velocidade do vento na alta troposfera (nível de 250 hPa) pelo conjunto de modelos do CMIP6 e da ERA5 (Fig. 4.2a,b,d,e) e a diferença entre eles (Fig. 4.2c,f). No inverno, tanto o CMIP6 quanto a ERA5 representam uma forte corrente de jato subtropical entre 20°S e 40°S, ao longo do Oceano Índico e do Pacífico Sul, e um ramo polar menos intenso espiralando em direção ao continente antártico. No entanto, corroborando com Patterson et al. (2020), o CMIP6 tende a superestimar (subestimar) o ramo subtropical (polar) do jato, com vieses positivos mais intensos na região sul da Austrália, a porção central do Pacífico Sul e o leste do Atlântico Sul, e vieses mais negativos ao sul do continente australiano. Diferenças semelhantes ocorrem no

verão (Fig. 4.2f). Os vieses próximos à Austrália parecem estar relacionados, em parte, à má representação da orografia da Antártica e da propagação de ondas de Rossby com origens em latitudes tropicais no Oceano Índico (Inatsu e Hoskins, 2004; Nie et al., 2019; Patterson et al., 2020; Priestley et al., 2023), influenciando a dinâmica espacial das trajetórias na região e levando a uma menor frequência de deslocamento dos ciclones em direção ao polo (Nakamura e Shimpou, 2004; Priestley et al., 2023; Silva et al., 2021).

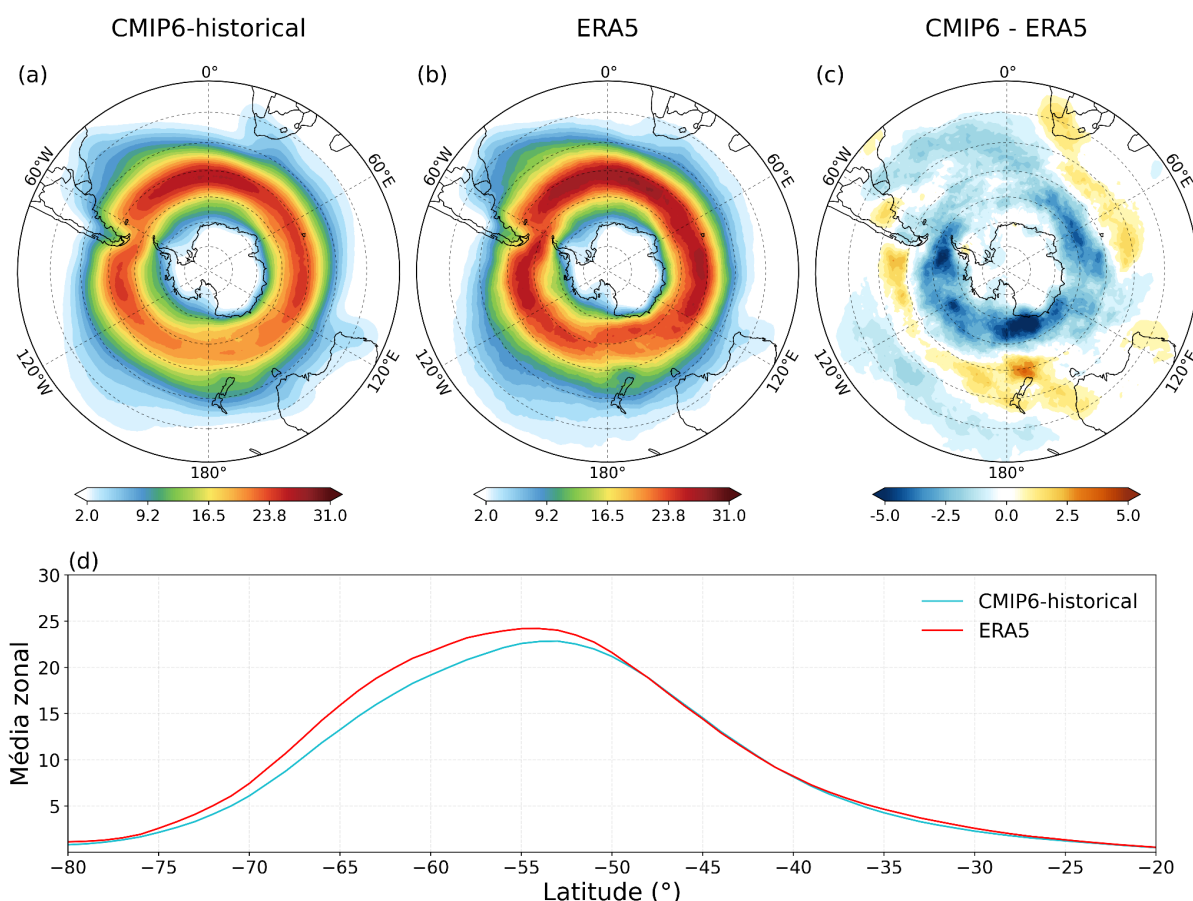


**Figura 4.2.** Média climatológica da velocidade do vento horizontal (m/s) ao nível de 250 hPa para as as estações de inverno (a-c) e verão (d-f): (a,d) CMIP6; (b,e) ERA5; (c,f) diferença entre CMIP6 e ERA5.

No verão, em ambos os conjuntos de dados, a densidade de trajetórias adquire um padrão espacial mais simétrico sobre as médias e altas latitudes (Fig. 4.3), em acordo com o encontrado por Hoskins e Hodges (2005) e Priestley et al. (2020),

assim como acontece com o padrão espacial do escoamento atmosférico em altos níveis nesta estação (Fig. 4.2d-f). Além disso, a densidade de trajetórias no setor do Oceano Índico diminui em relação ao inverno e toda a densidade de trajetórias se comprime em uma faixa de latitude menor, entre 40°S e 65°S aproximadamente (Fig. 4.3d). Por fim, os vieses negativos do CMIP6 ao sul de 50°S encontrados durante o inverno se mantêm no verão (Fig. 4.3c).

Apesar do menor número de sistemas identificados pelo CMIP6 e este ainda apresentar vieses na modelagem da bifurcação do jato ao sul da Austrália, influenciando na dinâmica e posição preferencial das trajetórias de ciclones na região, o CMIP6 se mostrou capaz de representar, de maneira geral, os principais padrões espaciais de ciclones extratropicais ao longo do HS em ambas as estações quando comparado com a reanálise ERA5.



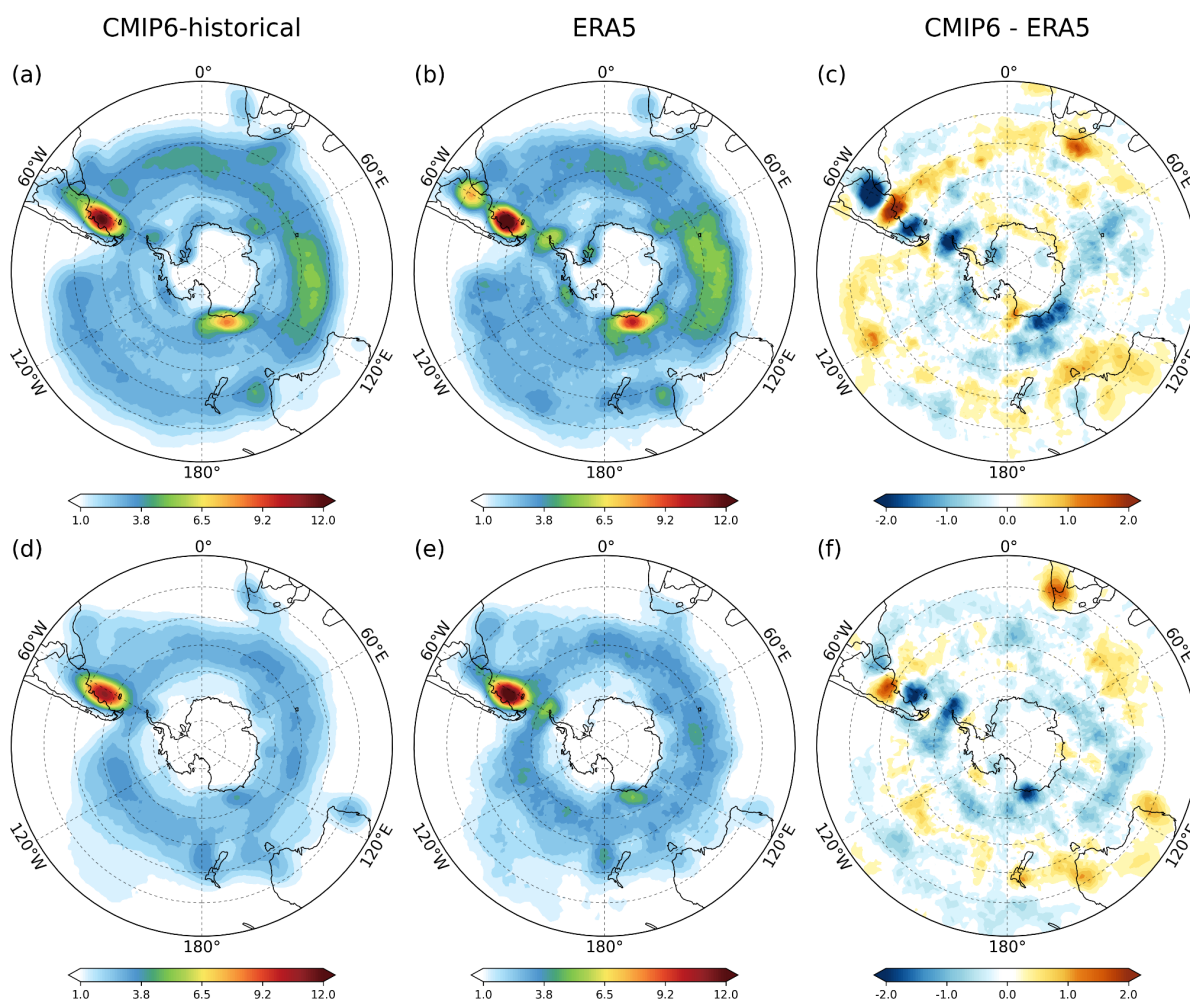
**Figura 4.3** Como na Figura 4.1, mas para o verão.

As diferenças na densidade de trajetórias entre o CMIP6 e a ERA5 são também produto das diferenças na densidade de ciclogêneses ao longo do HS.

Ciclones de latitudes médias tendem a se deslocar no sentido do escoamento atmosférico de oeste, orientados pelas correntes de jato, de tal forma que as trajetórias originárias de uma determinada região de ciclogênese irão configurar máximos locais de densidade de trajetórias à leste do núcleo de ciclogênese.

A Figura 4.4 representa a densidade de ciclogêneses no HS e as diferenças entre o CMIP6 e a ERA5 durante o inverno (Fig. 4.4a-c) e verão (Fig. 4.4d-f). Tanto no CMIP6 quanto na reanálise é possível visualizar as seguintes regiões de máxima atividade ciclogenética no inverno: (i) costa sudeste da Argentina, entre as latitudes de 40°S e 50°S, apresentando densidades superiores a 12 ciclogêneses/10<sup>6</sup>km.inverno<sup>-1</sup> mas com menor magnitude no CMIP6; (ii) região do Mar de Somov, adjacente à costa da Antártica, entre 130°E e 170°E, com densidades chegando a 9 ciclogêneses/10<sup>6</sup>km.inverno<sup>-1</sup>; e (iii) uma extensa área zonal com menor magnitude entre 40°S e 55°S e 55°E e 125°E, cruzando quase toda a porção sul do Oceano Índico. Um padrão semelhante de distribuição de ciclogêneses na AS e HS é encontrado em outros trabalhos (Bengtsson et al., 2006; Gramscianinov et al., 2019; Hoskins e Hodges, 2005; Priestley et al., 2020). É possível observar ainda um núcleo de alta densidade de ciclogêneses próximo à desembocadura do Rio da Prata pela ERA5 (Fig. 4.4b).

No verão, os principais núcleos de ciclogênese encontrados pelo CMIP6 e ERA5 apresentam uma considerável diminuição em magnitude, com particular ênfase no núcleo sobre o Mar de Somov, na costa da Antártica (Fig. 4.4d,e). A densidade de ciclogêneses neste núcleo apresentou uma variação percentual negativa de mais de 50% em ambos os conjuntos de dados.



**Figura 4.4** Densidade de ciclogêneses para a estação de inverno (a-c) e verão (d-f): (a,d) CMIP6; (b,e) ERA5; (c,f) diferença entre CMIP6 e ERA5. Unidade de densidade: ciclogêneses por  $10^6\text{km}^2$  por estação.

Foram encontradas algumas diferenças importantes na densidade de ciclogênese do CMIP6 em relação à reanálise, principalmente em relação aos núcleos que se desenvolvem ao longo da costa da AS (Fig. 4.4c,f). Durante o inverno, nota-se uma intensa subestimativa da densidade sobre a região da desembocadura do Rio da Prata, sobre o Uruguai e sul do Brasil, à sotavento da cordilheira dos Andes (Fig. 4.4c), refletindo na menor densidade de trajetórias de ciclones encontrado pelo CMIP6 à leste desta região e impactando o *storm track* ao longo do Atlântico Sul. No verão, essa diferença não é tão marcante mas ainda presente (Fig. 4.4f). Insuficiências na representação da interação do escoamento atmosférico com a orografia devido à resolução mais grosseira dos modelos globais, assim como da posição do jato subtropical, são frequentemente discutidas na literatura como algumas das principais razões para os fortes vieses no número de



eventos de ciclogênese sobre a região (Gramscianinov, 2018; Hoskins e Hodges, 2005; Priestley et al., 2020).

Reboita et al. (2012) discute alguns dos principais mecanismos responsáveis pela ciclogênese na região da desembocadura do Rio da Prata. A instabilidade baroclínica em baixos níveis forçada pelo forte gradiente de TSM na zona de confluência Brasil-Malvinas e sua interação com cavados transientes em médios níveis favorece a ocorrência de ciclones na região (de Jesus et al., 2021; Reboita et al., 2012; Gan e Rao, 1991; Vera et al., 2002). O efeito de sotavento devido aos Andes também se apresenta como um mecanismo importante para a ciclogênese nessa região (Gan e Rao, 1994; Reboita et al. 2010). Além disso, o fluxo norte-sul de calor e umidade proveniente da Amazônia, a partir dos jatos de baixos níveis, adiciona ingredientes a mais na intensificação dos ciclones em superfície sobre a bacia do Rio da Prata a partir da liberação de calor latente e fortalecimento dos movimentos ascendentes na atmosfera (Mendes et al., 2007; Reboita, 2008; Vera et al., 2002).

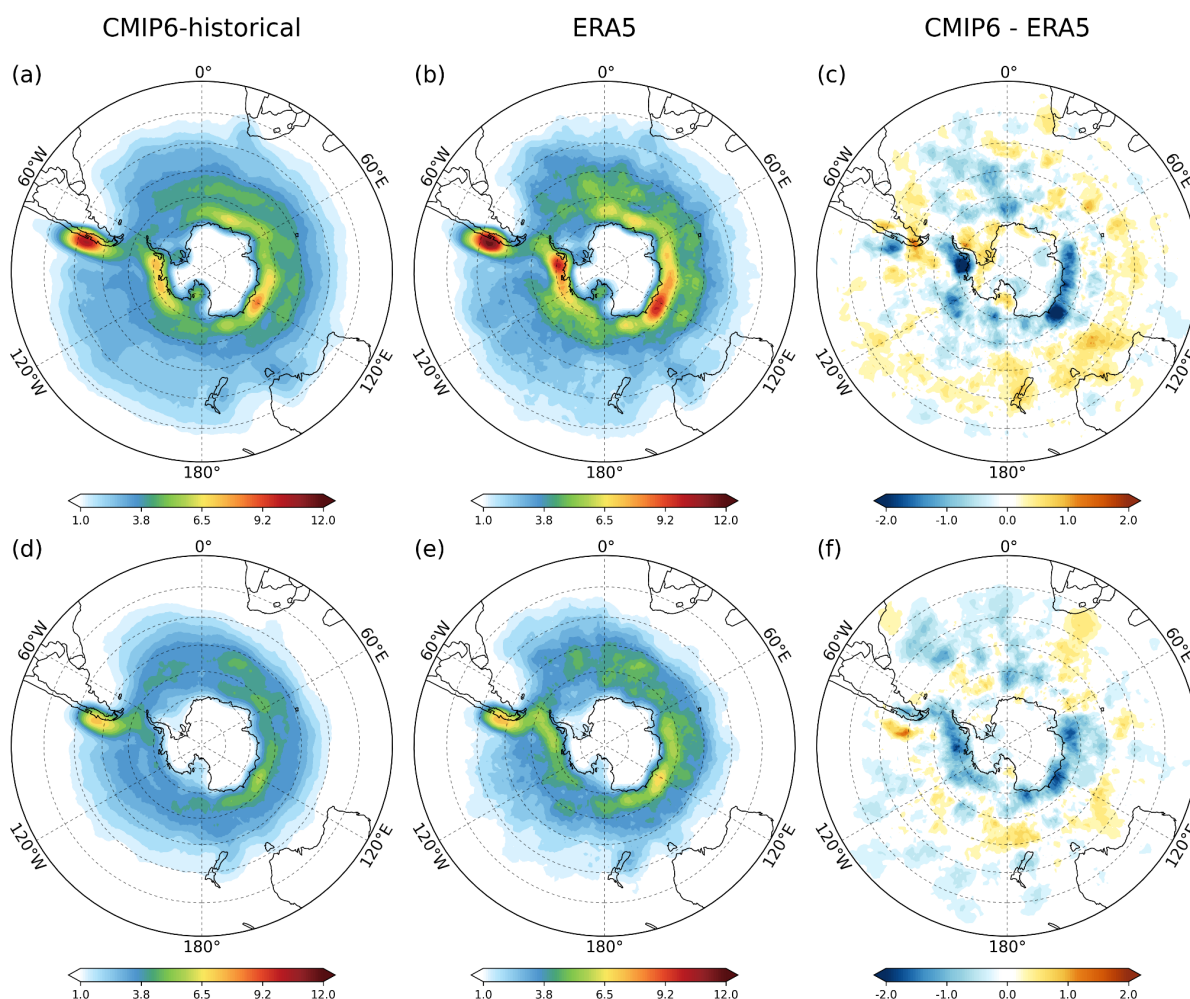
Ao longo da costa central da Argentina, imediatamente ao sul do núcleo ciclogênético da bacia do Rio da Prata, se estabelece uma região de viés positivo de ciclogênese. Ambos os vieses (negativo e positivo) apresentam magnitude de sinal e extensão espacial bastante semelhantes, sugerindo que há um deslocamento de parte das ciclogêneses na costa sudeste da Argentina para norte pelo CMIP6. Este comportamento estaria contribuindo para o padrão mais alongado do núcleo de ciclogênese encontrado nesta região em relação à ERA5. Priestley et al. (2023) mostram que os modelos do CMIP5 e CMIP6 tendem a deslocar o jato subtropical que cruza a Cordilheira dos Andes para sul, em relação à ERA5. Resultado semelhante é encontrado por Bengtsson et al. (2006), que avaliaram a consistência do modelo ECHAM5 em relação à reanálise ERA-40 em representar a distribuição climatológica das ciclogêneses no HS durante o inverno.

A formação de ciclones sobre a costa leste da Argentina, à sotavento da porção sul da cordilheira dos Andes, está fortemente relacionada à instabilidade baroclínica e à regeneração dos distúrbios embebidos no escoamento de oeste em médias latitudes provenientes do Pacífico Sul através da interação com a topografia. Durante o cruzamento em direção ao Atlântico Sul pelos Andes, há produção de vortacidade ciclônica por conservação de vortacidade potencial e fortalecimento da instabilidade baroclínica, favorecendo a reintensificação dos sistemas em superfície

à sotavento (Gan e Rao, 1994; Sinclair, 1995; Hoskins e Hodges, 2005; Reboita et al., 2012; de Jesus et al., 2021).

Foi mencionada anteriormente a presença de um intenso núcleo ciclogênético durante o inverno próximo à costa antártica, sobre o Mar de Somov, ao sul da Austrália (Fig. 4.4a,b). A ciclogênese sobre essa região e a subsequente propagação dos ciclones em direção ao Mar de Bellingshausen e a Península Antártica são responsáveis pela extensa faixa zonal de máxima densidade de trajetórias entre 120°E e 60°W (Fig 4.1a,b). A região do Mar de Somov é comumente caracterizada por ser uma das áreas mais baroclínicas de todo o HS durante o inverno (Lim e Simmonds, 2007; Simmonds e Lim, 2009; Bromwich et al., 2011). A ocorrência de fortes ventos catabáticos provenientes do interior do continente antártico, advectando ar frio em direção ao gelo marinho, está diretamente relacionada ao aumento da instabilidade baroclínica e à produção de vorticidade ciclônica em baixos níveis, favorecendo a ciclogênese (Bromwich et al., 2011).

Em relação às regiões preferenciais de dissipação dos sistemas, a Figura 4.5 aponta com clareza que, tanto no inverno quanto no verão, as altas latitudes são o destino principal dos ciclones extratropicais para a ciclólise, ao longo de todo o Oceano Antártico e regiões adjacentes. Apesar de também ser uma fonte exportadora de sistemas ciclônicos para o HS, esse oceano é muitas vezes caracterizado na literatura como um "cemitério" de ciclones extratropicais no HS (Taljaard, 1967; Simmonds e Keay, 2000; Yuan et al., 2009).



**Figura 4.5** Como na Figura 4.4, mas para densidade de ciclólises.

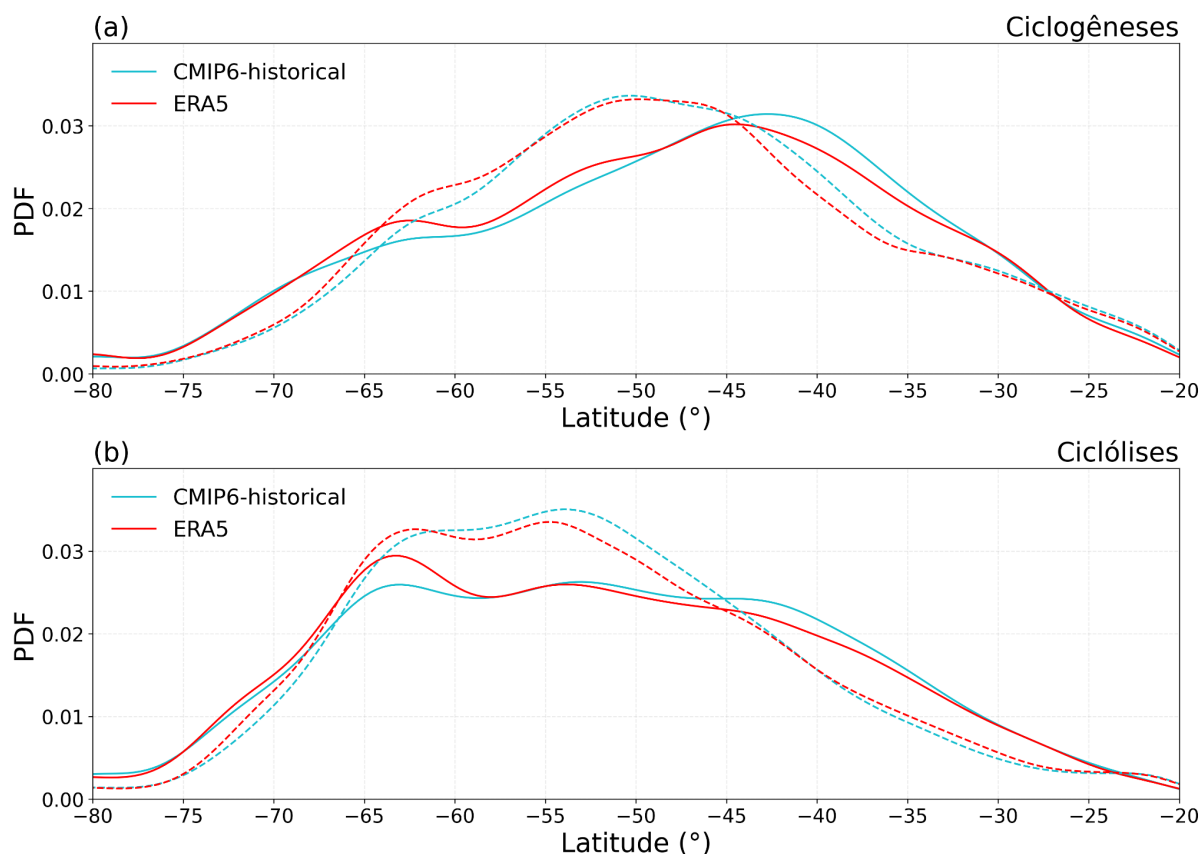
Durante o inverno, três regiões se destacam quanto à densidade de ciclólises (Fig. 4.5a,b): (i) a área à oeste do Mar de D'Urville, adjacente à costa da Antártica, em torno da longitude de  $120^{\circ}\text{E}$ ; (ii) ao longo do Mar de Bellingshausen até o encontro com a Península Antártica; e (iii) à barlavento da porção sul dos Andes. Esta última é notável por ser o local de maior ocorrência de dissipação de ciclones em todo o HS. Essa região é caracterizada pela presença do maior obstáculo continental ao escoamento de oeste no HS nas médias latitudes, o que frequentemente impede que muitos dos sistemas transientes originários do Pacífico Sul consigam atravessar e prosseguir suas trajetórias em direção ao Atlântico (Wernli e Schwierz, 2006). É interessante também notar que o núcleo de densidade de ciclólises à oeste dos Andes é menos intenso do que o núcleo de ciclogêneses à sotavento em ambas as estações, mas principalmente no verão. Este resultado, assim como encontrado e discutido por Hoskins e Hodges (2005), sugere que as ciclogêneses à sotavento dos Andes não são apenas produtos de uma

reintensificação dos sistemas corrente acima da cordilheira, mas também do desenvolvimento de novos sistemas devido à instabilidade baroclínica. Crespo et al. (2023) investigaram os ciclones que impactam a costa sudoeste da AS utilizando um método automático de rastreamento tendo como base o campo de vorticidade relativa em 925 hPa. A partir de dados da ERA5 e do modelo regional RegCM4, os autores mostraram que cerca de 76% dos sistemas provenientes do Pacífico Sul que atingem a costa sudoeste da AS não cruzam os Andes.

Em relação às principais diferenças entre os conjuntos de dados encontrados, o CMIP6 subestima todas as principais regiões de ciclólise discutidas acima, mas com maior intensidade as regiões dos mares de D'Urville e Bellingshausen (Fig. 4.5c,f). Esse resultado é um reflexo da menor densidade de ciclogêneses à oeste/noroeste das regiões de ciclólise e que, provavelmente, está relacionada à dificuldade na representação do jato em altos níveis na região pelos modelos do CMIP6 conforme discutido anteriormente. No Atlântico sul, especialmente no verão, predominam diferenças negativas, indicando um menor número de ciclólises pelo CMIP6 quando comparado à ERA5.

Ao sul da Austrália, o CMIP6 mostra uma extensa área de anomalias positivas de ciclólises, bastante nítida durante o inverno (Fig. 4.5c). Essas anomalias se relacionam com a maior disposição zonal da densidade de trajetórias na região pelo CMIP6, devido ao menor deslocamento das trajetórias de ciclones no leste do Oceano Índico para maiores latitudes, conforme discutido anteriormente.

A Fig. 4.6 mostra a distribuição dos eventos de ciclogênese e ciclólise no HS em função da latitude a partir de uma função de densidade de probabilidade (PDF). A probabilidade de ocorrência de ciclogêneses/ciclólises dentro de uma faixa específica de latitudes é dada pela área integrada entre as duas latitudes. A área integrada total sob a curva da PDF é igual a 1, representando a totalidade dos eventos observados. Os picos na curva da PDF significam maior probabilidade de ocorrência de ciclogênese/ciclólise dentro da faixa de latitude em questão, indicando maior frequência relativa. Em ambos conjuntos de dados e em ambas as estações do ano, nota-se que a ciclogênese é mais frequente em latitudes médias e a ciclólise em latitudes altas.



**Figura 4.6** Função de densidade de probabilidade (PDF) de (a) ciclogêneses e (b) ciclólises pelo CMIP6 (linha azul) e ERA5 (linha vermelha) para as estações de inverno (linha sólida) e verão (linha tracejada).

No inverno, o CMIP6 identifica um maior número relativo de ciclogêneses em relação à ERA5 ao longo das latitudes mais baixas, entre  $33.5^{\circ}\text{S}$  e  $45^{\circ}\text{S}$  (Fig. 4.6a, linhas sólidas). A partir de  $50^{\circ}\text{S}$  até próximo à costa antártica ( $\sim 70^{\circ}\text{S}$ ), a frequência de ciclogêneses passa a ser inferior ao apresentado pela ERA5, principalmente entre  $60^{\circ}\text{S}$  e  $67.5^{\circ}\text{S}$ . Quando avaliada a distribuição para a estação de verão, o mesmo padrão de diferenças entre CMIP6 e ERA5 se repete. Além disso, o deslocamento da extremidade direita das curvas de PDF em direção às maiores latitudes na estação quente torna nítida a marcha sazonal da atividade ciclônica no HS.

Por fim, apesar do menor número de ciclones identificados pelo conjunto do CMIP6 em ambas as estações em relação à ERA5, mostrado na seção anterior, e que pode estar relacionado em parte à menor resolução de grade dos modelos, ainda permanecem evidentes alguns vieses do CMIP6 relativos à posição latitudinal da densidade de trajetórias durante o inverno e sua característica mais zonal devido à dificuldades na representação do jato entre o Oceano Índico e o Pacífico Sul.

Gramcianinov (2018) e outros autores discutem a importância da distribuição do gradiente da TSM na modulação das regiões preferenciais de ciclogênese, ciclólise e do padrão espacial do *storm track* no HS (Bui e Spengler, 2021; Inatsu e Hoskins; 2004; Hoskins e Hodges; 2005; Priestley et al., 2023). Vieses na representação da intensidade e variabilidade do campo de TSM pelos modelos podem desencadear vieses na distribuição da ciclogênese e ciclólise (Gramcianinov, 2018). Mas de maneira geral, Priestley et al. (2023) argumenta que o CMIP6 apresenta melhorias importantes em relação ao CMIP5 e os resultados mostrados nesta seção demonstraram uma satisfatória performance em representar os principais padrões espaciais do *storm track* ao longo do HS.

#### 4.1.3 Características médias dos ciclones extratropicais no HS

Com o objetivo de compreender e avaliar algumas das principais características dos ciclones ao longo do HS no clima presente representadas pelo CMIP6, as Figuras 4.7 e 4.8 apresentam as distribuições da vorticidade relativa média e máxima dos ciclones, bem como a duração, a velocidade média, a distância total percorrida e o deslocamento total durante as estações de inverno e verão, respectivamente. Estas distribuições foram avaliadas a partir de dois níveis de detalhamento: (i) considerando todo o conjunto dos ciclones identificados ao longo do HS; (ii) considerando separadamente o conjunto dos ciclones com origem (ciclogênese) em cada bacia oceânica no HS (Atlântico Sul, Oceano Índico, Pacífico Sul e Oceano Antártico). As distribuições não levam em consideração a diferença no número total de ciclones identificados entre os conjuntos de dados.

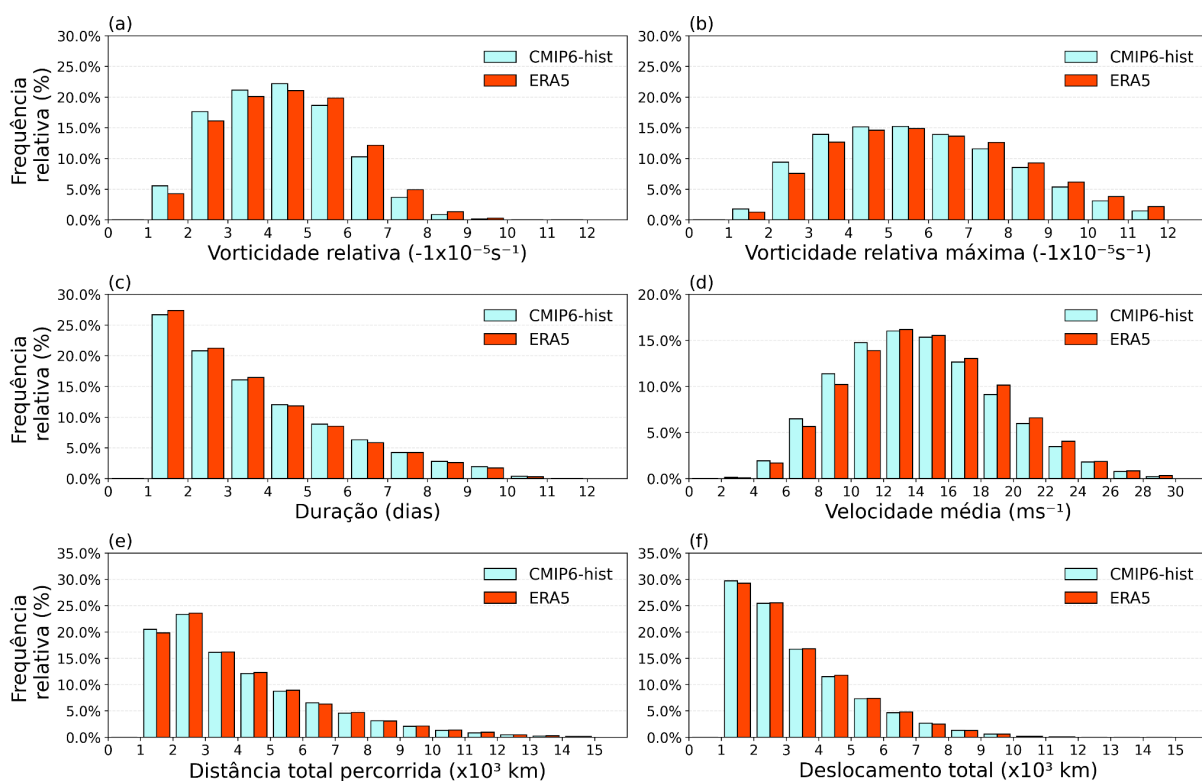
As distribuições da vorticidade relativa média e máxima dos ciclones no HS mostram que o CMIP6 tende a reproduzir sistemas mais fracos que a ERA5, tanto no inverno quanto no verão (Fig. 4.7a,b e Fig. 4.8a,b). Em ambas as variáveis, há um deslocamento da distribuição para a esquerda no eixo horizontal pelo CMIP6, em direção aos menores valores. Quase 80% de todos os ciclones identificados em ambos os conjuntos apresentaram uma vorticidade relativa média (calculada em relação a todo o período de duração do sistema) entre  $-2$  e  $-6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ . No inverno, cerca de 5% e 7% dos sistemas identificados pelo CMIP6 e ERA5, respectivamente, atingiram uma vorticidade relativa máxima igual ou mais negativa que  $-10 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  em algum momento do seu ciclo de vida (Fig. 4.7b). No verão, estas percentagens

apresentaram diferenças negativas de cerca de 2% em ambos os conjuntos, em relação ao inverno (Fig. 4.8b). Estes resultados mostram uma redução na intensidade dos ciclones durante o verão.

Em relação ao tempo de vida, a maior parte dos ciclones (>65%) apresentaram duração entre 1 a 4 dias, tanto na reanálise ERA5 quanto no CMIP6 e em ambas as estações (Fig. 4.7c e Fig. 4.8c). No entanto, a reanálise identificou uma frequência relativa ligeiramente maior de ciclones efêmeros, com no máximo 2 dias de duração. Estes resultados parecem sugerir que a menor intensidade dos sistemas identificados pelo CMIP6 não reflete necessariamente em sistemas menos duradouros, quando comparado com a ERA5. Resultados relativamente semelhantes foram encontrados por Reboita et al. (2020), que mostrou um pico de frequência de ciclones com tempo de vida de até 2 dias, seguido de uma queda progressiva no número de ciclones com maiores durações.

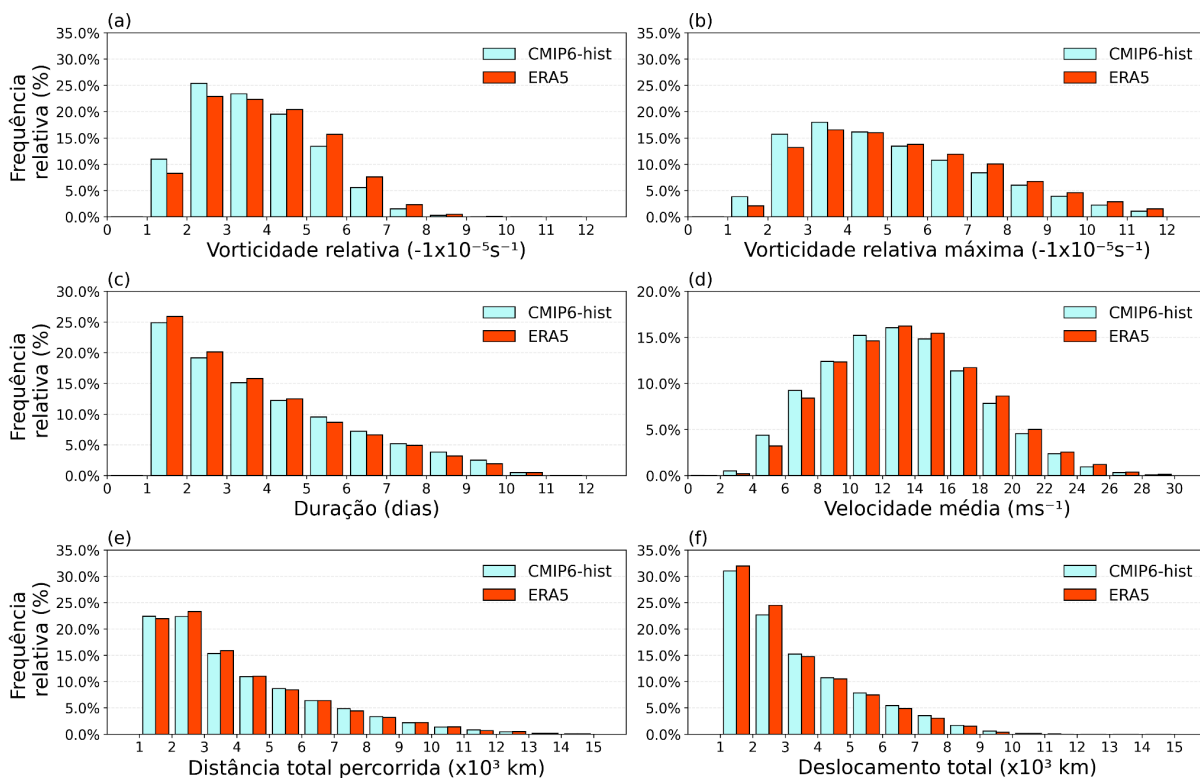
A velocidade média dos sistemas variou com maior frequência entre 8 a 20 m/s em ambas as estações (Fig. 4.7d e Fig. 4.8d). Quando comparado com a ERA5, o CMIP6 identificou no inverno uma maior frequência relativa de ciclones com velocidade média entre 6 a 12 m/s, concordando com Reboita et al. (2020), enquanto que a ERA5 identificou uma maior frequência entre 16 a 24 m/s, em comparação ao CMIP6. Um padrão semelhante também é encontrado no verão para ambos os conjuntos de dados, indicando que o CMIP6 tende a produzir ciclones mais lentos.

Por fim, mais da metade dos ciclones percorreram uma distância total (calculada a partir do somatório das distâncias entre cada passo de tempo do ciclone) entre 1.000 km e 4.000 km ao longo dos seus ciclos de vida (Fig. 4.7e e 4.8e). Cerca de 5% dos sistemas superaram o valor de 9.000 km percorridos em ambas as estações. Quando avaliado o deslocamento total, ou seja, a distância entre a posição de ciclogênese e de ciclólise do sistema, a maioria dos ciclones apresentou um deslocamento de até 3.000 km (Fig. 4.7f e 4.8f). Interessante notar que as diferenças entre o CMIP6 e ERA5 das distribuições para essas duas métricas durante o inverno são quase inexistentes.



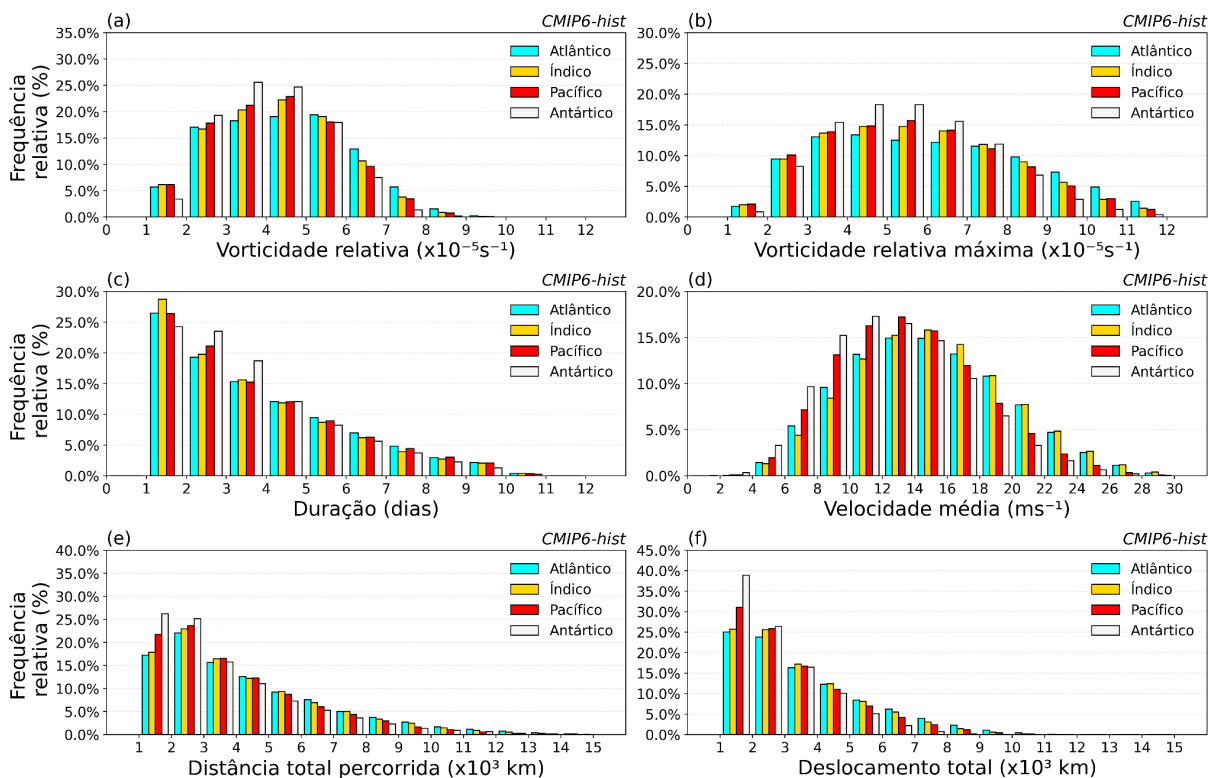
**Figura 4.7** Histogramas das características dos ciclones no CMIP6 (azul) e ERA5 (vermelho) para a estação de inverno: (a) vorticidade relativa média ( $-1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ); (b) vorticidade relativa máxima ( $-1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ); (c) duração (dias); (d) velocidade média ( $\text{m/s}$ ); (e) distância total percorrida ( $\times 10^3 \text{ km}$ ); (f) deslocamento total ( $\times 10^3 \text{ km}$ ). A frequência (%) é relativa a todos os ciclones rastreados.





**Figura 4.8** Como na Figura 4.7, mas para o verão.

Dado o bom desempenho do CMIP6 na representação do comportamento geral dos ciclones ao longo do HS a partir dos resultados mostrados, é interessante também avaliar possíveis diferenças na distribuição destas características entre as diferentes bacias oceânicas. Com esse objetivo e procurando evitar redundância, a Figura 4.9 apresenta as mesmas distribuições da Figura 4.8, porém separadas por oceano e apenas para o CMIP6 durante a estação de inverno.



**Figura 4.9** Histogramas das características dos ciclones por bacia oceânica no CMIP6 para a estação de inverno: (a) vorticidade relativa média ( $-1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ); (b) vorticidade relativa máxima ( $-1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ); (c) duração (dias); (d) velocidade média ( $\text{m/s}$ ); (e) distância total percorrida ( $\times 10^3 \text{km}$ ); (f) deslocamento total ( $\times 10^3 \text{km}$ ). A frequência (%) é relativa a todos os ciclones rastreados.

De maneira geral, é possível observar certa singularidade dos ciclones com origem no Oceano Antártico em relação aos demais. Este oceano apresentou a menor frequência relativa de ciclones com vorticidade relativa média menos negativa que  $-2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  e a maior entre ciclones com média de  $-3$  a  $-5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  (Fig. 4.9a). Sistemas com vorticidade média superior ou igual a  $-5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  foram mais frequentes no Atlântico Sul. Quando analisada a vorticidade relativa máxima, observa-se um comportamento relativamente semelhante. O Atlântico Sul domina a extremidade direita da distribuição (Fig. 4.9b), apresentando a maior frequência de ciclones com vorticidade máxima mais negativa que  $-8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ . Por outro lado, apresenta também a menor frequência de valores intermediários em relação aos demais oceanos, entre  $-3$  a  $-7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ . O Oceano Antártico apresentou a maior frequência relativa de ciclones com vorticidade relativa máxima dentro desta faixa intermediária. Se considerada a vorticidade relativa do sistema como métrica de intensidade, os resultados acima demonstram uma menor variabilidade em torno da

intensidade média dos ciclones que nascem em torno da Antártica, quando comparada com os demais oceanos.

Em relação à duração, o Oceano Índico apresentou a maior frequência de ciclones efêmeros, com duração de até 2 dias (Fig. 4.9c). A partir desse limiar, o Oceano Antártico se destaca, contribuindo com a maior porcentagem na faixa de 2 a 5 dias de duração. Ciclones mais duradouros acabam sendo mais presentes no Atlântico Sul, apesar da diferença com os demais oceanos ser pequena nesse intervalo da distribuição.

Na comparação da velocidade média de propagação dos ciclones, o Atlântico Sul e o Oceano Índico apresentaram as maiores frequências de sistemas com velocidade igual ou superior a 16 m/s (Fig. 4.9d). Entre aqueles com velocidade menor que 14 m/s, o Pacífico Sul e o Oceano Antártico apresentaram a maior frequência relativa. Isso mostra que, em geral, os ciclones ao longo do Oceano Antártico, principalmente, e também do Pacífico Sul são mais lentos. Em relação ao Oceano Antártico, a menor velocidade de propagação dos ciclones pode ser atribuída às características do escoamento zonal médio da atmosfera em altas latitudes. Próximo ao polo, o escoamento em baixos e altos níveis tende a ser menos intenso quando comparado com as médias latitudes (Bals-Elsholz et al., 2001; Hartmann, 2016; Hoskins e Hodges, 2005). No Pacífico Sul, além do escoamento médio também ser relativamente mais fraco, se encontra presente uma alta ocorrência de bloqueios atmosféricos próximo a região da Nova Zelândia (Berrisford et al., 2007; Patterson et al., 2019), contribuindo para o enfraquecimento do escoamento zonal neste oceano e influenciando na velocidade dos sistemas transientes.

Tanto a velocidade média de propagação quanto a duração dos ciclones acabam definindo a magnitude da distância percorrida ao longo das trajetórias e no deslocamento total dos sistemas. No Oceano Antártico, a frequência de ciclones com distância total percorrida abaixo de 3.000 km é consideravelmente maior que nos demais oceanos (Fig. 4.9e), ao mesmo tempo que apresenta a menor contribuição de sistemas com distância percorrida superior a 4.000 km. Um padrão bastante semelhante se repete em relação ao deslocamento total entre as posições de ciclogênese e ciclólise.

A Tabela 4.2 resume as características médias dos ciclones no CMIP6 e ERA5 avaliadas acima ao longo do HS e separados por bacia oceânica de origem.

Durante o inverno, tanto o CMIP6 quanto a ERA5 identificaram ciclones com uma duração média de 3.5 dias. Quando separados por oceano, todos apresentaram durações bastante semelhantes à média total para o hemisfério (entre 3.4 e 3.6 dias). No verão, o CMIP6 mostrou uma duração ligeiramente maior para o HS (3.8 dias) quando comparado à ERA5. Por outro lado, tanto o CMIP6 quanto a ERA5 mostram ciclones com uma duração ligeiramente menor no Oceano Antártico (3.4 dias).

**Tabela 4.2** Características médias dos ciclones considerando todo o HS e por bacia oceânica pelo CMIP6 e ERA5 para o inverno (JJA) e verão (DJF). As médias são acompanhadas dos respectivos desvios-padrão.

	Oceano	Duração (dias)		Vorticidade relativa ( $-1 \times 10^{-5} s^{-1}$ )		Máx. vort. relativa ( $-1 \times 10^{-5} s^{-1}$ )		Velocidade média (m/s)		Distância percorrida total (km)		Deslocamento total (km)	
		JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF
<b>CMIP6</b>	Todos	3.5 $\pm 2.1$	3.8 $\pm 2.3$	4.3 $\pm 1.5$	3.7 $\pm 1.4$	5.9 $\pm 2.4$	5.2 $\pm 2.4$	14.2 $\pm 4.7$	13.2 $\pm 4.6$	4048.9 $\pm 2443.4$	3997.7 $\pm 2475.7$	3263.0 $\pm 1807.5$	3296.7 $\pm 1923.7$
	Atlântico	3.6 $\pm 2.2$	3.9 $\pm 2.3$	4.5 $\pm 1.7$	4.0 $\pm 1.5$	6.2 $\pm 2.6$	5.6 $\pm 2.5$	15.0 $\pm 4.9$	13.9 $\pm 4.6$	4374.4 $\pm 2636.0$	4366.3 $\pm 2629.1$	3607.9 $\pm 2026.0$	3630.6 $\pm 2060.6$
	Índico	3.5 $\pm 2.2$	3.8 $\pm 2.3$	4.3 $\pm 1.6$	3.8 $\pm 1.5$	5.9 $\pm 2.4$	5.4 $\pm 2.5$	15.2 $\pm 4.8$	13.8 $\pm 4.6$	4229.3 $\pm 2509.6$	4160.7 $\pm 2508.9$	3418.8 $\pm 1829.5$	3445.3 $\pm 1960.4$
	Pacífico	3.6 $\pm 2.2$	3.8 $\pm 2.3$	4.3 $\pm 1.5$	3.6 $\pm 1.4$	5.8 $\pm 2.3$	5.0 $\pm 2.3$	13.6 $\pm 4.4$	13.2 $\pm 4.6$	3886.7 $\pm 2285.0$	3982.2 $\pm 2395.8$	3177.7 $\pm 1755.4$	3296.9 $\pm 1895.7$
	Antártico	3.5 $\pm 2.0$	3.4 $\pm 1.9$	4.1 $\pm 1.3$	3.4 $\pm 1.2$	5.5 $\pm 2.0$	4.4 $\pm 1.7$	12.8 $\pm 4.3$	11.1 $\pm 4.2$	3638.1 $\pm 2248.2$	3119.3 $\pm 2054.7$	2749.0 $\pm 1399.9$	2472.2 $\pm 1354.1$
<b>ERA5</b>	Todos	3.5 $\pm 2.1$	3.6 $\pm 2.2$	4.5 $\pm 1.6$	4.0 $\pm 1.5$	6.2 $\pm 2.5$	5.5 $\pm 2.4$	14.6 $\pm 4.7$	13.6 $\pm 4.6$	4080.8 $\pm 2454.2$	3964.9 $\pm 2441.5$	3268.1 $\pm 1788.9$	3196.1 $\pm 1845.3$
	Atlântico	3.6 $\pm 2.2$	3.8 $\pm 2.2$	4.7 $\pm 1.8$	4.2 $\pm 1.6$	6.5 $\pm 2.8$	5.9 $\pm 2.7$	15.3 $\pm 4.8$	14.2 $\pm 4.4$	4453.5 $\pm 2631.1$	4312.1 $\pm 2638.2$	3676.1 $\pm 2003.2$	3553.0 $\pm 2033.3$
	Índico	3.4 $\pm 2.1$	3.6 $\pm 2.2$	4.7 $\pm 1.6$	4.1 $\pm 1.6$	6.4 $\pm 2.5$	5.8 $\pm 2.5$	15.7 $\pm 4.9$	14.5 $\pm 4.7$	4256.2 $\pm 2526.0$	4153.2 $\pm 2434.2$	3417.4 $\pm 1808.9$	3359.0 $\pm 1848.1$
	Pacífico	3.5 $\pm 2.1$	3.7 $\pm 2.2$	4.3 $\pm 1.5$	3.8 $\pm 1.4$	5.9 $\pm 2.4$	5.3 $\pm 2.3$	13.9 $\pm 4.4$	13.3 $\pm 4.4$	3880.0 $\pm 2248.9$	3876.0 $\pm 2325.0$	3156.1 $\pm 1722.2$	3128.5 $\pm 1813.0$
	Antártico	3.4 $\pm 2.0$	3.4 $\pm 1.9$	4.3 $\pm 1.4$	3.7 $\pm 1.2$	5.8 $\pm 2.0$	4.9 $\pm 1.9$	13.3 $\pm 4.3$	11.9 $\pm 4.3$	3711.2 $\pm 2342.6$	3334.2 $\pm 2206.2$	2772.3 $\pm 1430.7$	2554.4 $\pm 1380.4$

A vorticidade relativa média durante o inverno dos sistemas no HS pelo CMIP6 e ERA5 foi de  $-4.3 \times 10^{-5} s^{-1}$  e  $-4.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ , respectivamente, enquanto que a média da máxima vorticidade relativa ao longo do ciclo de vida foi de  $-5.9 \times 10^{-5} s^{-1}$  e  $-6.2 \times 10^{-5} s^{-1}$ . O Atlântico Sul apresentou maiores magnitudes em ambas as métricas de intensidade em relação aos demais oceanos ( $-4.5 \times 10^{-5} s^{-1}$  e  $-6.2 \times 10^{-5} s^{-1}$ ,

respectivamente). No verão, ambas as métricas sofrem reduções em todas as bacias oceânicas. Esses resultados confirmam uma visível sazonalidade na intensidade dos ciclones extratropicais ao longo do HS, conforme mencionado anteriormente.

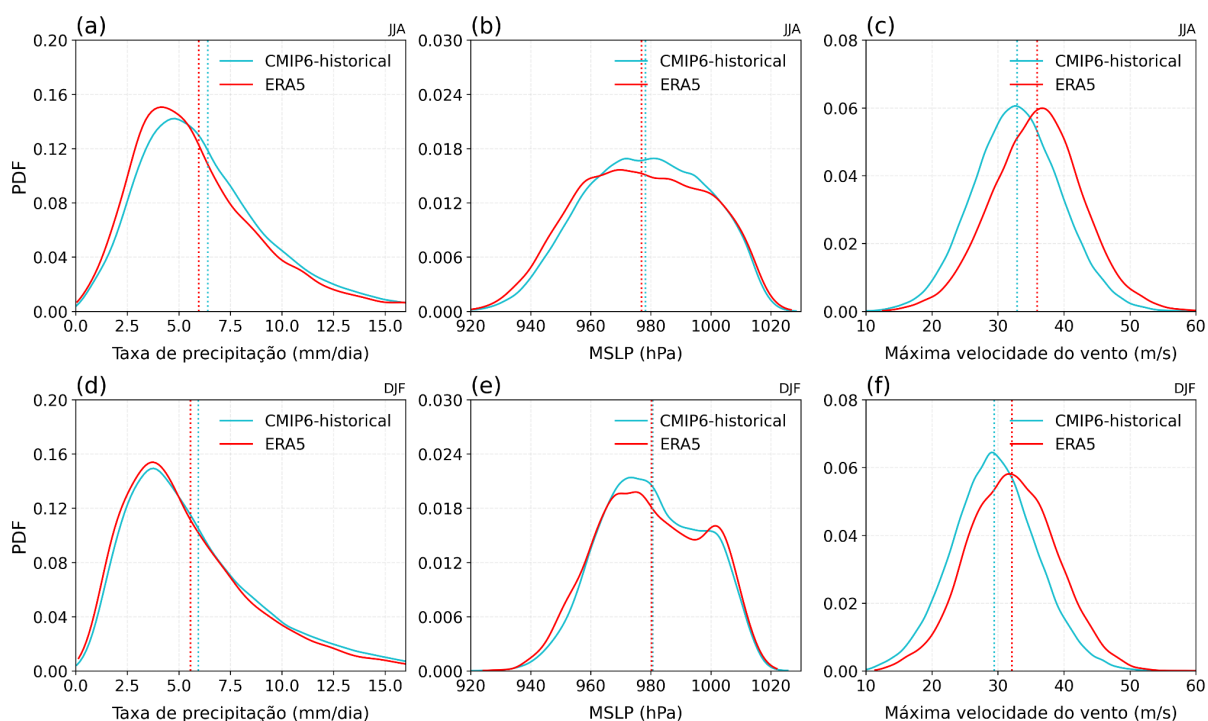
A velocidade média dos sistemas também diminui no verão. Os ciclones apresentaram valores médios de 13.2 e 13.6 m/s pelo CMIP6 e ERA5, respectivamente. Conforme discutido anteriormente, os sistemas no Oceano Antártico se mostraram mais lentos do que nos demais oceanos, enquanto que os oceanos Atlântico Sul e Índico apresentaram as maiores velocidades médias, tanto no CMIP6 quanto na ERA5.

Por fim, em relação à distância total percorrida e deslocamento total dos ciclones, os resultados mostram que não há diferenças importantes entre o inverno e verão (de maneira geral, as diferenças são inferiores a 150 km), com exceção do Oceano Antártico. Para este oceano, o CMIP6 encontrou uma distância percorrida média de 3638.1 km e um deslocamento total de 2749 km durante o inverno, reduzindo para 3119.3 km e 2472.2 km no verão, respectivamente. Essa redução parece ser consequência de uma diminuição na velocidade média dos ciclones, enquanto a duração média permanece relativamente constante. O resultado é uma diminuição tanto da distância percorrida quanto do deslocamento total. Nos demais oceanos, por outro lado, é interessante notar que mesmo com a diminuição da velocidade média dos ciclones no verão, a distância percorrida se mantém relativamente semelhante ao inverno. Isto se deve ao fato de que a duração dos sistemas é maior no verão, compensando o efeito contrário da diminuição da velocidade.

#### **4.1.4 Variáveis associadas**

No intuito de investigar algumas das principais variáveis associadas aos ciclones extratropicais e que são frequentemente utilizadas como métricas de intensidade destes sistemas, as distribuições das taxas de precipitação (mm/dia), MSLP (hPa) e máxima velocidade do vento (m/s) para o CMIP6 e ERA5 durante o inverno e verão são dispostas na Figura 4.10a. As linhas tracejadas verticais indicam as respectivas médias, considerando todos os ciclones identificados no HS. É

possível observar que, durante o inverno, o CMIP6 apresenta um pico de máxima taxa de precipitação deslocado ligeiramente para a direita, indicando maior frequência de ciclones com cerca de 5 mm/dia. No ERA5, este pico é em torno de 4 mm/dia. A variação entre as duas distribuições resultam em médias ligeiramente diferentes, sendo superior no CMIP6 (~6.2 mm/dia). Durante o verão, ambas as distribuições são deslocadas para a esquerda, apresentando picos de máxima taxa de precipitação próximos a 3 mm/dia. É interessante notar que as distribuições do CMIP6 e ERA5 se mostram bastante semelhantes no verão, diferentemente do inverno.



**Figura 4.10** Função de densidade de probabilidade (PDF) da taxa de precipitação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ), mínima MSLP (hPa) e máxima velocidade do vento ( $\text{m/s}$ ) pelo CMIP6 (linha azul) e ERA5 (linha vermelha) para as estações de inverno (a-c) e verão (d-f). As linhas verticais tracejadas representam as médias das distribuições para cada conjunto.

Em relação às distribuições de mínima MSLP, não há um pico bem pronunciado durante o inverno, com valores de mínima MSLP relativamente bem distribuídos ao longo de toda a faixa entre 955 e 1000 hPa na ERA5 e 965 e 990 hPa no CMIP6, aproximadamente (Figura 4.10b). A ausência de um pico bem definido é reflexo da maior extensão latitudinal da densidade de trajetórias durante o inverno (Fig. 4.1), com os ciclones se distribuindo ao longo de uma larga faixa entre

as médias e altas latitudes, se refletindo em uma maior variabilidade da MSLP. No entanto, nota-se que o CMIP6 reproduz uma maior frequência de ciclones com mínimas de MSLP maiores que a ERA5, sugerindo ciclones menos profundos. De toda forma, é necessário cuidado na análise das mínimas de MSLP como uma medida de intensidade dos ciclones, uma vez que este campo é mais propenso a ser influenciado pelo fundo de grande escala e pela latitude de propagação dos ciclones (Hoskins e Hodges, 2002, Gramscianinov, 2018; Priestley e Catto, 2022). Por fim, quando se observa as distribuições para o verão, parece haver dois picos de mínimas de MSLP (Figura 4.10e). Um pico de maior frequência de ciclones entre 970 e 980 hPa, aproximadamente, e um pico secundário em torno de 1000 hPa. No verão, além da densidade de trajetórias se apresentar mais comprimido latitudinalmente em relação ao inverno (Fig. 4.4), a média zonal apresenta um deslocamento em direção ao polo. Esta mudança de padrão espacial acaba influenciando na distribuição das mínimas de MSLP ao longo dos ciclones extratropicais e produzindo picos mais acentuados (Figura 4.10e).

Quando se avalia a distribuição da máxima velocidade do vento ao longo dos ciclones, percebe-se uma menor performance de representação dos modelos do CMIP6 em relação à ERA5 (Fig. 4.10c e 4.10f). Em ambas as estações o CMIP6 simula ciclones com menores valores de máxima velocidade do vento em torno de seus centros. No inverno, há um pico de frequência de sistemas com máxima velocidade do vento em torno de 33 m/s, enquanto que a ERA5 apresenta o mesmo pico em 38 m/s, aproximadamente. No verão, ambos os valores apresentaram uma queda de cerca de 5 m/s, confirmando os resultados apresentados anteriormente que indicam uma maior velocidade do ar em ciclones durante a estação fria.

#### **4.1.5 Estrutura e evolução temporal**

Após a avaliação da performance do conjunto do CMIP6 em reproduzir algumas das principais características dos ciclones extratropicais no HS e variáveis associadas, esta seção procura aprofundar a discussão e responder alguns questionamentos importantes: i) Qual a capacidade do CMIP6 em capturar aspectos importantes da estrutura do ciclone durante sua evolução no tempo? ii) Como se comportam a precipitação e demais variáveis associadas durante os estágios de

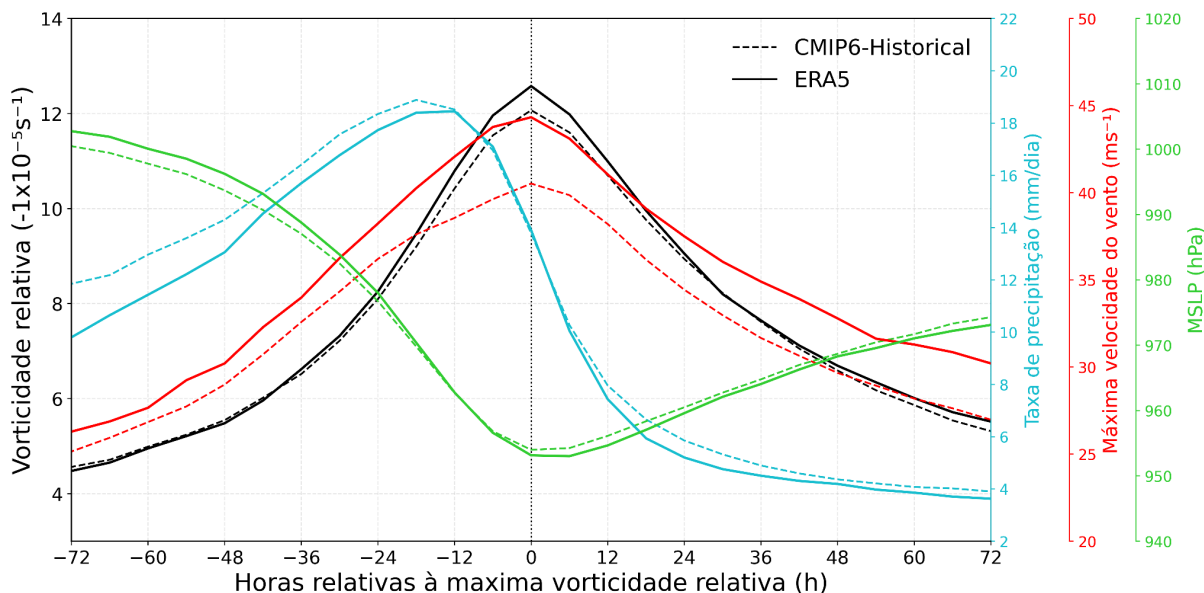
desenvolvimento, maturidade e de decaimento do ciclone? Essas questões são investigadas a partir de uma análise de compostos ao longo do ciclo de vida dos ciclones baseada em Bengtsson et al. (2009) e servirão como uma referência importante para a avaliação de mudanças futuras na estrutura e dinâmica dos ciclones extratropicais ao longo do HS.

Para a construção destes compostos, cada ciclone identificado é centrado no passo de tempo em que sua vorticidade relativa é mais negativa, correspondendo ao tempo de maior intensidade do sistema. Usando este tempo como referência ( $t = 0h$ ), as médias de quatro variáveis associadas aos ciclones (vorticidade relativa em 850 hPa, MSLP, precipitação e máxima velocidade do vento em 850 hPa) são calculadas a cada 6 horas ao longo do período de 72h antes da máxima intensidade ( $t = -72h$ ) e 72h depois da máxima intensidade ( $t = +72h$ ). Para obter um resultado com pouco ruído, é necessário assegurar que os compostos sejam construídos a partir de ciclones com duração suficiente de maneira a maximizar as sobreposições possíveis ao longo de um período de 144 horas. No entanto, impor um limite mínimo de 6 dias de duração seria excluir muitos sistemas do composto, por isso se optou por um limiar mínimo de 4 dias de duração, seguindo a recomendação de Bengtsson et al. (2009). Além disso, se escolheu restringir a análise considerando apenas os sistemas mais intensos, com base no percentil 98 da distribuição da máxima vorticidade relativa ciclônica ( $\zeta_{98}$ ) em 850 hPa. O uso de um número reduzido de sistemas evita a suavização excessiva dos campos analisados e a decisão por incluir apenas os ciclones mais intensos proporciona uma visualização mais nítida da evolução das variáveis ao longo dos diferentes estágios de vida, revelando estruturas mais pronunciadas.

O resultado dos compostos para o período de inverno pode ser observado na Figura 4.11. É possível observar que tanto o pico de máxima velocidade do vento quanto o de mínima MSLP ocorrem concomitantemente com o pico de vorticidade ciclônica e  $t = 0h$  (Fig. 4.11). À medida que a vorticidade relativa ciclônica aumenta, a MSLP diminui. Entre  $t = -24h$  e  $t = 0h$ , a MSLP atinge uma taxa de aprofundamento superior à 1 hPa/hora, o que poderia sugerir que os ciclones utilizados nos compostos se caracterizam como ciclones “bomba” (ou “explosivos”). No entanto, esta hipótese só pode ser confirmada com a normalização da taxa de



aprofundamento dos ciclones em relação à latitude de referência de 60°S (Sanders e Gyakum, 1980). Resultado semelhante foi encontrado por Bengtsson et al. (2009).



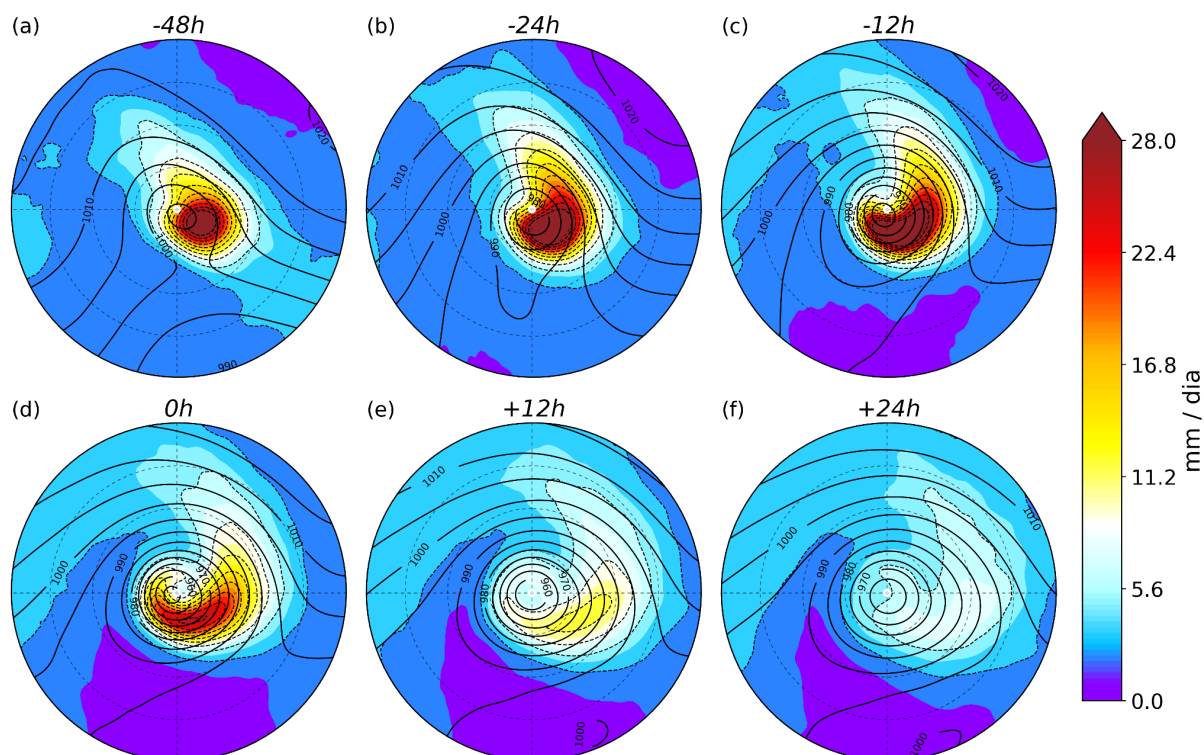
**Figura 4.11** Compostos do ciclo de vida dos ciclones mais intensos ( $\zeta_{98}$ ) rastreados no HS pelo CMIP6 (linha tracejada) e ERA5 (linha sólida) para a estação de inverno. As variáveis utilizadas são a máxima vorticidade relativa ciclônica (preto), taxa de precipitação (azul), máxima velocidade do vento (vermelho) e mínima MSLP (verde).

A máxima velocidade do vento durante o pico atinge valores de 45 m/s na ERA5 e 40 m/s no CMIP6, ressaltando a dificuldade dos modelos do CMIP6 em representar o campo de vento associado aos ciclones no HS. Em termos de MSLP, o CMIP6 apresentou ciclones ligeiramente mais profundos até 24 horas antes da máxima vorticidade ciclônica. A partir de  $t = 0h$ , essa relação se inverte. Nesse estágio do ciclo de vida, os ciclones tendem a ocluir. A vorticidade ciclônica e a máxima velocidade do vento iniciam uma redução de magnitude em taxas bastante próximas à fase de intensificação, enquanto que a MSLP aumenta em uma taxa mais lenta e não é possível observar o seu retorno aos valores próximos ao inicial. Isto provavelmente se deve ao fato de que os ciclones em médias latitudes tendem a se deslocar em direção ao polo ao longo do seu ciclo de vida, adentrando a região do cavado circumpolar, onde a pressão do estado básico é mais baixa.

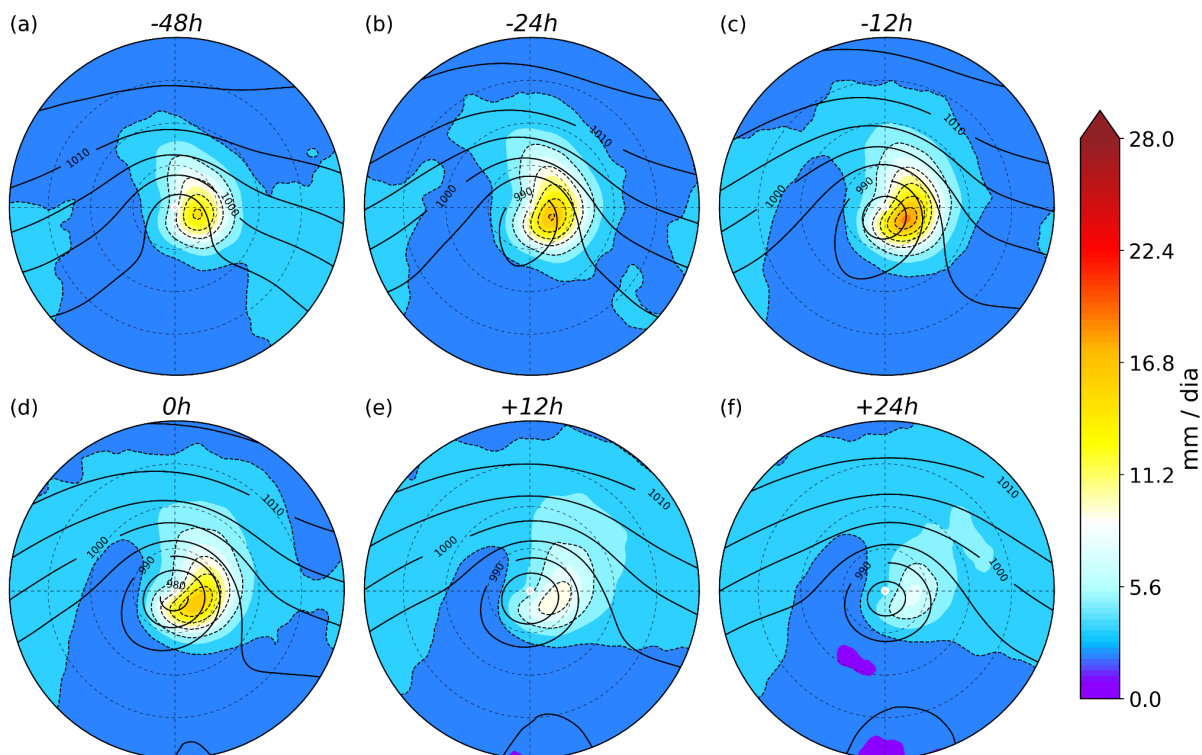
É interessante notar o comportamento da precipitação ao longo do ciclo de vida dos ciclones. Seu pico ocorre cerca de 12 a 18 horas antes da máxima intensidade. O aumento da precipitação em torno do centro dos ciclones favorece a

sua intensificação a partir da liberação de calor latente, produção de vorticidade potencial em baixos níveis e consequente queda da pressão (Binder et al., 2016; Booth et al., 2013, Lin et al., 2023). No entanto, há pouco consenso sobre as razões do descompasso na relação entre a máxima precipitação e a máxima intensidade dinâmica nos ciclones (Booth et al., 2018). A partir de  $t = -12h$ , a precipitação cai acentuadamente até cerca de 24 horas depois da oclusão, onde adquire comportamento relativamente estável. Por fim, o CMIP6 apresentou, de maneira geral, uma boa capacidade em representar a evolução da estrutura dos ciclones no tempo a partir das variáveis avaliadas, oferecendo uma maior confiabilidade na sua utilização para os fins desta pesquisa.

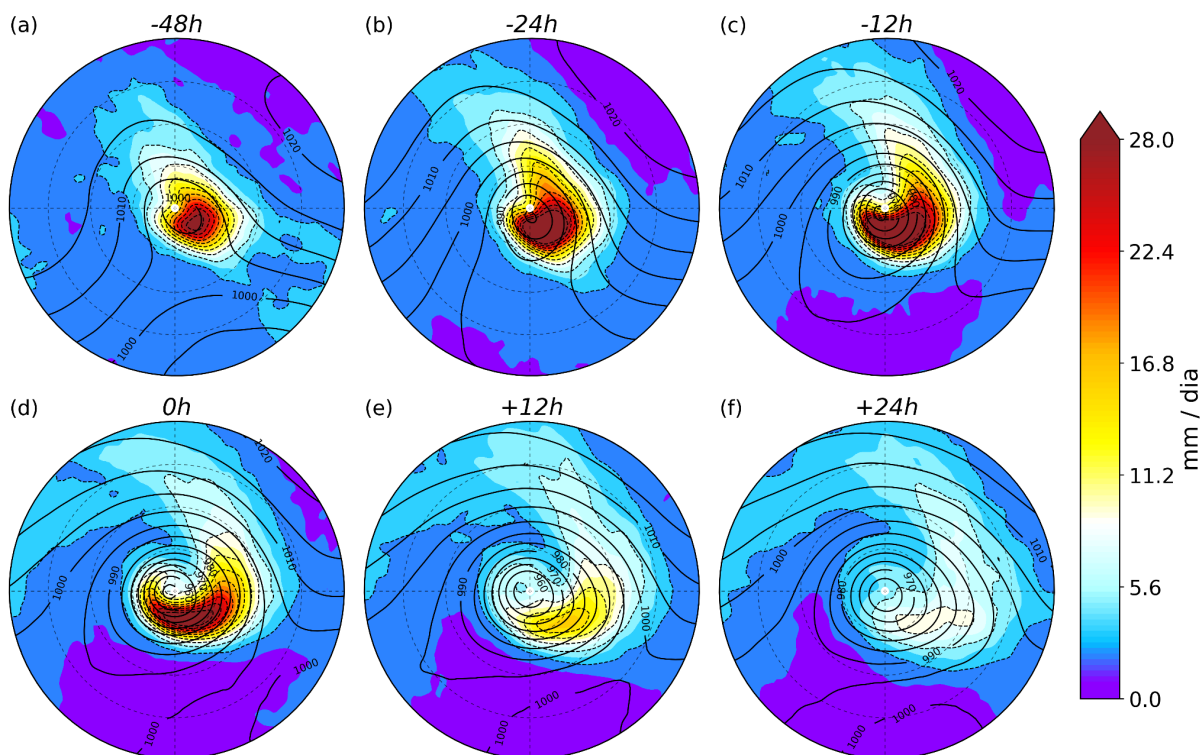
Com o objetivo de investigar a distribuição espacial típica e o desenvolvimento da precipitação associada aos ciclones, as Figuras 4.12 a 4.15 abaixo mostram a evolução temporal espacial da precipitação e da MSLP em torno do centro do ciclone (dentro de uma distância radial de  $20^\circ$  do centro) ao longo dos estágios de desenvolvimento, maturação e decaimento. Da mesma forma como nos compostos anteriores, foram utilizadas as médias das variáveis associadas aos ciclones mais intensos ( $\zeta_{98}$ ) identificados pelo CMIP6 e ERA5, garantindo uma visualização mais nítida e robusta de suas estruturas. No entanto, com o objetivo de abranger uma amostra de sistemas mais representativa da população total de ciclones no HS em termos de intensidade, a mesma análise foi também realizada para os ciclones de intensidade moderada, correspondendo todos os sistemas cuja máxima vorticidade relativa ciclônica ao longo do ciclo de vida residiu entre os percentis 25 e 75 da distribuição ( $\zeta_{25-75}$ ). Dessa forma, é possível obter tanto uma avaliação do conjunto de ciclones mais frequentes e “comuns” no HS (definido aqui como ciclones moderados), quanto daqueles mais extremos. Por fim, para fins de brevidade na análise e evitar redundância, foram considerados apenas seis períodos (-48h, -24h, -12h, 0h, +12h, +24h) relativos à máxima intensidade dinâmica ( $\zeta_{850}$ ) dos ciclones. Além disso, apenas a estação de inverno foi avaliada.



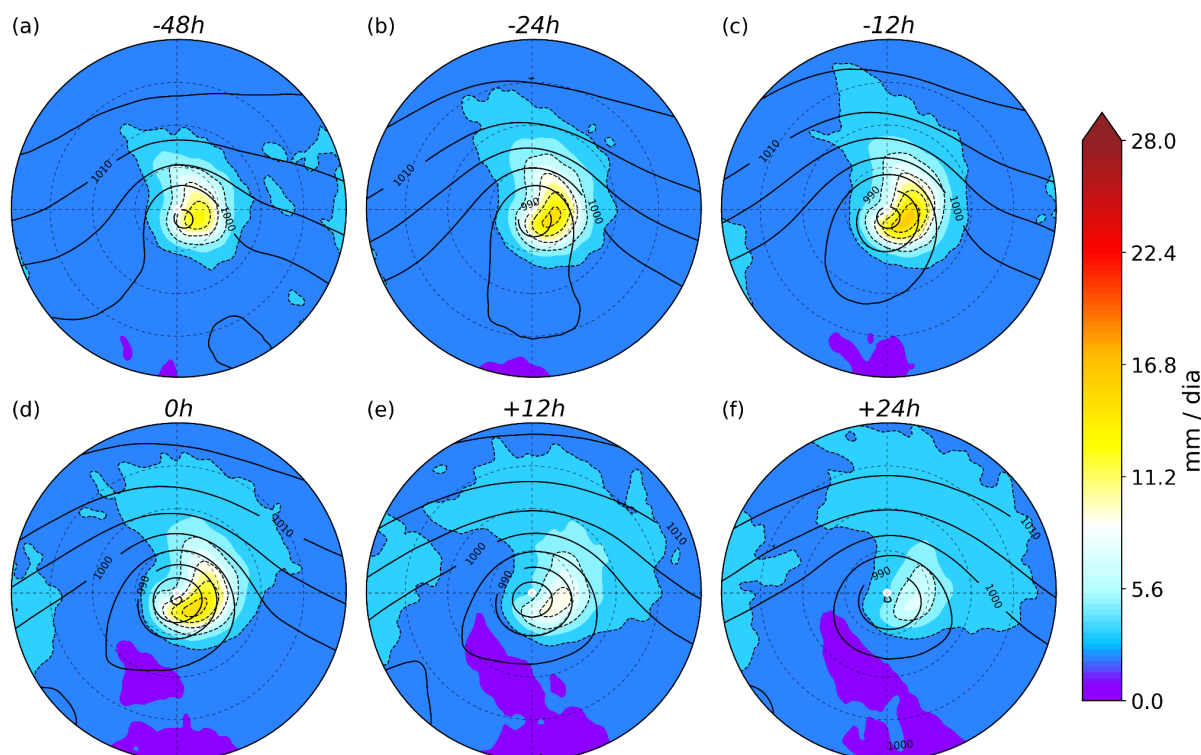
**Figura 4.12** Compostos da precipitação (sombreado) e MSLP (linhas pretas) associados aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) rastreados no HS pelo CMIP6 para a estação de inverno. O intervalo de tempo em relação à máxima intensidade dinâmica (em termos de  $\zeta_{850}$ ) é indicado acima de cada composto.



**Figura 4.13** Como na Figura 4.12, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ).



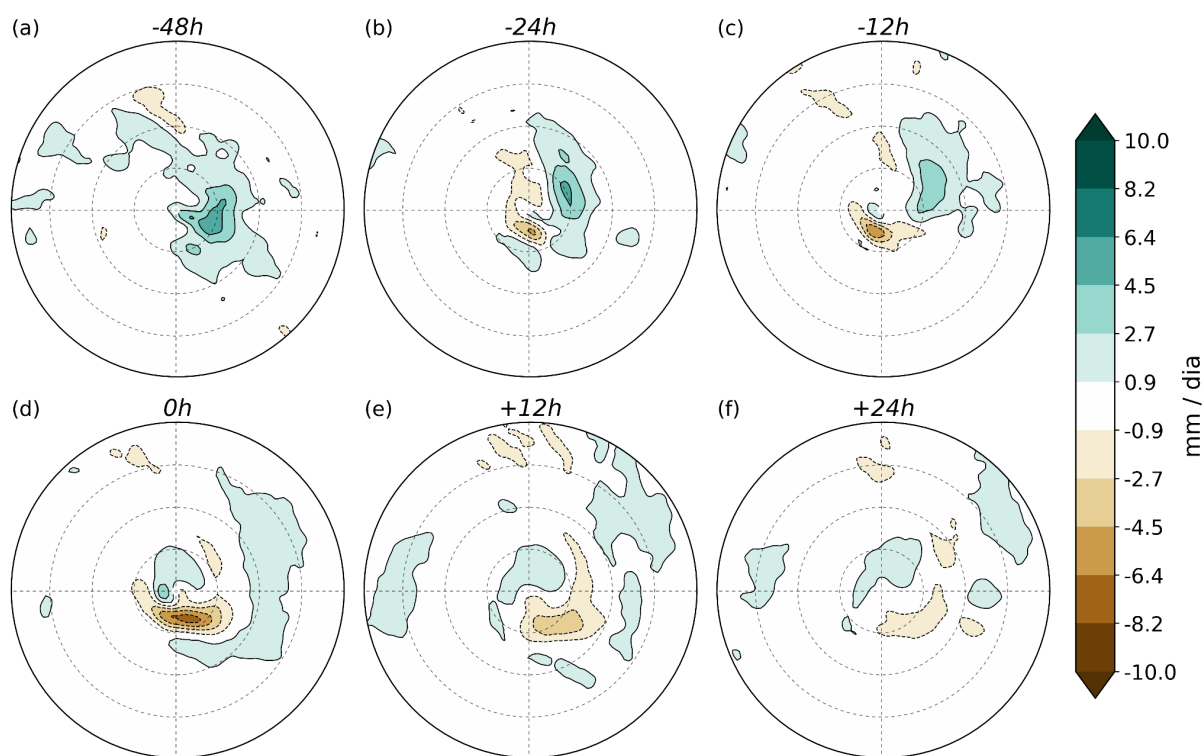
**Figura 4.14** Como na Figura 4.12, mas para a ERA5.



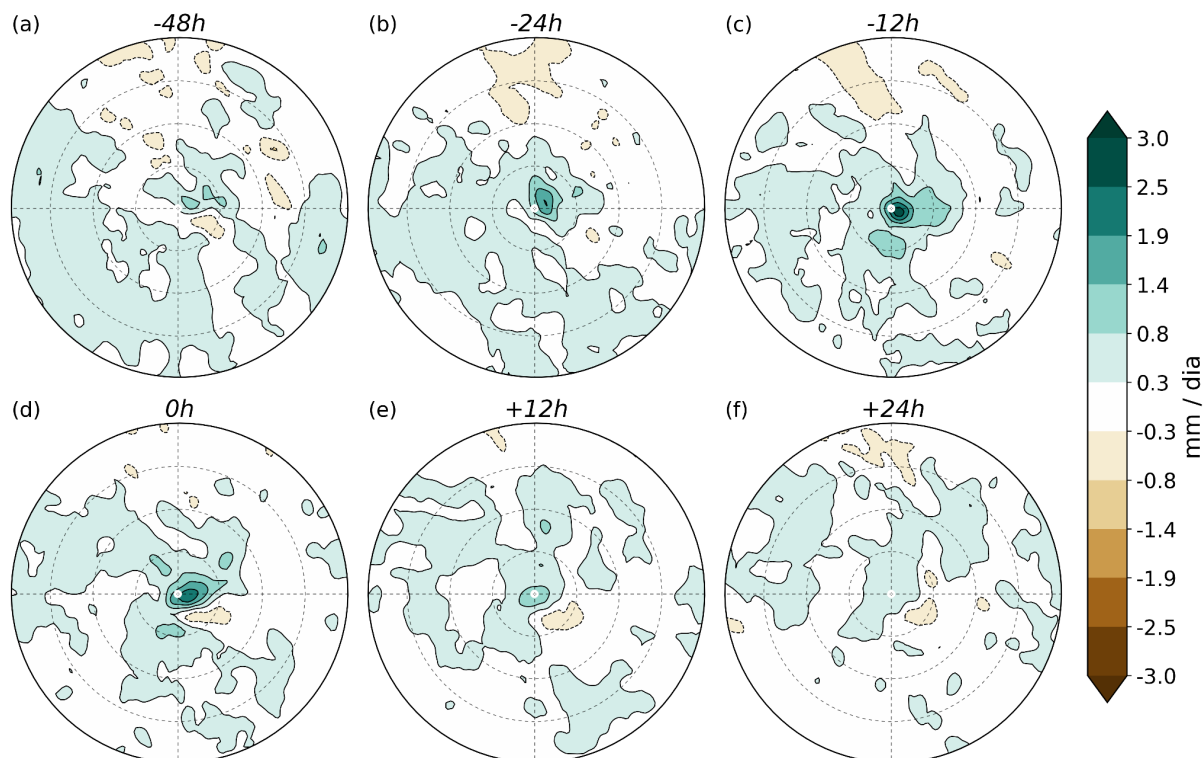
**Figura 4.15** Como na Figura 4.12, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ) na ERA5.

Em relação aos ciclones extremos, os compostos do CMIP6 apresentados na Figura 4.12 indicam que, em  $t = -48h$ , os ciclones já se encontram em um estágio inicial de isóbara fechada e com a presença de um núcleo circular de máxima precipitação ( $> 28\text{mm}/\text{dia}$ ) a sudoeste do centro do composto, localizado no quadrante sudeste (Fig. 4.12a). Os ciclones moderados também apresentam um núcleo de máxima próximo ao centro (Fig. 4.13a), mas em magnitude e extensão espacial consideravelmente inferior ( $\sim 11\text{mm}/\text{dia}$ ). Em ambos os conjuntos de dados e intensidades, uma faixa alongada de precipitação de menor magnitude se apresenta em estágio inicial de organização, orientada diagonalmente no sentido noroeste-sudeste dos compostos. Padrões bastante similares de distribuição da precipitação são encontrados pela ERA5 para ambas as intensidades de ciclones, mas em menor magnitude quando comparado ao CMIP6 (Fig. 4.14a e 4.15a), corroborando com o encontrado na Figura 4.11. Tais diferenças podem ser visualizadas a partir das Figuras 4.16a e 4.17a. Observa-se que o CMIP6 tende a superestimar a precipitação ao longo das frentes nos ciclones extremos (Fig. 4.16a). Nos ciclones moderados, por outro lado, as superestimativas ocorrem de maneira

generalizada ao longo do setor frio e mais concentrada próximo ao núcleo dos sistemas (Fig. 4.17a).



**Figura 4.16** Diferenças entre CMIP6 e ERA5 dos compostos da precipitação associada aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) para a estação de inverno.



**Figura 4.17** Como na Figura 4.16, mas para ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ).

A partir de  $t = -24h$ , os ciclones extremos se aprofundam e se intensificam, as estruturas frontais se tornam mais bem definidas e a distribuição da precipitação começa a adquirir um padrão de vírgula invertida em torno do núcleo, com maior nitidez no CMIP6 (Fig. 4.12b e 4.14b). Este padrão é comumente encontrado em outros estudos para o HS (Yettella e Lay, 2016; Xu et al., 2023). É possível observar que os ciclones moderados apresentam uma taxa de aprofundamento da pressão menor (queda de 5 hPa) que a dos extremos (queda de 15 hPa) no intervalo de 24 horas (Fig. 4.13b). Além disso, a área de maior precipitação dos ciclones moderados parecem se expandir mais lentamente. As diferenças em relação à ERA5 mostram que o CMIP6 segue superestimando em maior intensidade a precipitação no setor frio e sobre o núcleo dos ciclones moderados e a leste dele nos ciclones extremos (Fig. 4.16b e 4.17b).

Cerca de 12 horas antes da máxima intensidade ( $t = -12h$ ), os ciclones extremos e moderados no CMIP6 se encontram no estágio de máxima precipitação (Fig. 4.12c e 4.13c), consistente com os resultados apresentados na Fig. 4.11. As regiões de máxima precipitação nos ciclones extratropicais estão fortemente associadas às regiões de intenso movimento ascendente do ar e convergência de umidade oriunda de menores latitudes ao longo da esteira transportadora quente

(ETQ; Dai and Nie, 2020; Field e Wood; 2007; Jeyaratnam et al., 2020; Joos, 2019; Yettella e Kay; 2016). É possível observar que neste estágio a banda de máxima precipitação nos ciclones extremos se encontra envolvendo o núcleo pelo sul. No entanto, o CMIP6 parece subestimar a precipitação imediatamente ao sul do centro dos ciclones extremos em relação à ERA5 (Fig. 4.16c), enquanto que superestima sobre o núcleo dos ciclones moderados (Fig. 4.17c).

Em  $t = 0h$ , os ciclones alcançam sua máxima intensidade dinâmica (Fig. 4.12d, 4.13d, 4.14d e 4.15d). As isóbaras de MSLP dos ciclones extremos se apresentam mais simétricas e profundas, atingindo mínima de 955 hPa e configurando um acentuado gradiente de pressão (Fig. 4.12d e Fig. 4.14d). Nos ciclones moderados, o valor da mínima pressão permanece estável em relação ao intervalo de tempo anterior, sugerindo que há pouco aprofundamento da MSLP nos períodos próximos ao máximo desenvolvimento dos sistemas (Fig. 4.13d). A precipitação em ambos os conjuntos e intensidades de ciclones já se encontra em processo de enfraquecimento ao longo de toda a região no interior de  $10^\circ$  a partir do centro dos ciclones. Todavia, há um aumento em magnitude da subestimativa ao sul do núcleo dos sistemas extremos pelo CMIP6 (Fig. 4.16d), evidenciando uma dificuldade sistemática na representação dos mecanismos que controlam a precipitação nesta região para ciclones muito intensos. Nos ciclones moderados, o viés inverso (positivo) ocorre, mas em magnitude inferior e concentrado sobre o núcleo dos sistemas (Fig. 4.17d).

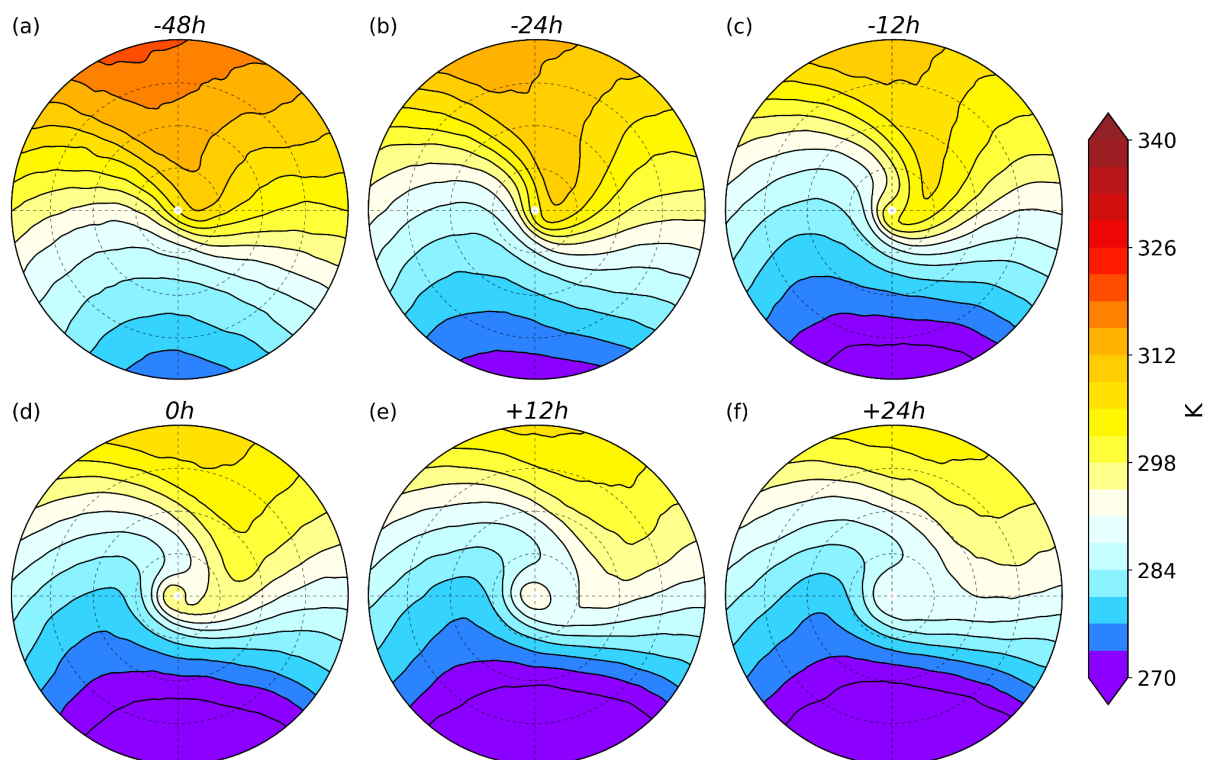
Por fim, os ciclones extremos e moderados atingem a fase de decaimento ( $t = + 12h$ ;  $t = + 24h$ ) apresentando valores de precipitação inferiores a 12 mm/dia e 9 mm/dia, respectivamente (Fig. 4.12e,f, 4.13e-f, 4.14e-f e 4.15e-f). Em  $t = + 12h$ , a banda de precipitação próxima ao núcleo nos ciclones extremos e na região da frente oclusa apresentou uma queda 4 vezes maior (em relação a  $t = 0h$ ) que a precipitação localizada ao longo da frente fria, tanto no CMIP6 quanto na ERA5 (Fig. 4.12e e 4.14e). Nos ciclones moderados, essa mesma queda foi apenas uma vez maior (Fig. 4.13e e Fig. 4.15e). Estes resultados sugerem que, após a fase de maturidade dos ciclones, há um aumento da importância relativa das frentes frias para a precipitação associada aos ciclones extratropicais.

Avila et al. (2021) discutem que os ciclones explosivos mais intensos tendem a se desenvolver segundo o modelo conceitual de Shapiro-Keyser, no qual a frente fria mantém uma propagação aproximadamente perpendicular à frente quente ao

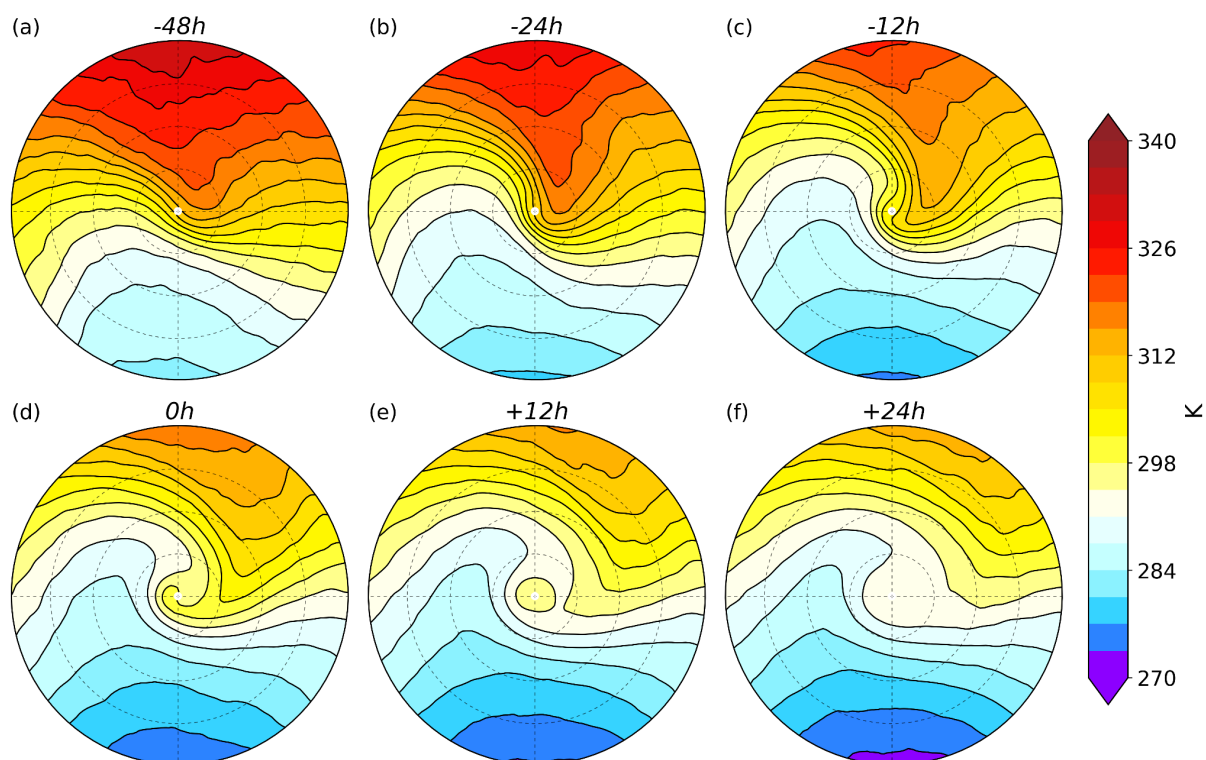


longo de todo o ciclo de vida do ciclone e ocorre a formação de um núcleo de ar quente aprisionado em baixos níveis, denominada seclusão quente. Do total de seis eventos ciclogênese explosiva que os autores investigaram sobre o Atlântico Sul durante as estações de verão e inverno nos anos de 2012 e 2014, todos os ciclones se desenvolveram segundo este modelo. Os resultados dos compostos de precipitação apresentados aqui podem sugerir que uma parcela considerável dos ciclones extremos avaliados neste trabalho correspondam ao modelo de Shapiro-Keyser e que o CMIP6 apresenta dificuldade na representação da precipitação na região da seclusão quente, ao longo dos estágios de maturidade e dissipação do sistema. Com o objetivo de investigar a questão, as Figuras 4.18 a 4.21 apresentam os compostos da temperatura potencial equivalente em 850 hPa relativos aos ciclones extremos para a ERA5 e CMIP6, nas estações de inverno e verão.

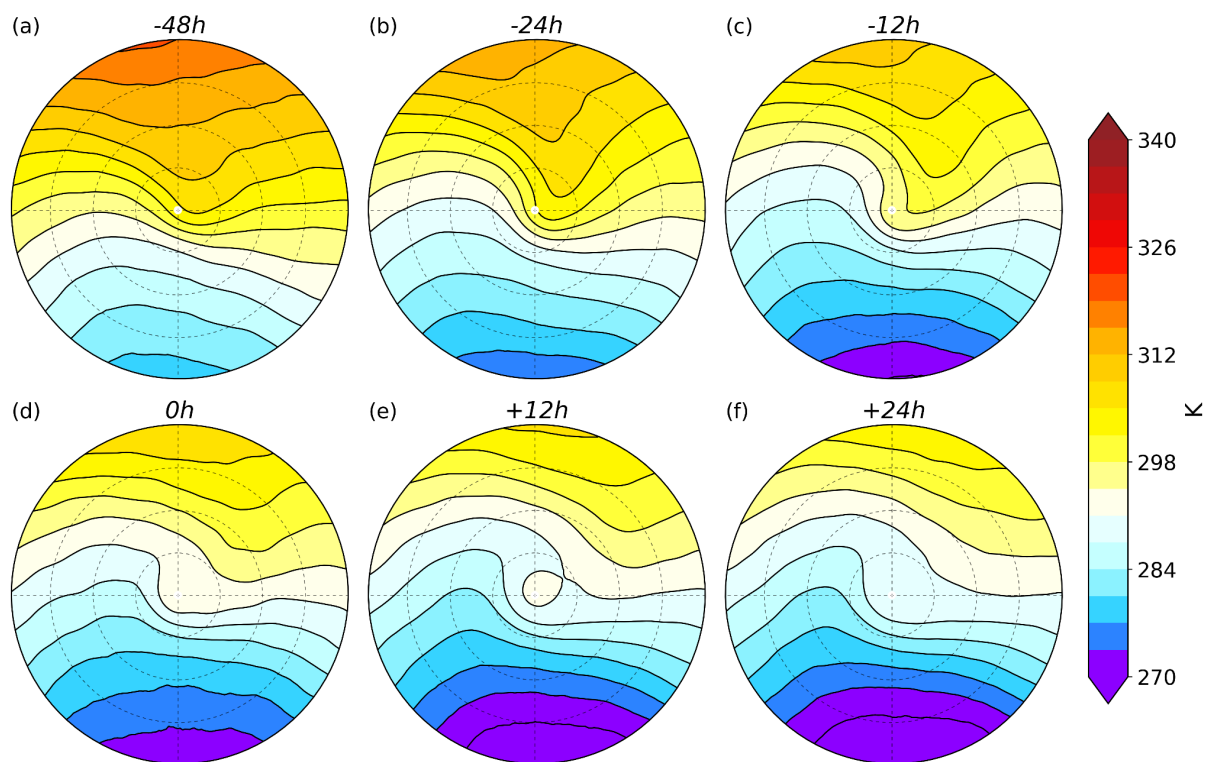
Em ambas as estações, tanto a ERA5 quanto o CMIP6 indicam a presença da seclusão quente, representada pela "bolha" isolada de maior temperatura próxima ao núcleo do sistema em  $t = +12h$  (ERA5 e CMIP6 no inverno) e  $t = +24h$  (CMIP6 no verão). Ambos os conjuntos de dados apresentam a seclusão quente se formando a partir do estágio de máxima maturidade do sistema ( $t = 0h$ ). No entanto, este processo se encontra mais bem definido na ERA5 (Figs. 4.18d,e e 4.19d,e), demonstrando uma certa dificuldade dos modelos do CMIP6 em representar a seclusão quente nos ciclones intensos (Figs. 4.20d-f e 4.21d-f). Além destes resultados apresentarem indícios corroborando com a hipótese de que os ciclones extremos avaliados neste trabalho representam ciclones do tipo Shapiro-Keyser, também podem ajudar a explicar as diferenças nos compostos de precipitação encontradas pelo CMIP6 em relação à ERA5 próximo ao núcleo durante os estágios de maturidade e dissipação dos ciclones.



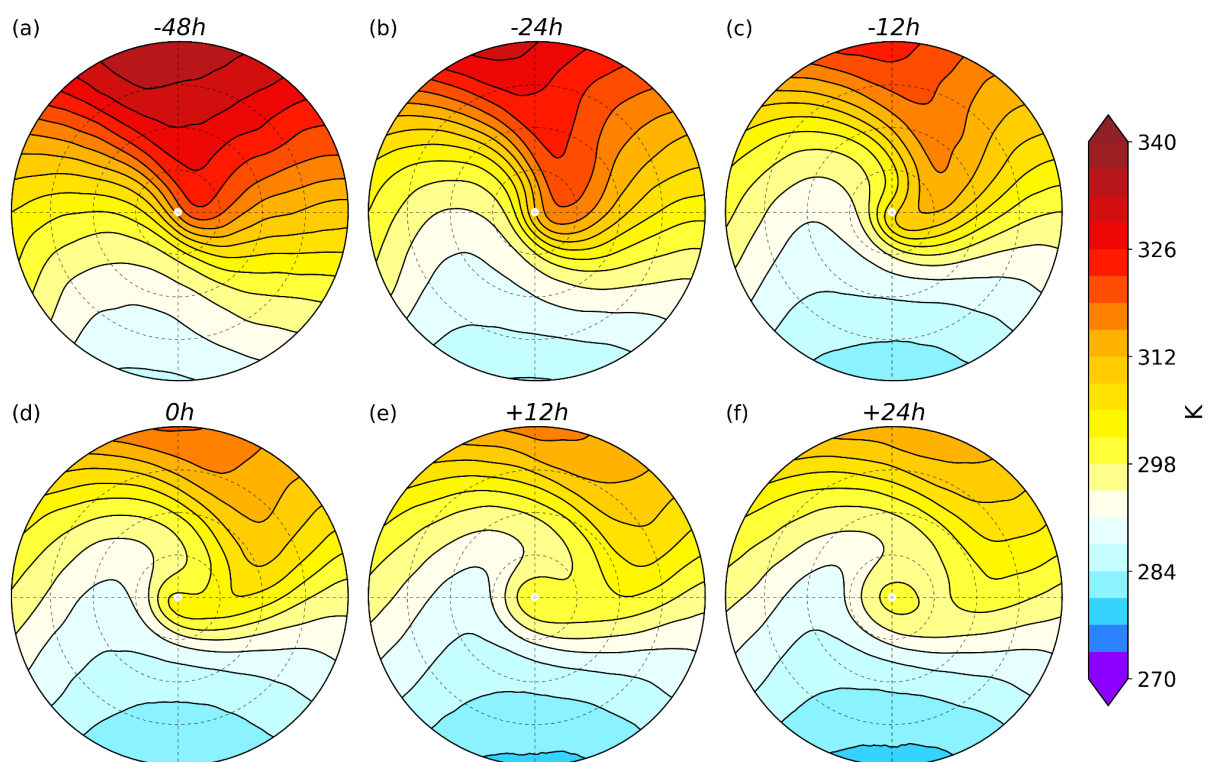
**Figura 4.18** Compostos da temperatura potencial equivalente associados aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) rastreados no HS pelo ERA5 para a estação de inverno. O intervalo de tempo em relação à máxima intensidade dinâmica (em termos de  $\zeta_{850}$ ) é indicado acima de cada composto.



**Figura 4.19** Como na Figura 4.18, mas para a estação de verão.



**Figura 4.20** Como na Figura 4.18, mas para o CMIP6.



**Figura 4.21** Como na Figura 4.20, mas para a estação de verão.

## **4.2 Ciclones no clima futuro: CMIP6 SSP5-8.5**

Uma vez avaliada a climatologia de ciclones extratropicais no HS para o período presente (1979-2014) e a capacidade do conjunto do CMIP6, em relação à ERA5, em representar os principais padrões de distribuição espacial, características médias e a evolução temporal da estrutura dos ciclone em função de variáveis associadas como a vorticidade relativa, precipitação, MSLP e velocidade do vento, é importante investigar os potenciais impactos das mudanças climáticas sobre esses elementos no futuro.

Nesta seção, esta análise é realizada a partir dos últimos 30 anos de dados do CMIP6 para o século 21 (2070-2099) sob o cenário climático SSP5-8.5. Este cenário foi escolhido por representar o cenário de maior nível de emissões de gases do efeito estufa (O'Neill et al., 2016), onde os sinais de mudança são mais robustos, permitindo uma melhor visualização e avaliação das respostas dos ciclones extratropicais frente às mudanças climáticas projetadas.

### **4.2.1 Frequência e estatísticas gerais**

A Tabela 4.3 resume as estatísticas de frequência dos ciclones no HS e em cada bacia oceânica durante as estações de inverno e verão. As diferenças percentuais das médias sazonais de frequência em relação à simulação histórica do CMIP6 se encontram na coluna à direita da mesma tabela.

**Tabela 4.3** Frequência total e média sazonal de ciclones no HS e por bacia oceânica pelo CMIP6 para as estações de inverno (JJA) e verão (DJF) no período futuro (2070-2099) sob o cenário climático SSP5-8.5. As médias são acompanhadas dos respectivos desvios-padrão. As diferenças percentuais para as médias sazonais entre o período futuro e histórico são dispostas na coluna à direita da tabela. Diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ) com base no teste de Mann-Whitney são indicadas por um asterisco.

Oceano	CMIP6 SSP5-8.5 (2070-2099)				Diferença percentual (SSP5-8.5 - Historical)	
	JJA		DJF		JJA	DJF
	Total	Média sazonal	Total	Média sazonal	Média sazonal	Média sazonal
<b>Todos</b>	13476,8	449,2 ± 24,1	9157,4	315,8 ± 21,2	-4,0% (*)	-4,6% (*)
<b>Atlântico</b>	3164,8	105,5 ± 10,3	2270,2	78,3 ± 9,5	-4,5% (*)	-9,8% (*)
<b>Índico</b>	3693,4	123,1 ± 10,1	2552,8	88,0 ± 10,8	-5,5% (*)	-5,5% (*)
<b>Pacífico</b>	3812,2	127,1 ± 13,4	2615,4	90,2 ± 11,5	-6,8% (*)	-9,0% (*)
<b>Antártico</b>	2806,2	93,5 ± 12,5	1719,0	59,3 ± 14,6	+2,9%	+14,1% (*)

Durante a estação de inverno, o CMIP6 registrou uma frequência total média de 13.476,8 ciclones ao longo de todo o HS para todo o período de 2070-2099 e uma média sazonal de  $449,2 \pm 24,1$ . Este número é 4% inferior à média encontrada para a mesma estação no período histórico (1979-2014). Esses resultados estão em consonância com estudos anteriores que também examinaram a frequência de ciclones no HS sob cenários climáticos futuros (Fyfe, 2003; Silva, 2010; Grieger et al., 2014; Priestley e Catto, 2022). No verão, o CMIP6 identificou um total de 9157,4 ciclones e média de  $315,8 \pm 21,2$  por verão, indicando uma queda de 4,6% na média sazonal com relação ao período histórico.

As projeções do CMIP6 para a frequência de ciclones com origem em cada bacia oceânica mostram que há uma tendência negativa generalizada ao longo de todo o HS, com exceção do Oceano Antártico. No inverno, se projeta uma diminuição de 4,5% para a média sazonal de ciclones no Atlântico Sul. Essa redução se torna mais pronunciada no verão, atingindo 9,8%. Krüger et al. (2012), ao utilizar o modelo climático regional RegCM3 aninhado ao modelo global HadAM3, projetaram uma diminuição de cerca de 7,2% e 4,7% no número total de ciclones no Atlântico Sul relativo ao período de 2071-2085 para as famílias de cenários A2 e B2 do relatório SRES utilizados no terceiro relatório (AR3) do IPCC (2001). Outro estudo mais recente mostrou uma projeção de redução de até 11% na frequência anual de ciclones no sudoeste do Atlântico Sul para o final do século, sob o cenário RCP8.5 (Reboita et al., 2018). Este cenário se baseia na mesma forçante radiativa utilizada no SSP5-8.5 e ambos correspondem ao cenário mais pessimista de seus

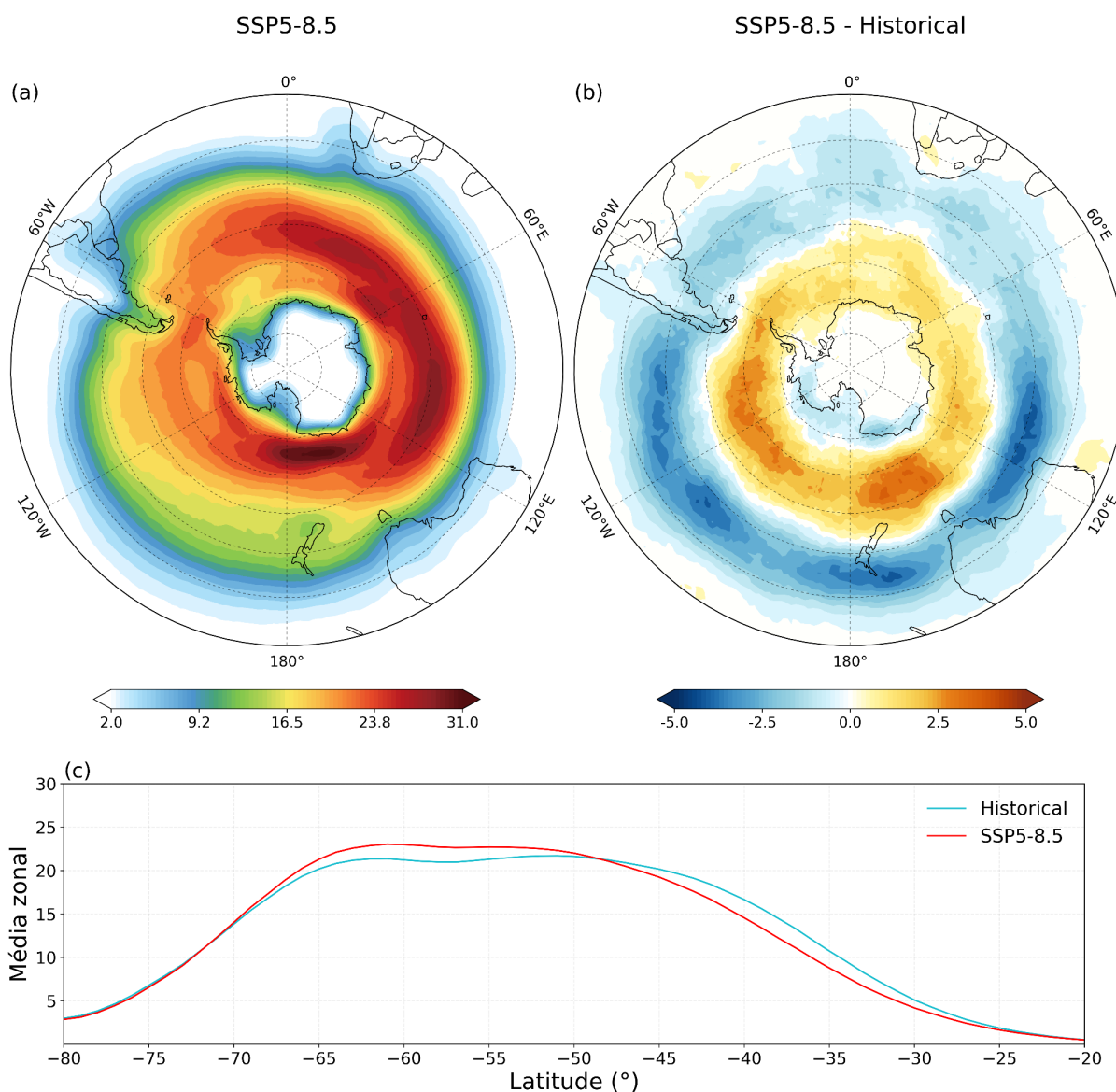
respectivos grupos, no entanto, são construídos com base em premissas distintas. Ao contrário dos cenários SSPs, os RCPs não levam em consideração fatores socioeconômicos e sua evolução na estimativa dos cenários de emissões (IPCC, 2013; 2021).

O Pacífico Sul mostra uma redução de 6,8% no número médio de ciclones para o inverno e 9,0% no verão, enquanto que para o Oceano Índico se projeta uma redução de 5,5% em ambas as estações. Por fim, o CMIP6 indica um aumento de 2,9% de ciclones no Oceano Antártico durante o inverno e um número surpreendente maior para o verão, de cerca de 14,1% em relação ao período histórico. A partir destes últimos resultados, é interessante notar que a projeção de migração dos sistemas transientes de médias latitudes para os polos, frequentemente discutida na literatura (Bengtsson, 2007; Catto et al., 2019; Fyfe, 2003; Geng e Sugi, 2003; Lehmann et al., 2014; Priestley e Catto, 2022; Ulbrich et al., 2009), parece ser maior no verão.

#### **4.2.2 Distribuição espacial**

A distribuição da densidade de trajetórias de ciclones no cenário SSP5-8.5 e as diferenças em relação ao período histórico do CMIP6 se encontram representadas nas Figuras 4.22 e 4.23 e permitem visualizar com mais detalhes a variabilidade regional em relação às mudanças futuras projetadas para os ciclones extratropicais no HS.

Durante o inverno, o padrão espacial da densidade de trajetórias é similar ao clima presente (Fig. 4.22a). As regiões de maior densidade no HS se mantêm sobre o sudeste do Atlântico Sul e ao longo de todo o setor sul do Oceano Índico e parte do Pacífico Sul, com uma máxima bem localizada ao sul da Nova Zelândia, próximo à costa do continente antártico.



**Figura 4.22** Densidade de trajetórias de ciclones para a estação de inverno no CMIP6: (a) SSP5-8.5; (b) SSP5-8.5 - Histórico; (c) média zonal da densidade de trajetórias para o Histórico (linha azul) e SSP5-8.5 (linha vermelha). Unidade de densidade: ciclones por  $10^6\text{km}^2$  por estação.

Quando avaliada a diferença entre os dois períodos no inverno, as mudanças projetadas pelo CMIP6 se tornam bastante evidentes (Fig. 4.22b). O CMIP6 projeta uma redução da densidade de trajetórias ao longo de toda a faixa de latitude entre  $30^{\circ}\text{S}$  e  $50^{\circ}\text{S}$  e um aumento a partir de  $60^{\circ}\text{S}$  ao polo. Além disso, é possível observar também uma redução na densidade de trajetórias ao longo da costa do continente antártico, entre  $120^{\circ}\text{E}$  e  $120^{\circ}\text{W}$ . Estes padrões espaciais de mudanças também são observados a partir das médias zonais da densidade de trajetórias nos dois períodos (Fig. 4.22c). Tais mudanças corroboram com as frequentes projeções de migração

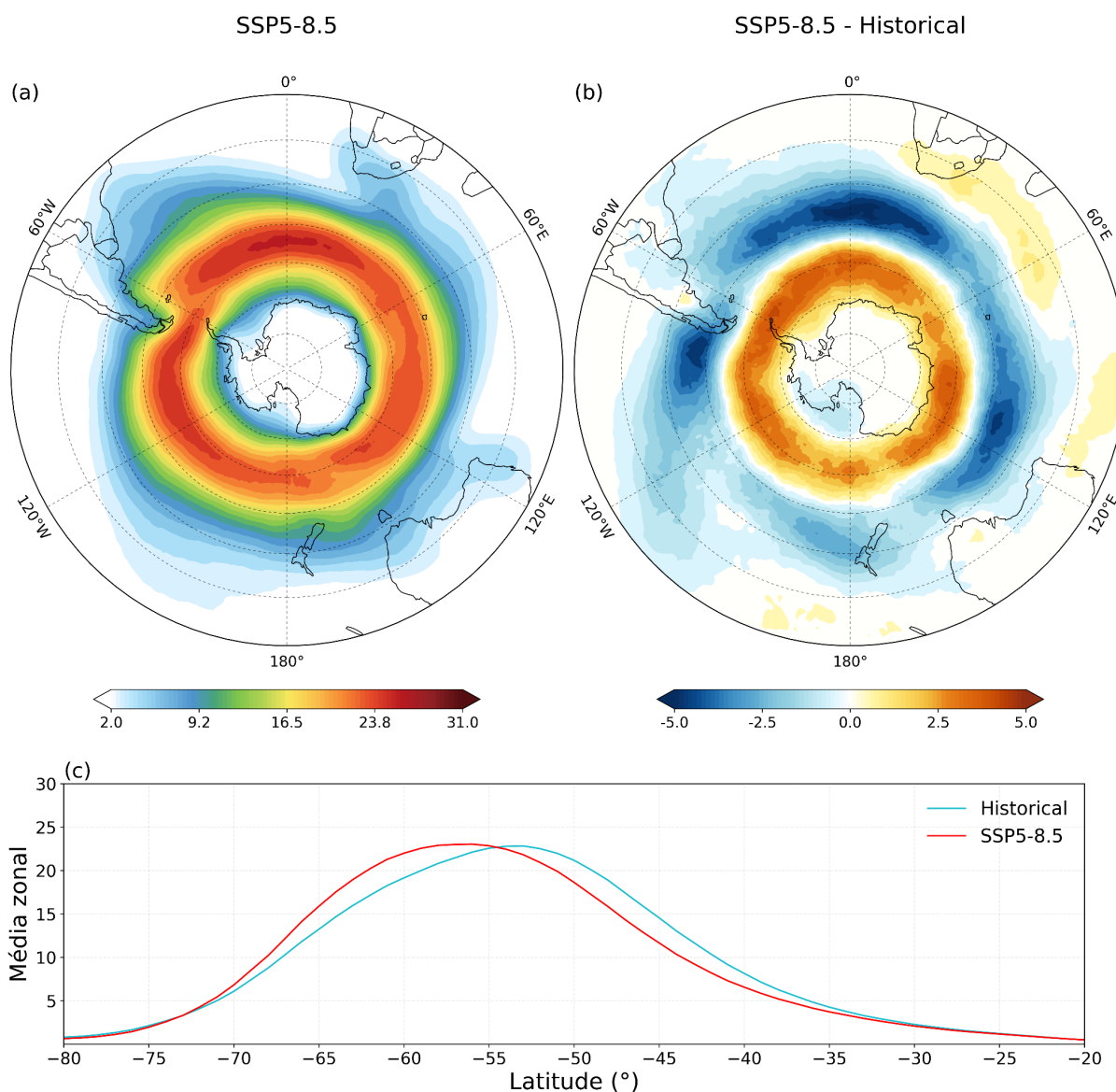
dos ciclones em direção às maiores latitudes (Catto et al., 2019; Geng e Sugi, 2003; Lehmann et al., 2014; Priestley e Catto, 2022). Este cenário é frequentemente atribuído a fatores como a expansão da célula de Hadley (Lu et al., 2007; Shaw et al., 2016; Staten et al., 2018), o aumento da estabilidade atmosférica nos trópicos devido ao aquecimento da alta troposfera, e o enfraquecimento das zonas de forte baroclinia nas latitudes médias (Bengtsson et al., 2006; Chang et al., 2012; Lim e Simmonds, 2009).

Durante o verão, a redução na densidade de trajetórias em médias latitudes e aumento em direção ao polo também é projetada para o futuro (Fig. 4.23a-c). No entanto, a magnitude da mudança é superior em relação ao inverno em quase toda a extensão do HS ao sul de 40°S. A estimativa de redução na densidade é bastante proeminente ao longo do setor sudeste dos oceanos Atlântico Sul, Índico e Pacífico Sul, enquanto que as maiores diferenças positivas se encontram entre os mares de Amundsen, Bellingshausen e Weddell, ao longo da costa oeste da Antártica. Gramscianinov (2018) também encontrou um forte sinal negativo na densidade de trajetórias sobre o sudeste do Atlântico Sul durante o verão, quando considerado o cenário de forçante climática RCP8.5 até o final do século.

É interessante notar também a existência de um núcleo de forte sinal negativo a oeste do extremo sul do Chile, e que se estende em menor magnitude na direção noroeste sobre um longo ramo diagonal até os subtropicais do Pacífico Sul central. Este sinal provavelmente está relacionado com mudanças na estrutura e comportamento da Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS; Fahad et al., 2020; Reboita et al., 2019) e da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS; Brown et al., 2020; Priestley e Catto, 2022), afetando a propagação de sistemas transientes na região. Diferenças positivas nos subtropicais são maiores do que aquelas do inverno (Fig. 4.22b e 4.23b).

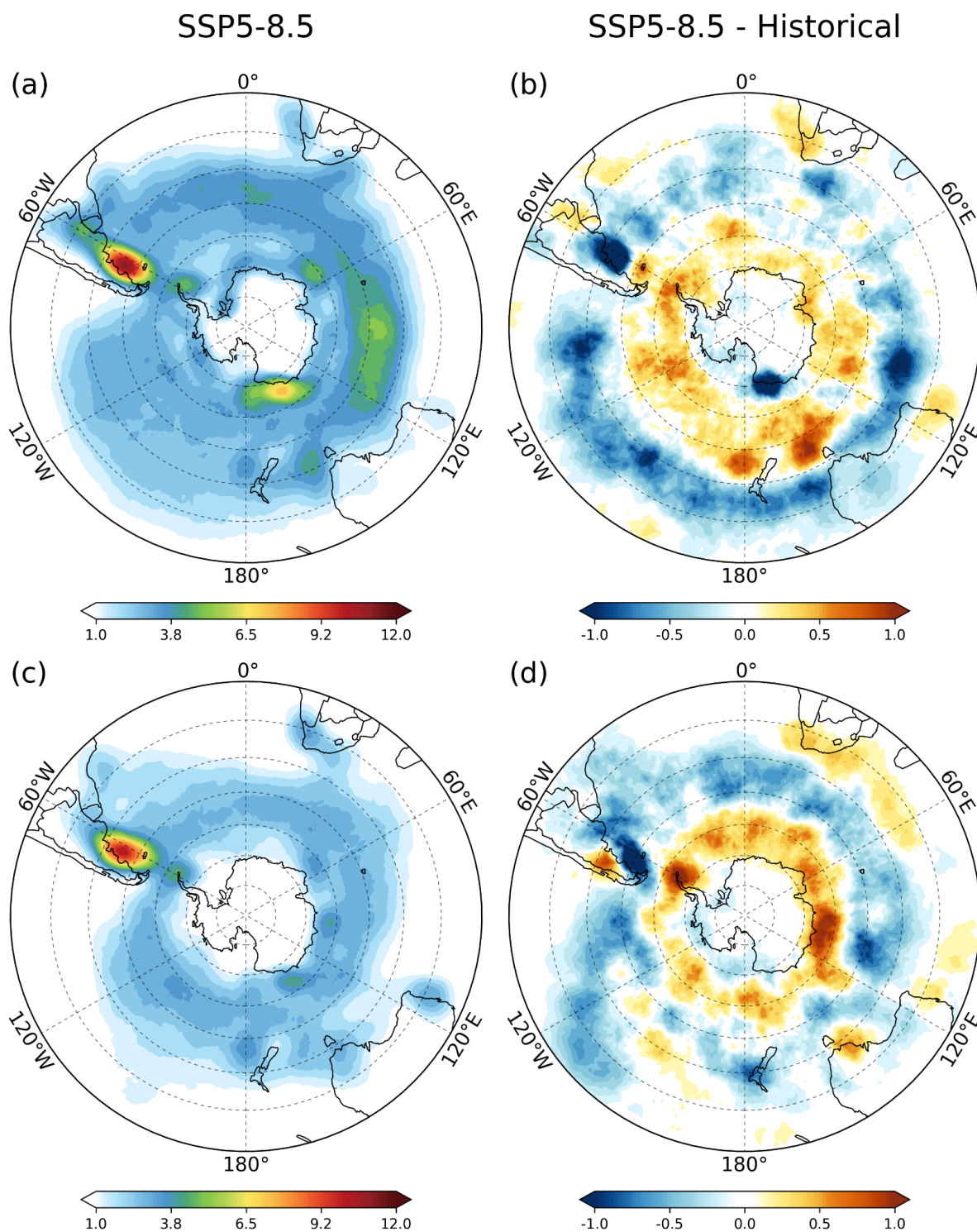
Por fim, as médias zonais mostram um nítido deslocamento da densidade de trajetórias em médias latitudes (Fig. 4.23c), com pico em 53°S no período histórico, para a latitude de 57,5°S no cenário SSP5-8.5, consistente com o encontrado por Priestley e Catto (2022).





**Figura 4.23** Como na Figura 4.22, mas para o verão.

Como já discutido anteriormente, a posição das regiões de maior densidade de trajetórias é também um reflexo da distribuição das regiões de máxima ciclogênese. Nesse sentido, é importante avaliar as projeções futuras dos principais núcleos de ciclogênese no HS. A Figura 4.24 mostra que, análogo à densidade de trajetórias, as projeções para as ciclogêneses também indicam uma tendência de migração para maiores latitudes.

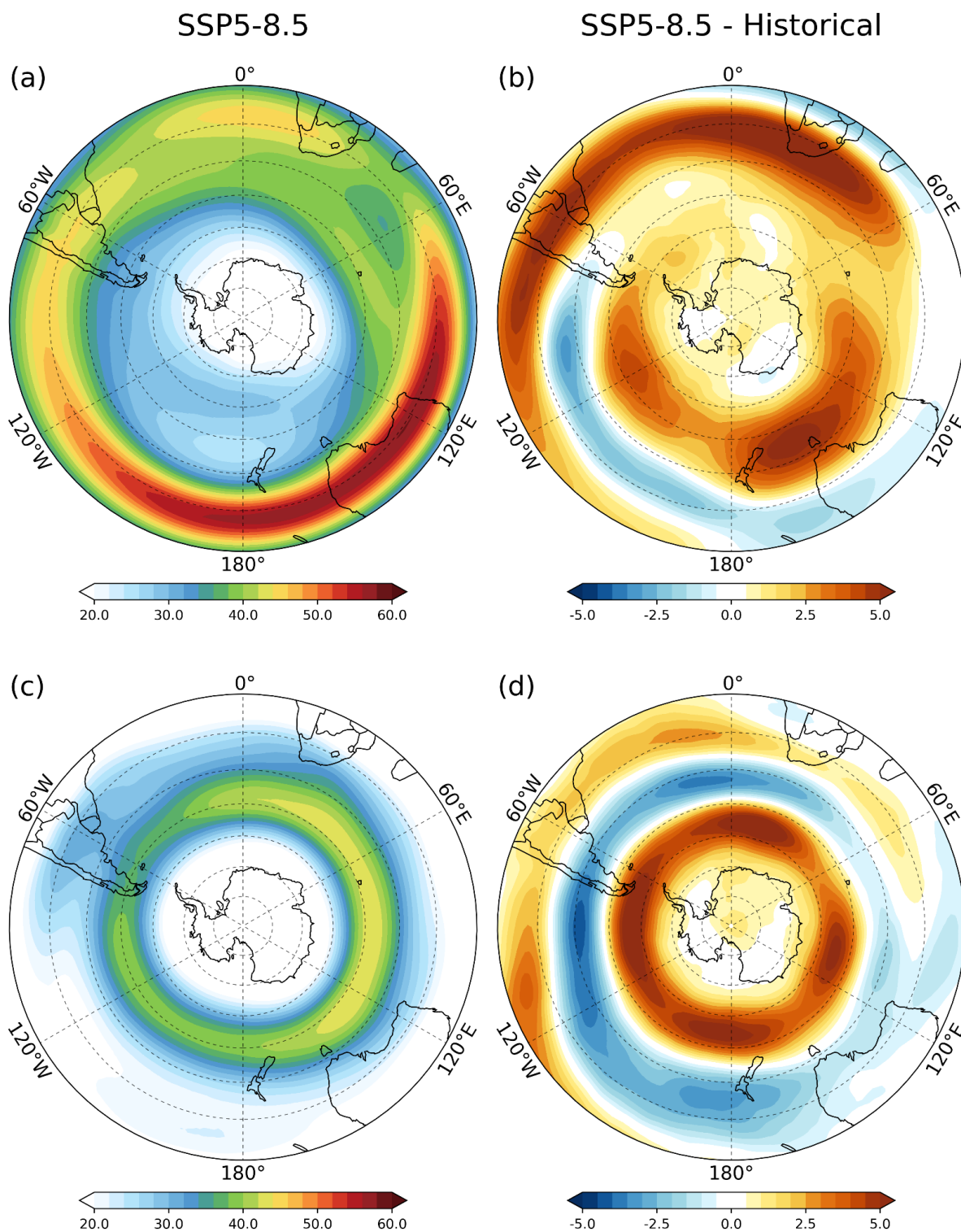


**Figura 4.24** Densidade de ciclogêneses para as estações de inverno (a,b) e verão (c,d) no CMIP6: (a,c) SSP5-8.5; (b,d) SSP5-8.5 - Histórico. Unidade de densidade: ciclogêneses por  $10^6\text{km}^2$  por estação.

No inverno, o núcleo de máxima ciclogênese sobre a costa leste da Argentina apresenta as mudanças mais negativas em relação ao período histórico (Fig. 4.24a,b). Durante o verão, esse sinal se encontra mais fraco e ligeiramente

deslocado para sul (Fig. 4.24c,d). Reboita et al. (2018) e Gramscianinov (2018) também encontraram reduções na densidade de ciclogênese ao longo da costa da Argentina, sob o cenário RCP8.5. No entanto, ambos os autores encontraram um aumento da ciclogênese na região da desembocadura do Rio da Prata. Este sinal se mostrou bastante fraco nos resultados aqui encontrados.

A redução da ciclogênese sobre a costa leste da Argentina pode estar relacionada ao enfraquecimento da instabilidade baroclínica sobre a região (Mizuta et al., 2011; Reboita et al., 2018). Além disso, Reboita et al. (2018) encontraram um deslocamento do jato polar em altos níveis entre 40°S e 50°S para maiores latitudes durante o inverno. Neste trabalho, a análise das projeções do CMIP6 para a velocidade do vento horizontal no nível de 250 hPa revela alterações substanciais no comportamento da corrente de jato no HS no clima futuro (Fig. 4.25). Durante o inverno, o CMIP6 projeta uma intensificação do jato subtropical em toda a porção zonal entre o leste do Pacífico Sul e o oeste do Oceano Índico (Fig. 4.25b). Além disso, projeta-se um fortalecimento do jato polar entre o sul da Austrália e o Pacífico Sul, mas um enfraquecimento do jato sobre os Andes, próximo à latitude de 40°S, sugerindo uma migração em direção às maiores latitudes, como o encontrado por Reboita et al. (2018). Esses resultados podem ajudar a explicar o sinal positivo de ciclogênese na faixa de latitude entre 50°S e 70°S e negativo sobre o núcleo ciclogênético à leste da costa da Argentina (Fig. 4.24b).



**Figura 4.25** Média climatológica da velocidade do vento horizontal (m/s) ao nível de 250 hPa para as estações de inverno (a-b) e verão (c-d) no CMIP6: (a,c) SSP5-8,5; (b,d) SSP5-8.5 - Histórico.

No verão, ao contrário do inverno, o CMIP6 projeta reduções generalizadas da ciclogênese ao longo de quase toda a extensão do Atlântico Sul, com destaque para a região oceânica próxima à costa sudeste do Brasil e o setor sudeste do Atlântico Sul (Fig. 4.24d). Estas duas regiões parecem ser as principais responsáveis pela projeção negativa de -9,8% na média de ciclones para o verão sobre o Atlântico Sul no clima futuro, conforme apontado anteriormente (Tabela 4.3), contribuindo também para o sinal fortemente negativo na densidade de trajetórias sobre o sudeste do Atlântico. Esta projeção pode estar relacionada à uma redução no número de ciclones subtropicais próximo à costa sudeste do Brasil para o clima futuro, conforme discutido por Jesus et al. (2022). Estes autores argumentam que uma provável expansão da ASAS no futuro, sob o cenário RCP8.5, enfraqueceria o transporte de umidade em direção à principal região de desenvolvimento dos ciclones subtropicais no Atlântico Sudoeste. Ainda, os autores projetam uma tendência negativa na frequência de ciclones subtropicais mais intensa do que quando considerado todos os tipos de ciclones ao longo do Atlântico Sul (Jesus et al., 2022).

É possível observar ainda uma região de máximo positivo sobre a Península Antártica no verão (4.24d) e um máximo negativo sobre o núcleo ciclogênético do Mar de Somov, entre 150°E e 170°E, durante o inverno (Fig. 4.24b). Conforme mencionado anteriormente, esta é a região de maior ocorrência de ciclogênese em todo o Oceano Antártico e uma das mais proeminentes do HS. A redução no número de ciclones provenientes dessa região pode ter um efeito importante na dinâmica da circulação atmosférica sobre a costa oeste da Antártica. Por outro lado, a migração dos ciclones de médias latitudes em direção ao polo pode atenuar, em alguma medida, este efeito.

De maneira geral, quando observado o padrão de mudanças na ciclogênese para o futuro ao longo de todo o HS pelo CMIP6, projetam-se sinais negativos na faixa de médias latitudes e positivos ao sul de 60°S, em ambas as estações.

Em relação às mudanças na distribuição da densidade de ciclólises no clima futuro, o CMIP6 projeta para o inverno máxima diferença negativa sobre o núcleo de ciclólise à oeste dos Andes (Fig. 4.26a,b). Esta redução é ainda maior durante o verão (Fig. 4.26c,d). É interessante observar que, por mais que a densidade de ciclólises nesta região no verão seja menor do que no inverno (Fig. 4.26a,c), a maior magnitude de mudança ocorre no verão. Isto parece sugerir que os mecanismos que

estão influenciando na redução da ciclólise à oeste dos Andes se apresentam mais intensos durante o verão no futuro. Este resultado tem relação com o máximo sinal negativo encontrado para a densidade de trajetórias no futuro para o verão nesta região (Fig. 4.23b) e que, provavelmente, se relaciona com a intensificação e migração da ASPS em direção ao polo em uma clima futuro mais aquecido.

Em toda faixa de médias latitudes do HS, o CMIP6 projeta uma redução na densidade de ciclólises e um aumento em direção à costa da Antártica (Fig. 4.26b,d). Dessa forma, é possível afirmar que, de maneira geral, as projeções de mudanças para a ciclólise acompanham a tendência da ciclogênese (4.26b,d).

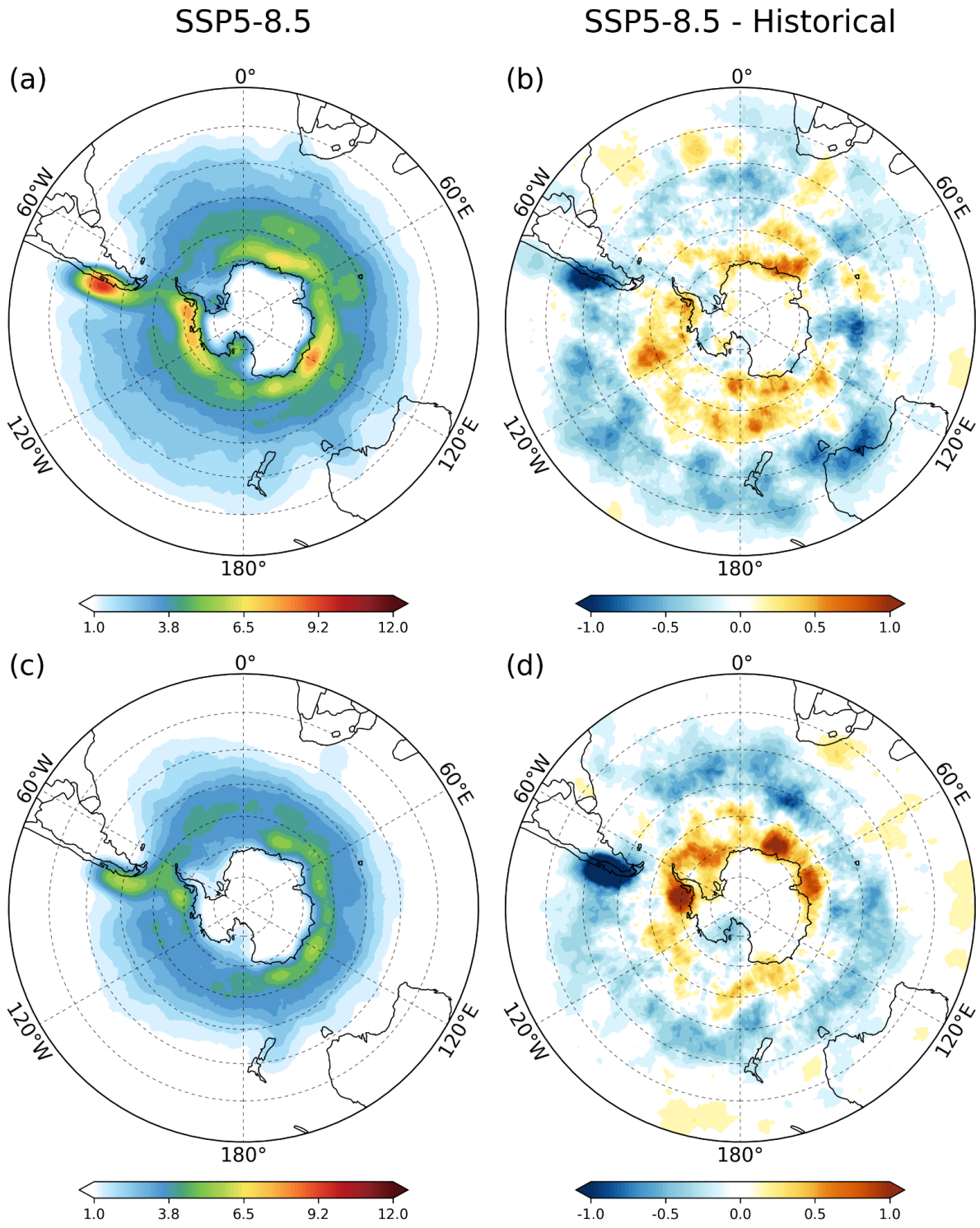


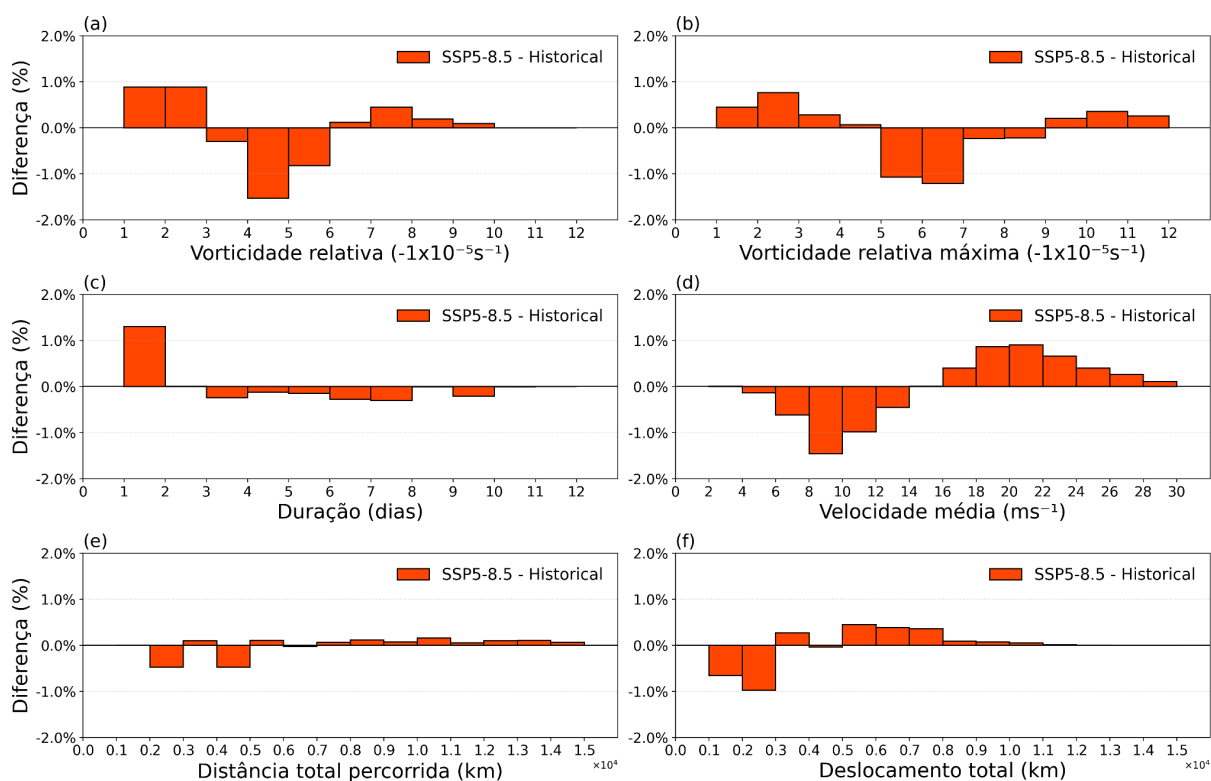
Figura 4.26 Como na Figura 4.24, mas para ciclólises.

### 4.2.3 Características médias dos ciclones extratropicais no HS

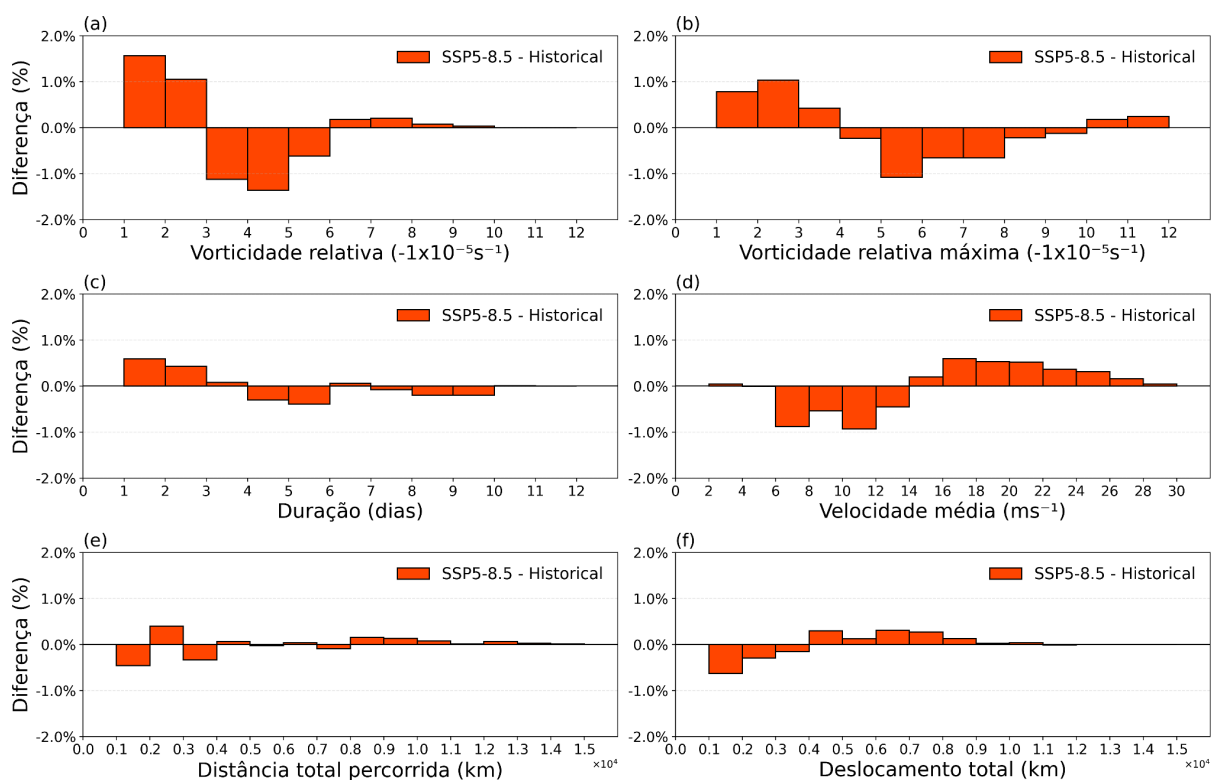
Considerando que o cenário de aquecimento gerou variações consideráveis nos padrões de frequência e distribuição espacial da atividade ciclônica no HS, conforme avaliado anteriormente, é plausível inferir que essas alterações possam se refletir também em alguns dos aspectos fundamentais dos ciclones extratropicais, como a duração, velocidade e intensidade, por exemplo. Nesse sentido, as Figuras 4.27 e 4.28 procuram avaliar a presença de diferenças percentuais em relação ao período histórico do CMIP6 das mesmas variáveis discutidas na seção 4.1.3, porém para o período 2070-2099 sob o cenário SSP5-8.5. A Tabela 4.4 fornece um resumo sobre as variações percentuais nas médias das características dos ciclones em relação ao período histórico, considerando todos os ciclones no HS e por bacia oceânica. Mudanças com significância estatística ( $p < 0.05$ ) são indicadas por um asterisco ao lado do valor percentual.

Os gráficos das diferenças entre a frequência percentual de ciclones em relação aos intervalos de vorticidade relativa média (máxima) mostram que, para o inverno, se projeta um aumento da frequência de ciclones com vorticidade média de até  $-3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  ( $-5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ), uma diminuição entre  $-3 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  e  $-6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  ( $-5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  e  $-9 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ ) e novamente um ligeiro aumento em direção à cauda direita da distribuição (Fig. 4.27a,b). Isto parece sugerir um aumento na frequência relativa de ciclones mais fracos e também dos mais intensos, ou seja, um aumento em ambas as extremidades de intensidade de ciclones. No verão, esse padrão se repete, mas de maneira relativamente mais robusta para os menores valores de vorticidade relativa média e máxima (4.28a,b). Quando avaliadas as diferenças estatisticamente significativas em relação à média da máxima vorticidade relativa dos ciclones no período futuro, o CMIP6 apresenta reduções de 2% para os ciclones no Atlântico Sul e 1.4% no Pacífico Sul durante o inverno. Em contrapartida, na região do Oceano Índico, as projeções do CMIP6 indicam um aumento na máxima vorticidade relativa de 2% para essa estação, mas redução de 0.8% no verão (Tabela 4.4).





**Figura 4.27** Histogramas das diferenças (%) entre SSP5-8.5 e Histórico no CMIP6 para as características dos ciclones durante o inverno.



**Figura 4.28** Como na Figura 4.27, mas para o verão.

Durante o inverno, observa-se um aumento relativo na frequência de ciclones de curta duração, isto é, aqueles que duram até 2 dias. No entanto, essa variação não se mostra estatisticamente significativa, conforme confirmado pelo teste estatístico de Mann-Whitney com um nível de significância de 5% (Tabela 4.4). Já para o verão, há um ligeiro aumento na ocorrência de ciclones com duração de até 3 dias. Simultaneamente, observa-se uma diminuição na frequência de ciclones mais duradouros (Fig. 4.28c). Essas mudanças resultam em uma redução na duração média dos ciclones em comparação com o período histórico, e são estatisticamente significativas, como indicado na Tabela 4.4.

Alguns estudos mostraram que, em relação aos demais aspectos gerais dos ciclones extratropicais, a velocidade de propagação é o que apresenta o sinal positivo de mudança mais robusto em cenários climáticos futuros (Priestley e Catto, 2022; Xu et al., 2023). As Figuras 4.27d e 4.28d mostram uma diminuição da frequência relativa de ciclones com velocidade média de até 14 m/s durante ambas as estações e um aumento daqueles com médias superiores à 16 m/s. Na média geral, englobando todos os ciclones no HS, a Tabela 4.4 indica que essas mudanças são estatisticamente significativas ( $p < 0,05$ ). Esses resultados sugerem que, na média, os ciclones se tornarão mais rápidos, corroborando com o encontrado por Graff e Lacasce (2014) e Catto et al. (2019). São incertas as razões pelas quais os ciclones estariam apresentando maior velocidade de propagação no clima futuro. Tamarin e Kaspi (2017) mostraram que a magnitude do deslocamento individual dos ciclones extratropicais em direção aos polos é influenciada pela liberação de calor latente ao longo da ETQ. Com o aumento da disponibilidade de umidade na atmosfera no futuro e o provável aumento de aquecimento latente nos ciclones, é esperado que a intensidade de propagação em direção ao polo aumente (Tamarin e Kaspi, 2017; Catto et al., 2019).

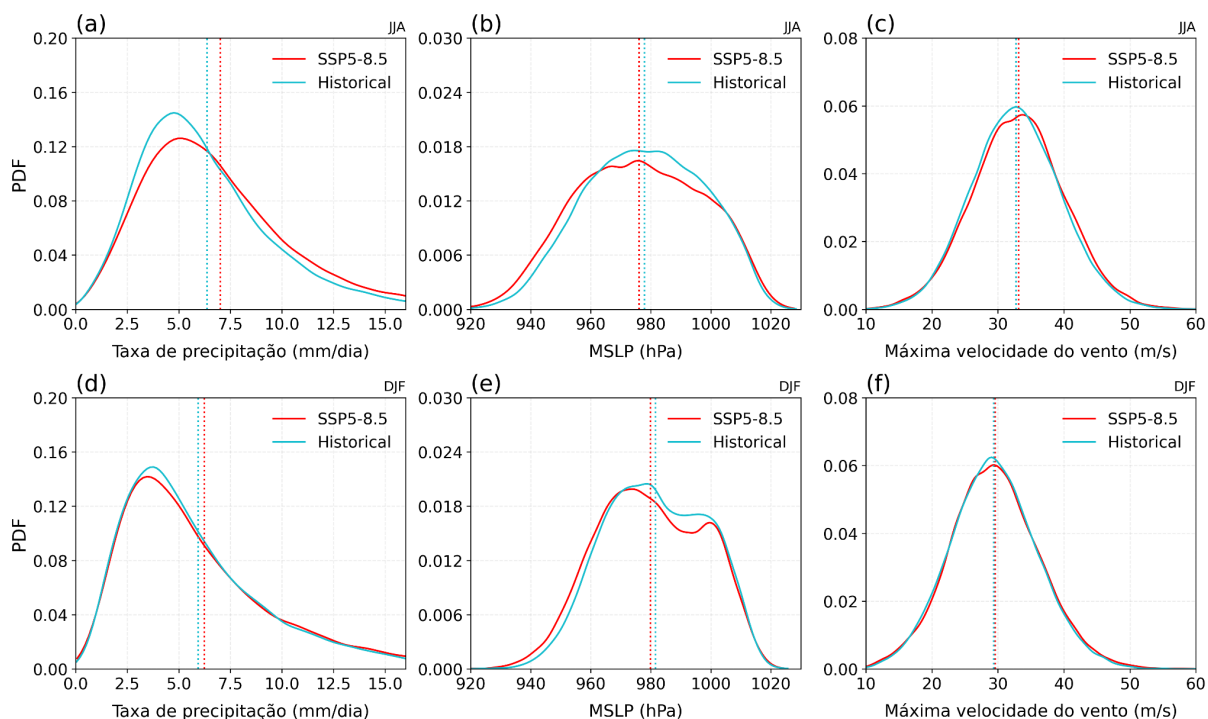
Por fim, em relação às mudanças futuras sobre os totais de distância percorrida e deslocamento dos ciclones no HS, apenas para o deslocamento total foi encontrada significância estatística (Tabela 4.4). Tanto no inverno quanto no verão, projetam-se para o futuro maiores deslocamentos totais pelos ciclones (Fig. 4.27f e 4.28f). Este sinal pode ser um reflexo direto da maior velocidade de propagação projetada para o SSP5-8.5 pelo CMIP6.

**Tabela 4.4** Diferenças percentuais (SSP5-8.5 - Histórico) das características médias dos ciclones considerando todo o HS e por bacia oceânica pelo CMIP6 para o inverno (JJA) e verão (DJF). Diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney, são indicadas por um asterisco.

Diferença percentual (SSP5-8.5 - Histórico)													
	Vorticidade relativa		Máx. vort. relativa		Duração		Velocidade média		Distância percorrida total		Deslocamento total		
	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	
<b>Oceano</b>													
<b>Todos</b>	-0.7%	-1.3%	0.0%	-1.0% (*)	-1.7%	-1.3% (*)	+3.0% (*)	+2.2% (*)	+1.5%	+0.9%	+2.2% (*)	+1.6% (*)	
<b>Atlântico</b>	-1.6% (*)	-2.0% (*)	-1.0% (*)	-1.4% (*)	-1.4%	-1.0%	+1.7% (*)	+0.8%	+0.6%	-0.7%	+0.8%	-0.4%	
<b>Índico</b>	+1.4% (*)	-2.1% (*)	+2.0% (*)	-0.8% (*)	-2.0% (*)	+1.3%	+4.1%	+1.2%	+2.4% (*)	+2.5%	+3.7% (*)	+3.3% (*)	
<b>Pacífico</b>	-1.9% (*)	0.0%	-1.4% (*)	+0.6%	-0.6%	-0.5%	+3.2% (*)	+4.1% (*)	+2.1% (*)	+3.2% (*)	+3.1% (*)	+4.1% (*)	
<b>Antártico</b>	+0.5%	+0.9%	+0.7%	+0.2%	-2.9% (*)	-5.2% (*)	+3.6% (*)	+6.9% (*)	+1.1%	+1.5%	+1.7%	+4.0% (*)	

#### 4.2.4 Variáveis associadas

A Figura 4.29 mostra a distribuição da taxa de precipitação média ( $10^\circ$  em torno do centro do ciclone), da mínima MSLP ( $5^\circ$  em torno do centro) e da máxima velocidade do vento em 850 hPa ( $10^\circ$  em torno do centro) no clima presente e futuro para o inverno (linha superior) e verão (linha inferior). Projeta-se um deslocamento da distribuição da taxa de precipitação média dos ciclones em direção a valores mais altos no inverno (Fig. 4.29a). No cenário SSP5-8.5, nota-se uma diminuição na frequência de ciclones com precipitação média (no raio de  $10^\circ$  do centro) entre 1 e 6.5 mm/dia e aumento acima de 6.5 mm/dia. A migração da média (linha tracejada vertical) relativa ao SSP5-8.5 para a direita no gráfico indica que os ciclones estarão associados a uma precipitação média (em torno do centro) maior do que no clima presente. No verão, essa projeção é menos nítida, mas ainda é possível visualizar o deslocamento da média para a direita, associada à redução na frequência dos valores inferiores e médios da distribuição e aumento na frequência dos valores extremos (Fig. 4.29d).

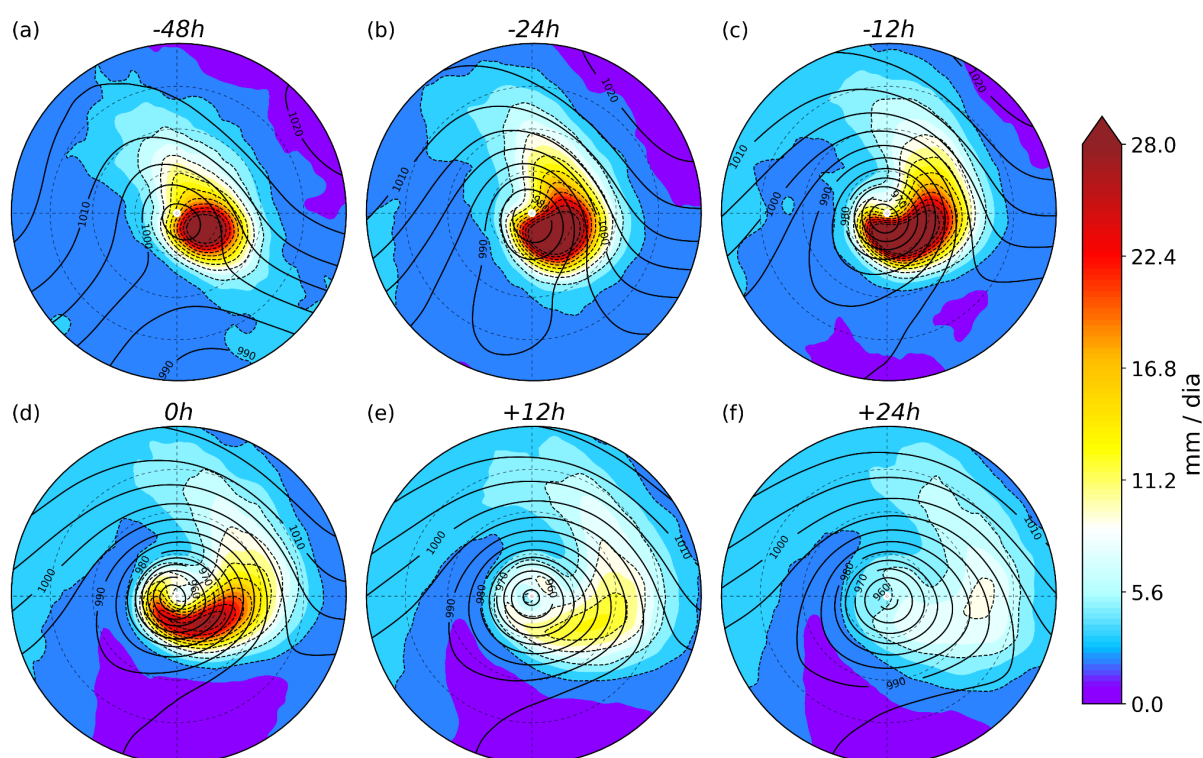


**Figura 4.29** Função de densidade de probabilidade (PDF) da taxa de precipitação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ), mínima MSLP (hPa) e máxima velocidade do vento ( $\text{m/s}$ ) no CMIP6 para o SSP5-8.5 (linha vermelha) e Histórico (linha azul) para as estações de inverno (a-c) e verão (d-f). As linhas verticais tracejadas representam as médias das distribuições para cada período.

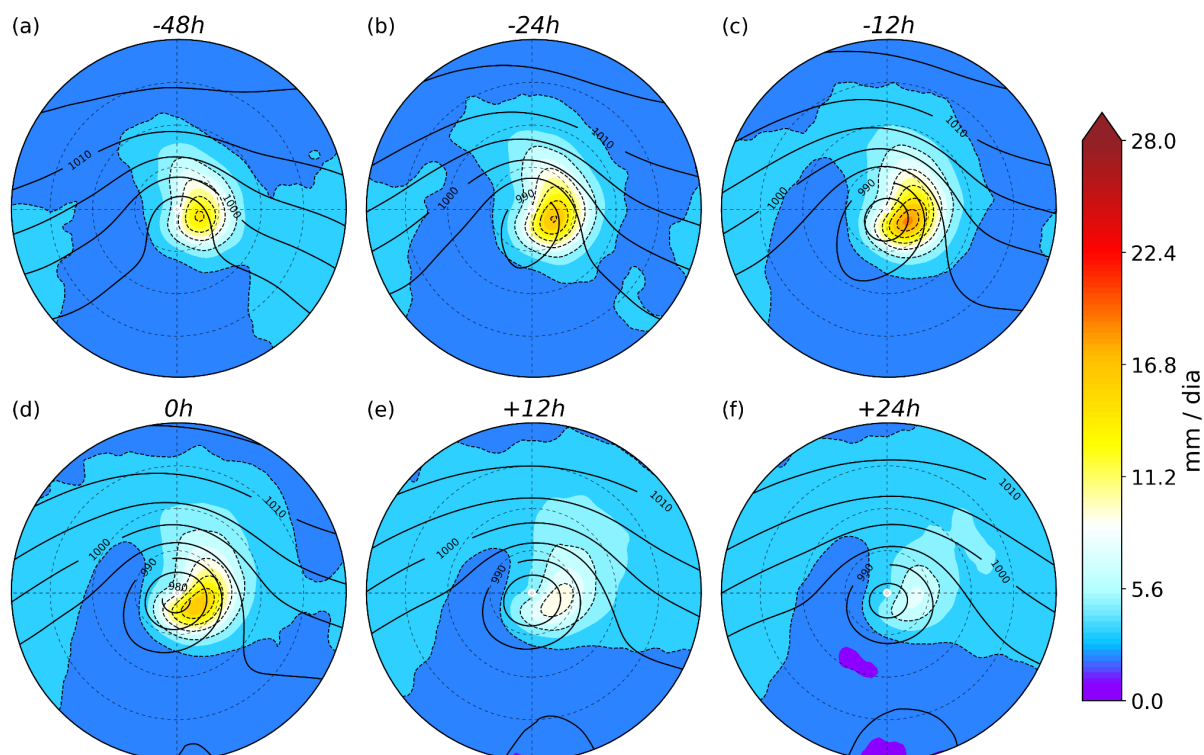
Em relação às distribuições de mínima MSLP (Fig. 4.29b,e), o CMIP6 projeta reduções na frequência de ciclones dentro do intervalo de 960 a 1000 hPa em relação ao simulado histórico para ambas as estações. Essa tendência também revela um aumento na direção do quartil inferior da distribuição, o que poderia sugerir um aprofundamento na intensidade dos ciclones. No entanto, é importante notar que isso não significa necessariamente que os ciclones se tornarão mais intensos em termos de velocidade do vento, uma vez que é o gradiente horizontal da pressão que está diretamente ligado à velocidade do vento. Conforme pode ser visto nas Figuras 4.29c,f, o CMIP6 não projeta mudanças na distribuição da máxima velocidade do vento associada aos ciclones. As médias e a distribuição permanecem relativamente constantes em relação ao período histórico para ambas as estações. Dessa forma, as projeções referentes à MSLP encontradas aqui podem estar mais associadas à migração dos sistemas em direção às maiores latitudes (conforme visto anteriormente), onde a MSLP é menor, sem necessariamente alterar o gradiente horizontal de pressão do ciclone.

#### 4.2.5 Estrutura e evolução temporal

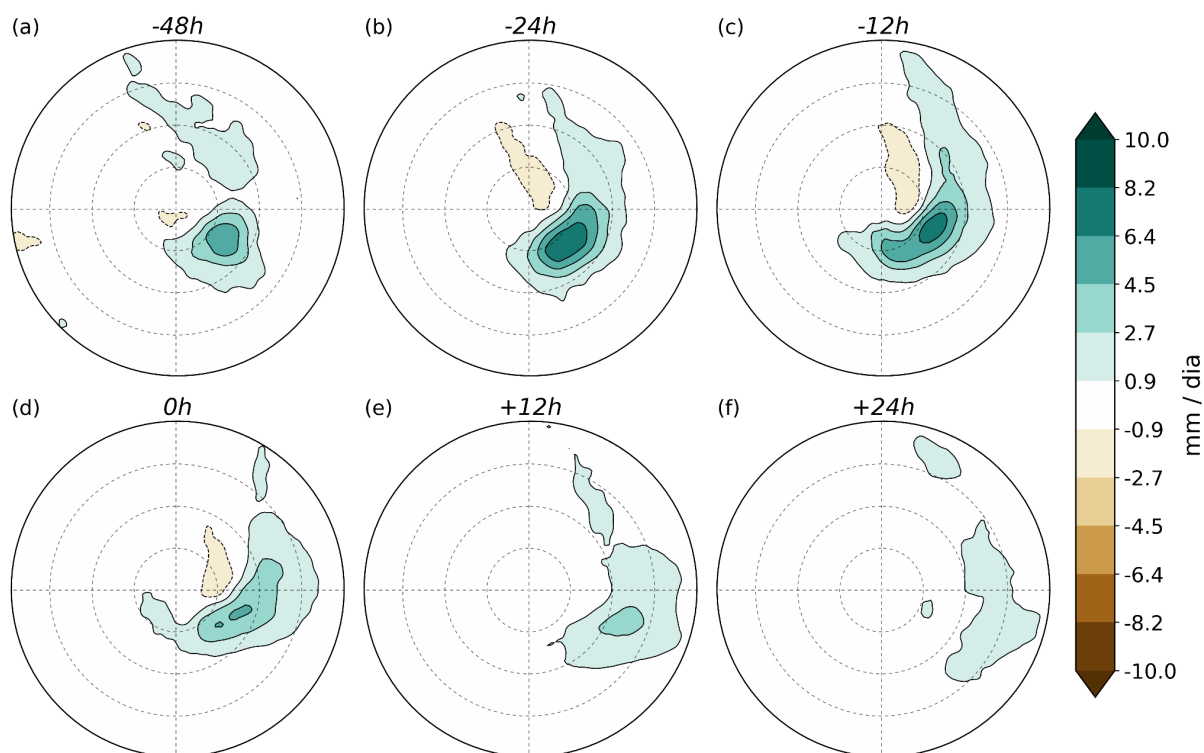
As Figuras 4.30 e 4.31 mostram a evolução da precipitação e MSLP ao longo de diferentes estágios do ciclo de vida dos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) e moderados ( $\zeta_{25-75}$ ) sob o cenário SSP5-8.5 pelo CMIP6 durante o inverno. Os resultados apontam que não há mudanças no padrão espacial da distribuição da precipitação e MSLP em relação ao clima presente no inverno. No entanto, projeta-se aumento na magnitude em todos os intervalos de tempo avaliados. As diferenças entre o período histórico e o futuro para o inverno são apresentadas nas Figuras 4.32 e 4.33.



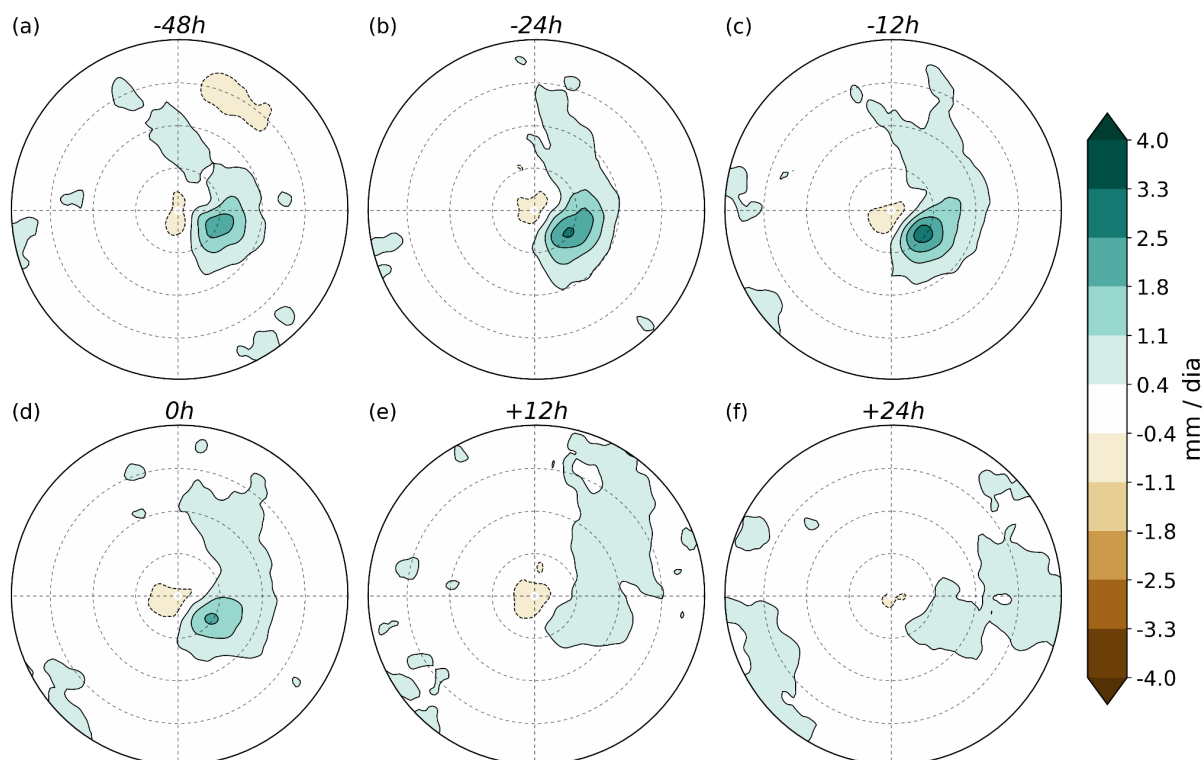
**Figura 4.30** Compostos da precipitação (sombreado) e MSLP (linhas pretas) associados aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) rastreados no CMIP6 para SSP5-8.5 no inverno. O intervalo de tempo em relação à máxima intensidade dinâmica (em termos de  $\zeta_{850}$ ) é indicado acima de cada composto.



**Figura 4.31** Como na Figura 4.30, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ).



**Figura 4.32** Diferenças entre SSP5-8.5 e Histórico dos compostos da precipitação associada aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) para a estação de inverno.



**Figura 4.33** Como na Figura 4.32, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ).

Tanto para os ciclones extremos quanto para os moderados, as diferenças positivas de precipitação mais robustas se encontram associadas às regiões frontais, em todos os estágios de vida dos ciclones. Em  $t = -24h$  e  $t = -12h$ , as diferenças positivas de precipitação próximas à posição da frente quente, a sudeste do núcleo, superam 8 mm/dia nos ciclones extremos (Fig. 4.32b,c) e 3 mm/dia nos ciclones moderados (Fig. 4.33b,c). Estes resultados reforçam aqueles mostrados na Figura 4.29a, onde foi encontrado uma projeção de aumento na média e na frequência de valores extremos da distribuição da precipitação dos ciclones para o inverno no futuro. Além disso, essas diferenças podem estar relacionadas a mudanças na intensidade da ETQ no futuro. Joos et al. (2023) mostram que o fluxo de umidade específica e o acumulado de precipitação em superfície ao longo da ETQ aumentam consideravelmente no futuro (2091-2100) sob o cenário RCP8.5 em ambos os hemisférios, em relação ao período histórico definido pelos autores (1990-1999).

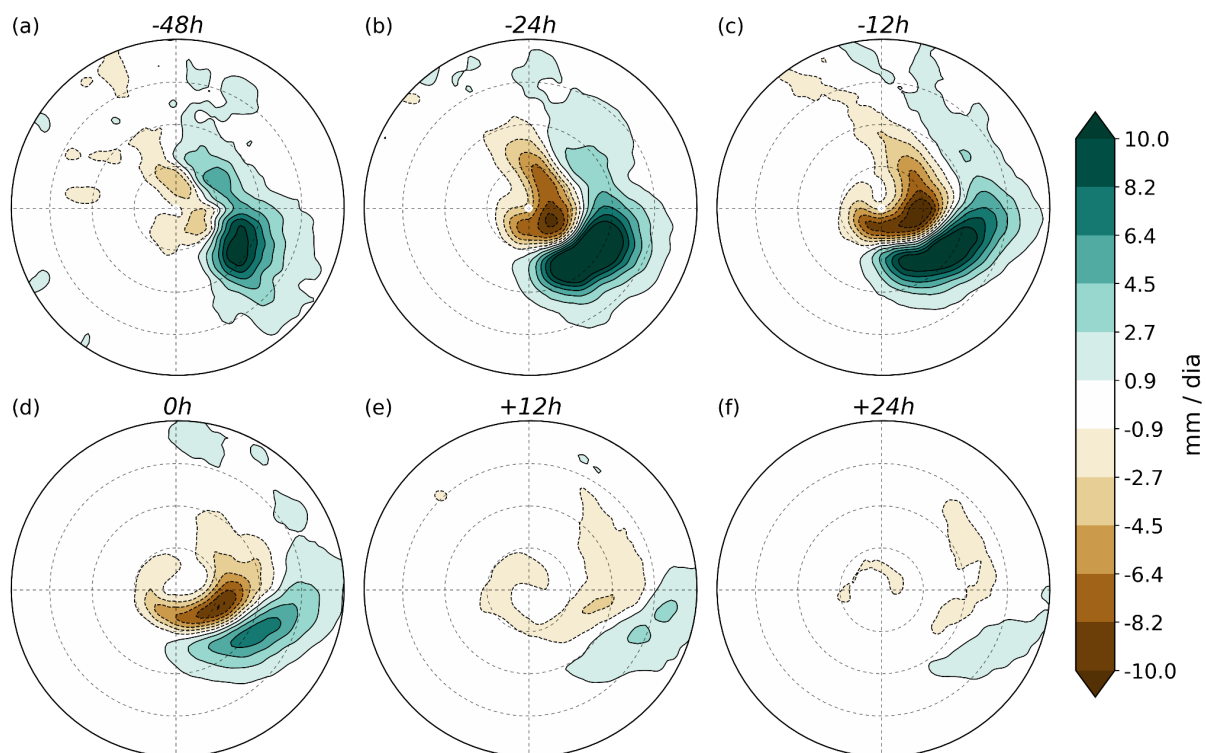
De maneira geral, o padrão espacial das diferenças projetadas para a precipitação associada aos ciclones extremos é muito semelhante ao dos moderados. Considerando que um aumento na precipitação dos ciclones se

correlaciona com uma diminuição da pressão atmosférica em superfície, então esse padrão espacial, em que há uma nítida concentração de diferenças positivas no quadrante sudeste dos ciclones, pode ajudar a explicar a tendência dos sistemas a se deslocarem mais rapidamente em direção ao polo (para sudeste), conforme discutido anteriormente.

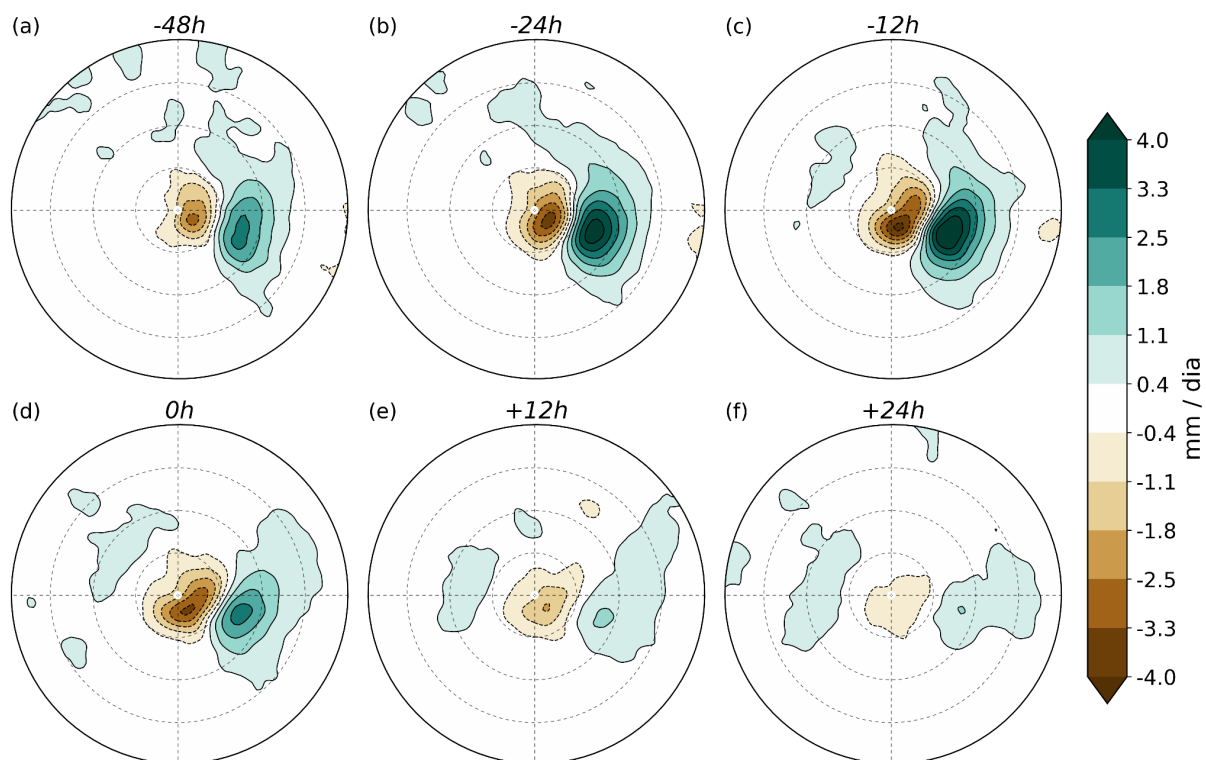
Durante o verão, parece haver um deslocamento das áreas de máxima precipitação próximas ao núcleo e ao longo das frentes (Fig. 4.34 e 4.35). Em  $t = -24h$  e  $t = -12h$ , o CMIP6 projeta um intenso aumento da precipitação ao longo do quadrante sudeste nos ciclones extremos e moderados, próximo à posição da frente quente, e um aumento de menor magnitude ao longo da frente fria (Fig. 4.34b e 4.35b). Além disso, projetam-se diferenças negativas próximas ao núcleo. A menor precipitação no centro dos ciclones deve estar relacionada à redução na intensidade de ciclones devido à redução do aquecimento diabático. Isto explicaria a diferença percentual negativa da vorticidade relativa (média e máxima) no cenário futuro durante o verão presentes na Tabela 4.4. Nos ciclones extremos, ambos os sinais de mudanças se distribuem em um padrão de vírgula invertida. Este padrão adquire máxima magnitude e extensão em  $t = -12h$  e persiste com nitidez até o estágio de maior maturidade dos ciclones (4.34d e 4.35d).

Uma hipótese interessante para o padrão de vírgula invertida das diferenças negativas e positivas de precipitação nos ciclones extremos durante o verão seria devido a um aumento na velocidade de propagação da frente fria no futuro, levando a um avanço mais rápido desta em direção à frente quente e permitindo que o ar seco e frio alcance a região central do ciclone mais cedo. Isto parece explicar a diminuição da precipitação na região à retaguarda da frente fria entre  $t = -48h$  e  $t = 0h$  (Fig. 4.34a-d). O mesmo processo parece ocorrer nos ciclones moderados, mas em menor intensidade (Fig. 4.35).





**Figura 4.34** Diferenças entre SSP5-8.5 e Histórico dos compostos da precipitação associada aos ciclones extremos ( $\zeta_{98}$ ) para a estação de verão.



**Figura 4.35** Como na Figura 4.34, mas para os ciclones moderados ( $\zeta_{25-75}$ ).

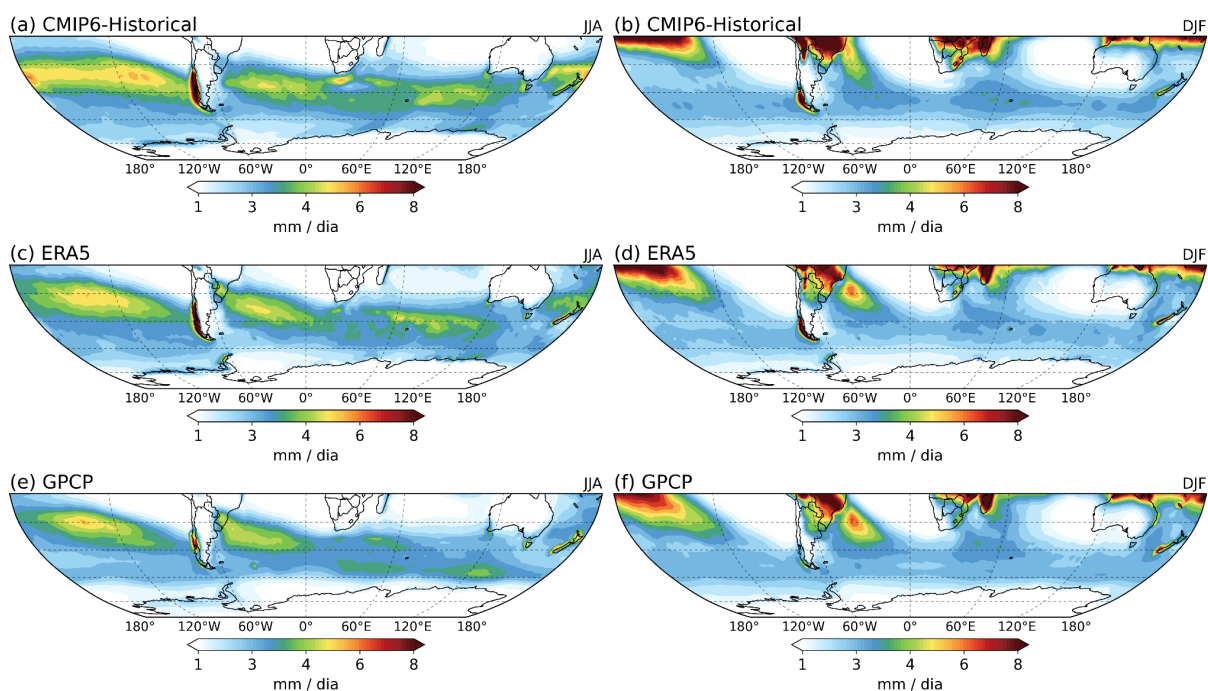
## CAPÍTULO 5

### DISTRIBUIÇÃO DA PRECIPITAÇÃO ASSOCIADA AOS CICLONES EXTRATROPICAIS NO HS

Neste capítulo é discutida a distribuição espacial da precipitação proveniente dos ciclones extratropicais e suas frentes associadas ao longo do HS para o período presente (1979-2014) e futuro (2070-2099), considerando o cenário climático SSP5-8.5.

#### 5.1 Climatologia da precipitação no clima presente: ERA5, GPCP e CMIP6

A distribuição da precipitação média e a sua variabilidade sazonal relativa às estações de inverno e verão no HS (ao sul de 15°S) são apresentadas na Figura 5.1. A média dos 5 membros do ensemble do CMIP6 é avaliada em relação às médias da reanálise ERA5 e do GPCP ao longo de todo o período presente (1979-2014). De maneira geral, o CMIP6 apresentou uma boa consistência nos padrões de distribuição da precipitação em todo o HS em comparação com os demais conjuntos (Fig. 5.1). No inverno, a banda de máxima precipitação se apresenta mais restrita às médias latitudes, associada à faixa de máxima intensidade do *storm track*. Nessas regiões, médias de 3 a 5 mm/dia são observados em todos os conjuntos de dados (Fig. 5.1a,c,e). Em latitudes tropicais e subtropicais, as áreas de mínima precipitação sobre os oceanos estão relacionadas à presença das altas subtropicais semi-permanentes. Em contraste, nas altas latitudes, a menor precipitação é um reflexo da menor capacidade de retenção de vapor d'água pela atmosfera, conforme descrito pela relação de Clausius-Clapeyron. Esta relação sustenta que a pressão de saturação do vapor aumenta exponencialmente em função do aumento da temperatura a uma taxa de 6-7% K<sup>-1</sup> (Held e Solden, 2006; Schneider et al., 2010; Sinclair e Dacre, 2019). Assim, em regiões de clima mais frio, a concentração de vapor d'água na atmosfera é menor, resultando em menores níveis de precipitação.



**Figura 5.1** Média climatológica da precipitação (mm/dia) pelo CMIP6 (a,b), ERA5 (c,d) e GPCP (e,f) relativa ao período histórico de 1979-2014 para as estações de inverno (a,c,e) e verão (b,d,f).

A variabilidade sazonal da precipitação se apresenta bem evidente quando comparada com o verão (Fig. 5.1b,d,f). Intensa precipitação é observada ao longo dos trópicos e subtropicais em todos os conjuntos devido aos sistemas de monção sul-americana, leste-africana e asiática-australiana. No Pacífico Sul, a região de máxima precipitação está associada à ZCPS (Brown et al., 2020). O ramo diagonal da ZPCS está ligada ao *storm track* em médias latitudes (Brown et al., 2020; Hoskins e Hodges, 2005), como pode ser observado pela presença de uma conexão da precipitação associada à ZCPS com a faixa de precipitação do *storm track* em 50°S no verão (5.1d,f).

Além da influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) sobre a precipitação no norte e nordeste do Brasil durante o verão (Cavalcanti, 2015; Hounsou-gbo et al., 2015), a região de máxima precipitação sobre o continente sul-americano e Atlântico Sul (Fig. 5.1b,d,f) está associada com o sistema de monção da América do Sul, composta da convecção diurna e pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; Carvalho et al., 2004; Gan et al., 2004; Kodama, 1992). O resultado é uma banda de nebulosidade com orientação

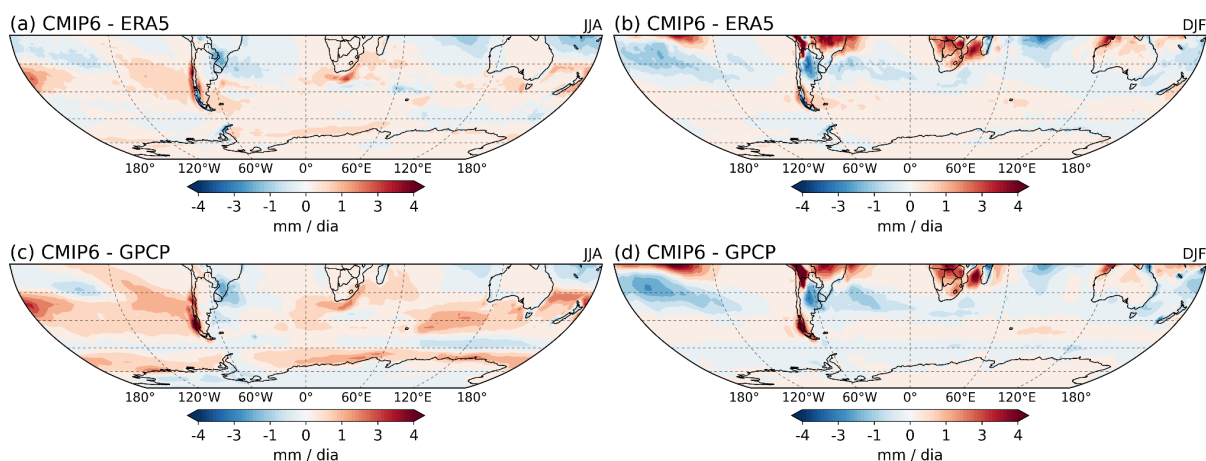
noroeste-sudeste e que se estende desde o norte do Brasil até o Atlântico Sul, contribuindo consideravelmente para os totais de precipitação na região.

É interessante observar que, em ambas as estações mas principalmente no inverno, se destaca uma faixa meridional de intensa precipitação sobre a costa sudoeste/sul do Chile, com valores superando 8 mm/dia no CMIP6 e ERA5. Devido à presença da Cordilheira dos Andes, essa região age como uma barreira aos sistemas baroclínicos oriundos de oeste, forçando a ascendência do ar e induzindo precipitação à barlavento da cordilheira (Barrett et al., 2009; Viale e Nuñez, 2011). No entanto, devido à baixa resolução espacial, os modelos climáticos globais (MCG) tendem a superestimar a precipitação nesta região em função de limitações na representação da complexidade do terreno e de processos de circulação de mesoescala (Ferreira e Reboita, 2022).

Por fim, nota-se também a presença de intensa precipitação sobre o continente africano e na região de Madagascar, onde a variabilidade sazonal da ZCIT exerce forte influência sobre a configuração do sistema de monção do leste africano, (Randriamarolaza et al., 2021).

A Figura 5.2 mostra os vieses na representação da precipitação pelo CMIP6 em relação à ERA5 e GPCP, para o inverno e verão. De maneira geral, o CMIP6 tende a superestimar a precipitação em médias latitudes para ambas as estações, mas de maneira mais homogênea em relação ao ERA5 (Fig. 5.2a,b). No inverno, vieses positivos mais intensos são observados sobre a região oceânica a oeste da costa do Chile ( $> 1$ mm/dia) e sobre a Cordilheira dos Andes ( $>2$  mm/dia). Estes vieses parecem estar relacionados a uma má representação do comportamento do Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) e da complexidade topográfica sobre os Andes, respectivamente. A ASPS é um dos principais sistemas moduladores da precipitação no sudoeste da AS (Cherchi et al., 2018), influenciando na propagação de sistemas transientes em direção à costa. É possível observar, também, vieses positivos sobre as regiões oceânicas ao sul dos continentes africano e australiano e em torno da costa da Antártica. Por outro lado, o viés negativo mais aparente no inverno se localiza sobre a região sul do Brasil e ao longo do setor sudoeste do Atlântico Sul. Este viés é frequentemente relatado em outros trabalhos (Almazroui et al., 2021; Llopart et al., 2020; Ferreira e Reboita, 2022) e provavelmente está relacionado com a dificuldade dos modelos em identificar ciclogêneses na região, devido a má representação da orografia sobre os Andes e o transporte de umidade

pelo jato de baixos níveis proveniente da Amazônia (Krüeger et al., 2012; Gramscianinov, 2018; Reboita et al., 2018).



**Figura 5.2** Diferenças da média climatológica da precipitação (mm/dia) do CMIP6 em relação à ERA5 (a,b) e GPCP (c,d) para as estações de inverno (a,c) e verão (b,d) do período histórico (1979-2014).

No verão, o CMIP6 apresenta consideráveis vieses sobre a AS, África e norte da Austrália, sugerindo que os modelos simulam sistemas de monção mais ativos (Fig. 5.2b,d). Ao longo do setor central, norte e nordeste do Brasil, além da região da Cordilheira dos Andes nos subtrópicos, o CMIP6 superestima a precipitação em até 4 mm/dia, tanto em relação à ERA5 quanto ao GPCP. Vieses negativos mais robustos são observados sobre o norte da Argentina; ao longo da porção oceânica da ZCAS, que pode ser um reflexo dos vieses negativos na densidade de ciclogênese e trajetórias ao longo da região; e no noroeste do Pacífico Sul. Este último parece estar relacionado a um alongamento zonal excessivo do ramo diagonal da ZCPS e baixa penetração em direção aos subtrópicos pelo CMIP5 e CMIP6 (Adam et al., 2018; Lin, 2007; Tian e Dong, 2020).

## 5.2 Precipitação associada aos ciclones extratropicais no clima presente

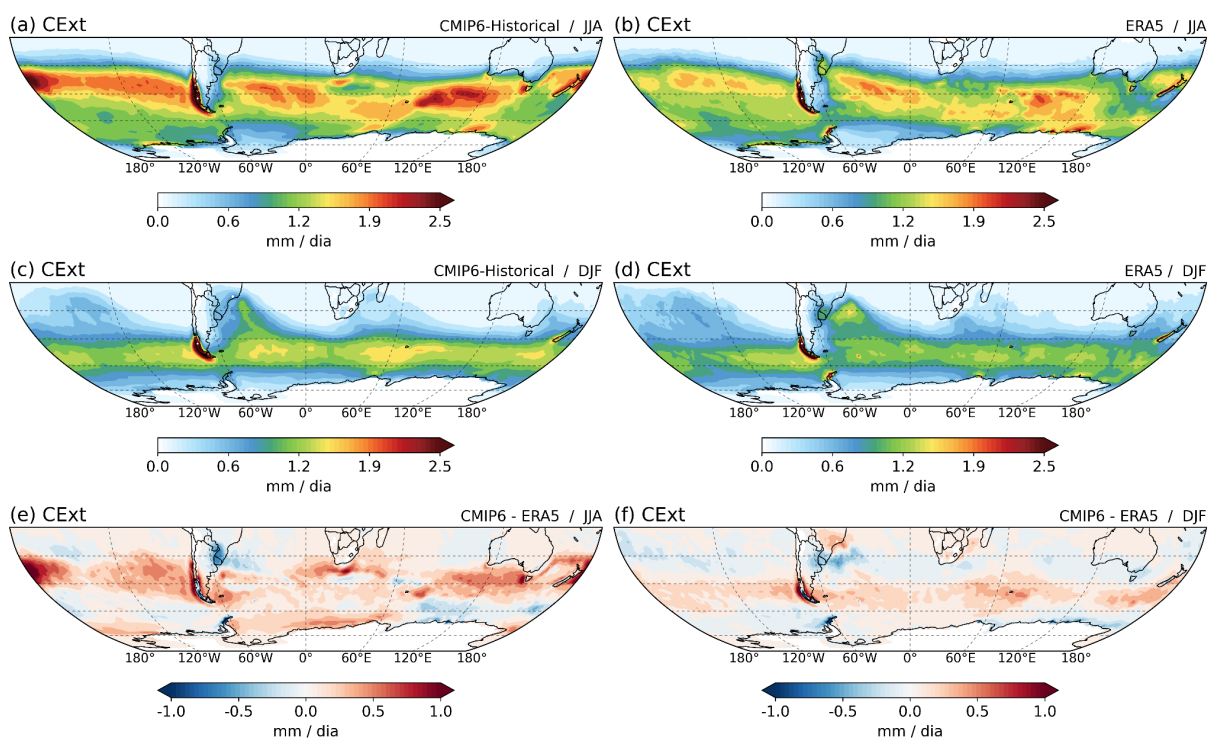
Uma vez avaliada os principais padrões de distribuição espacial da precipitação no HS e discutida a performance do conjunto do CMIP6 na representação desses padrões, esta seção busca investigar a precipitação associada aos ciclones extratropicais a partir da decomposição da precipitação entre

suas diferentes estruturas. Desse modo, é possível uma melhor compreensão da contribuição relativa desses sistemas para os totais de precipitação no HS.

Serão discutidas nas próximas subseções a distribuição da precipitação média (mm/dia) para o clima presente no inverno e verão para as cinco categorias definidas neste trabalho: (i) centros dos ciclones extratropicais (CExt); (ii) frentes frias; (iii) frentes quentes; (iv) a combinação das 3 anteriores (CExt + frentes); e (v) a categoria Outros, representando toda a precipitação não capturada por nenhuma das categorias anteriores. Para estas análises, com o objetivo de evitar inconsistências metodológicas entre os resultados, foram utilizados apenas os dados de precipitação acumulados a cada 6h do CMIP6 e da ERA5, uma vez que o GPCP não apresenta disponibilidade de resolução temporal superior a 24 h.

### **5.2.1 Precipitação associada aos CExt**

A precipitação associada aos CExt durante o inverno para o CMIP6 e ERA5 é apresentada nas Figuras 5.3a,b, respectivamente. Valores máximos de precipitação são encontrados ao longo de toda a faixa de máxima precipitação total (Fig. 5.1a,c) em médias latitudes ( $>2.5$  mm/dia no CMIP6;  $\sim 2$  mm/dia na ERA5), entre  $30^{\circ}\text{S}$  e  $60^{\circ}\text{S}$  (Fig. 5.3a,b). À sudoeste da Austrália, entre  $80^{\circ}\text{E}$  e  $140^{\circ}\text{E}$ , se encontra a região de máxima precipitação associada aos CExt no inverno, tanto no CMIP6 quanto na ERA5. Essa região coincide com a de máxima densidade de trajetórias de ciclones, sendo inferior apenas à região do Mar de Somov, no Oceano Austral (Fig. 4.1). O intenso trânsito de ciclones na região contribui para os valores de precipitação identificados, confirmando que, de maneira geral, a distribuição da precipitação em médias latitudes no HS é estreitamente condicionada pela posição e intensidade do *storm track* (Utsumi et al., 2017; Yettella e Kay, 2016).



**Figura 5.3** Média climatológica da precipitação associada aos CExt (mm/dia) pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f).

Sobre o Atlântico Sul, ambos os conjuntos mostram um padrão semelhante de altas taxas de precipitação associadas aos CExt no inverno ( $\sim 2$  mm/dia). Por outro lado, no Pacífico Sul, apesar da densidade de trajetórias ser consideravelmente inferior em relação aos demais oceanos (Fig. 4.1), a precipitação associada no CMIP6 se apresenta intensa entre  $30^{\circ}\text{S}$  e  $50^{\circ}\text{S}$ , podendo atingir taxas superiores a 2.5 mm/dia (Fig. 5.3a). Como discutido anteriormente, o CMIP6 tende a superestimar a precipitação total de inverno sobre o Pacífico Sul, em relação à ERA5 e GPCP (Fig. 5.1a,c,e). Estes resultados sugerem que os CExt atuantes sobre o Pacífico Sul estão produzindo mais precipitação por sistema no CMIP6.

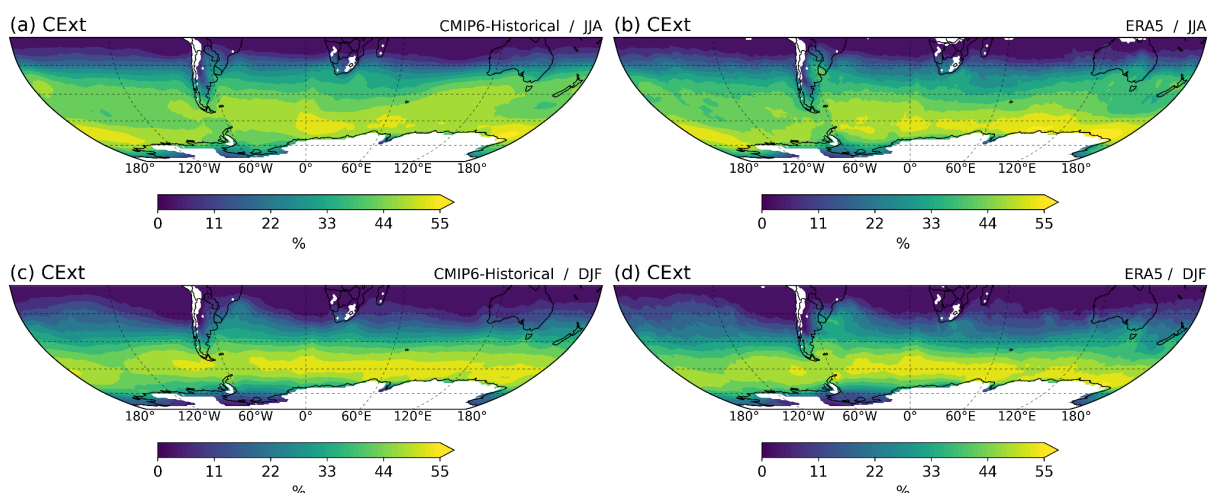
No verão, a precipitação associada aos CExt se encontra mais deslocada em direção ao polo, em ambos os conjuntos de dados (Fig. 5.3c,d). A faixa de máxima precipitação se apresenta com menor extensão latitudinal, restrita entre  $45^{\circ}\text{S}$  e  $60^{\circ}\text{S}$ . No entanto, é interessante observar um ramo de máxima precipitação local se estendendo em direção à região Sul e Sudeste do Brasil, no Atlântico Sudoeste. Esse ramo é mais proeminente na ERA5, chegando a formar um núcleo considerável de máxima local próximo à costa (Fig. 5.3d). Este resultado provavelmente se relaciona ao fato de que, durante o verão, se encontra ativo um

núcleo ciclogênico ao longo da costa sudeste do Brasil, relatado em estudos anteriores (de Jesus et al., 2021; Gramscianinov et al., 2020; Kruger et al., 2013; Reboita et al., 2018). Estes ciclones costumam interagir com a ZCAS, influenciando na convergência de umidade sobre a região e ajudando a definir a posição e intensidade da ZCAS durante o verão (Bombardi et al., 2014).

De maneira geral, o CMIP6 reproduz satisfatoriamente o padrão de distribuição da precipitação associada aos CExt em ambas as estações, quando comparado à ERA5. No entanto, o CMIP6 superestima a magnitude da precipitação associada aos CExt na maior parte do HS, principalmente nas latitudes médias durante o inverno ( $30^{\circ}\text{S}$ - $60^{\circ}\text{S}$ , Fig. 5.3e). Ao sul da Austrália e leste da Nova Zelândia, observa-se máximos vieses positivos, provavelmente relacionados à posição mais equatorial da densidade de trajetórias pelo CMIP6, em relação à ERA5. Além disso, o desempenho do CMIP6 na representação dos bloqueios atmosféricos, característicos desta região, pode ser um fator importante para a explicação dos vieses positivos encontrados. No verão, a faixa de maior viés positivo tem sua magnitude reduzida e se apresenta mais comprimida, entre  $45^{\circ}\text{S}$ - $60^{\circ}\text{S}$ , aproximadamente (Fig. 5.3f). Na área envolvendo o Uruguai e extremo sul do Brasil, nota-se uma área de diferença negativa, em ambas estações do ano, indicando que no CMIP6 os ciclones geram menos precipitação quando comparado ao ERA5.

Os CExt apresentam uma considerável contribuição relativa (%) ao longo de toda a extensão das latitudes médias e altas no HS (Fig. 5.4). Em torno do continente antártico, entre  $50^{\circ}\text{S}$  e  $70^{\circ}\text{S}$  aproximadamente, a contribuição relativa dos CExt no inverno é máxima em ambos os conjuntos de dados, atingindo porcentagens de 55% da precipitação total (Fig. 5.4a,b). Esta contribuição diminui progressivamente em direção às latitudes tropicais, sendo de 20% em torno de  $30^{\circ}\text{S}$ .





**Figura 5.4** Contribuição relativa (%) da precipitação associada aos CExt para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d).

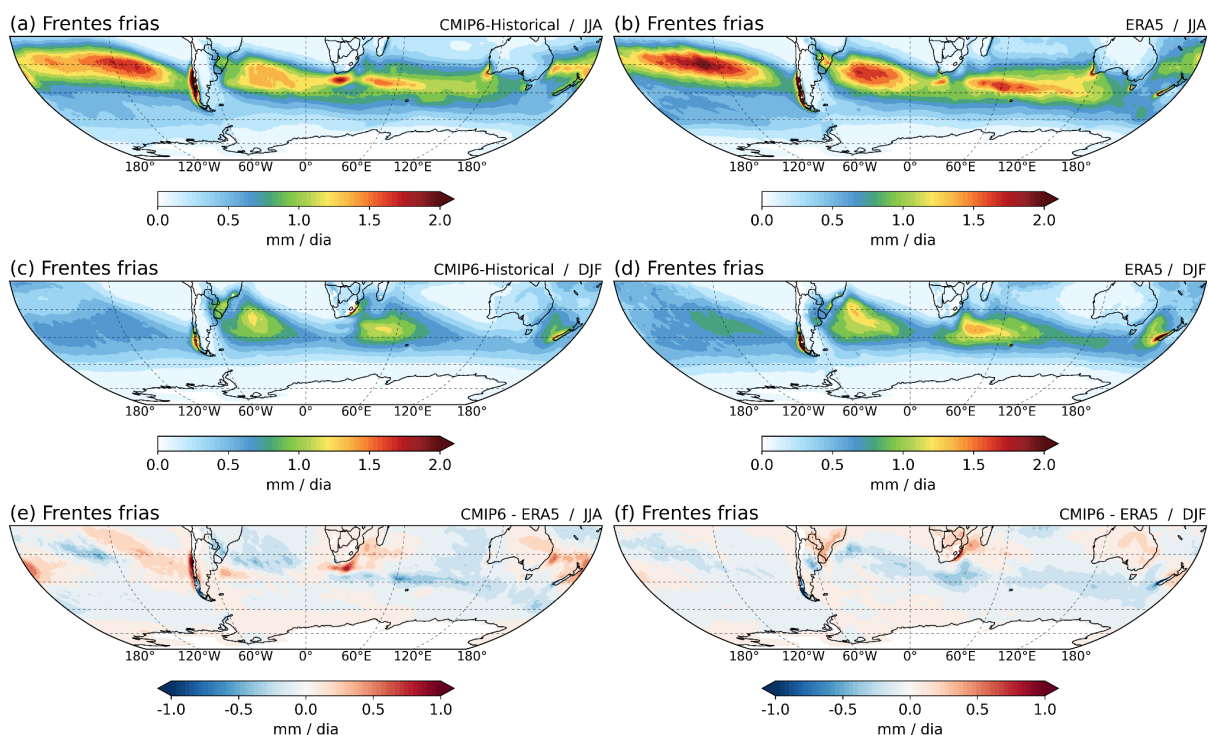
No verão, a faixa de máxima contribuição da precipitação associada aos CExt aparenta estar mais comprimida latitudinalmente e deslocada ligeiramente para norte (Fig. 5.4c,d), em consonância com o deslocamento para 55°S do pico da média zonal da densidade de trajetórias no verão em relação ao inverno (Fig. 4.3). De maneira geral, a distribuição da contribuição relativa dos CExt no CMIP6 se mostrou bastante semelhante à ERA5 em todo o HS.

### 5.2.2 Precipitação associada às frentes frias

A gênese e o desenvolvimento de ciclones extratropicais, em geral, costuma estar associado ao desenvolvimento e propagação de frentes atmosféricas frias e quentes (Bjerknes e Palmén, 1937; Schemm et al., 2018). Estas frentes podem apresentar uma extensão de centenas a milhares de quilômetros em relação ao núcleo do ciclone. Assim, uma parcela importante da precipitação proveniente de ciclones extratropicais está associada às frentes (Browning, 1990; Catto et al., 2012; Henin et al., 2019; Pepler et al., 2020; Utsumi et al., 2017). Para obter uma imagem mais completa da precipitação associada aos ciclones extratropicais, este estudo procurou investigar não apenas a precipitação localizada dentro de um raio de influência fixo em torno do centro dos ciclones, como utilizado em outros estudos (Hawcroft et al., 2012, Hawcroft et al., 2016, Zappa et al., 2015), mas também a

precipitação associada às suas zonas frontais que, em muitas ocasiões, extrapolam os limites de um raio pré-definido próximo ao ciclone.

A Figura 5.5 mostra a precipitação associada unicamente às frentes frias durante inverno e verão. No CMIP6 e ERA5, as maiores taxas de precipitação associadas às frentes frias ocorrem no Pacífico Sul durante o inverno, concentradas em uma faixa orientada diagonalmente no sentido noroeste-sudeste entre as longitudes 180° e 90°W (Fig. 5.5a,b). Berry et al. (2011) encontraram alta incidência de frentes ao longo da região próxima à ZCPS e uma parcela considerável da precipitação anual local está associada a esses sistemas (Catto et al., 2013). Além disso, a precipitação e a atividade de sistemas baroclínicos no setor leste do Pacífico Sul são bastante condicionados pela variação sazonal do ASPS (Seager et al., 2003, Steiger et al., 2022). A posição longitudinal da extremidade leste do ramo diagonal da ZCPS, e consequentemente da região de máxima precipitação e propagação de ciclones e frentes, é fortemente influenciada pela posição e intensidade da ASPS (Steiger et al., 2022). O anticiclone tende a desviar estes sistemas, dificultando o avanço sobre a AS.



**Figura 5.5** Média climatológica da precipitação associada às frentes frias (mm/dia) pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f).

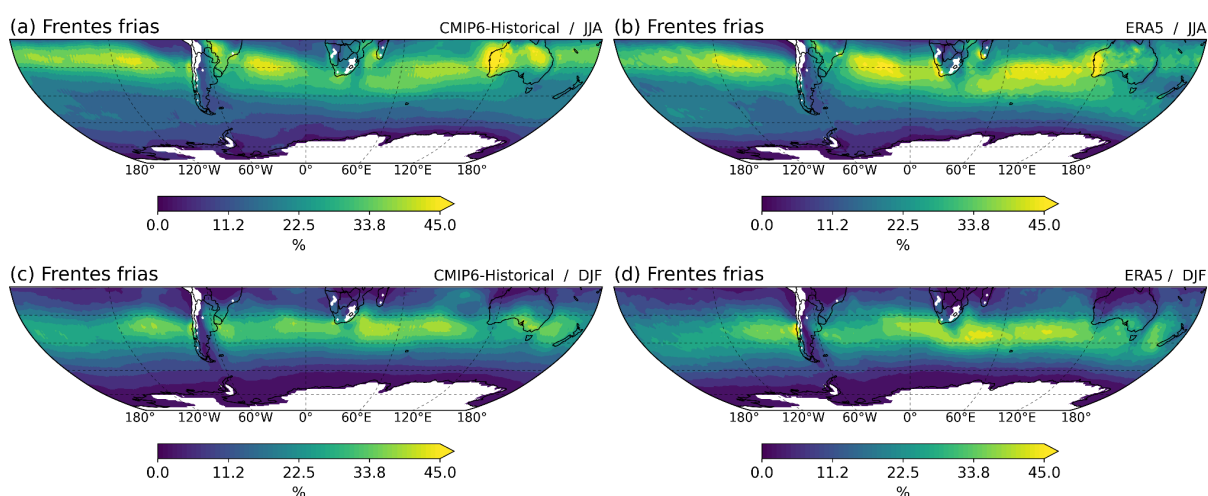
Sobre o Atlântico Sul, a precipitação associada às frentes frias durante o inverno se estende diagonalmente a partir da costa sul brasileira até o sudoeste do continente africano (Fig. 5.5a,b). Nota-se um máximo local sobre a região sul do Brasil, onde é comum a ocorrência de frontogênese e passagem de frentes frias nesta época do ano, contribuindo para intensas taxas de precipitação (Cavalcanti e Kousky, 2009; de Jesus et al., 2016; Ferreira e Reboita et al., 2022; Satyamurty e Mattos, 1989). No Oceano Índico, a precipitação associada às frentes frias apresenta um padrão mais zonal, abrangendo com maior intensidade a região entre o sudeste da África do Sul e a longitude de 100°E. Schemm et al. (2015) encontraram uma alta frequência de atividade frontal nesta região durante o inverno.

No verão, tanto o CMIP6 quanto a ERA5 mostram uma grande redução na quantidade de precipitação de frentes frias no Pacífico Sul (Fig. 5.5c,d), provavelmente relacionada à menor frequência de passagem de frentes frias devido à intensificação e maior penetração da ASPS em direção à maiores latitudes nesta estação (Seager et al, 2003; Steiger et al., 2022). As maiores taxas de precipitação associadas às frentes frias passam a se concentrar sobre o sudoeste do Atlântico Sul e sudoeste do Oceano Índico, mas com menor magnitude em relação ao inverno. Estes resultados mostram uma consonância da precipitação associada à atividade frontal com a variabilidade sazonal da densidade de trajetórias no HS.

Quando comparado à reanálise ERA5, o CMIP6 foi capaz de reproduzir os principais padrões da distribuição da precipitação associada às frentes frias ao longo do HS em ambas as estações. As Figuras 5.5e,f apresentam os vieses em relação à reanálise, que, em geral, se mostraram de baixa magnitude. É possível perceber uma maior dificuldade do CMIP6 em representar a precipitação sobre o sudoeste/sul da Austrália, ao longo do Oceano Índico e predominantemente no inverno, onde se observaram vieses negativos de até 0.5 mm/dia. Nesta mesma estação, observa-se também uma área mais destacada de viés negativo sobre o Atlântico Sul, indicando menos precipitação associada às frentes frias no CMIP6, mas o inverso é observado no Chile, onde o CMIP6 mostra mais precipitação de frentes do que o ERA5 (Fig. 5.5e).

A contribuição relativa das frentes frias para a precipitação no inverno é apresentada nas Figuras 5.6a,b. Tanto o CMIP6 quanto a ERA5 apresentam máximas porcentagens ao longo de uma estreita faixa zonal entre 25°S e 40°S, configurando um cinturão de máxima contribuição das frentes frias para a

precipitação total no HS. Na AS e Atlântico Sul, o CMIP6 apresenta valores máximos sobre parte da Bolívia, Paraguai, Uruguai e sobre as regiões centro-oeste, sudeste e sul do Brasil (Fig. 5.6a). Nessas regiões, a contribuição relativa das frentes frias pode atingir valores superiores a 45% em relação ao acumulado de inverno. No entanto, é importante mencionar que o algoritmo de atribuição da precipitação às frentes pode não capturar adequadamente eventos de precipitação pré-frontal, subestimando a precipitação associada a estes sistemas.



**Figura 5.6** Contribuição relativa (%) da precipitação associada às frentes frias para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d).

No verão, a faixa zonal de máxima contribuição das frentes frias se desloca cerca de  $5^\circ$  para sul, tanto no CMIP6 quanto na ERA5 (Fig. 5.6c,d). As altas porcentagens localizadas sobre o Brasil e países vizinhos deixam de existir e a máxima contribuição da precipitação associada às frentes frias se restringe a um núcleo sobre a região da Bacia do Rio da Prata. No Atlântico Sul, a contribuição também reduz em relação ao inverno no CMIP6, sendo superior apenas no sudeste da África do Sul e centro do Oceano Índico.

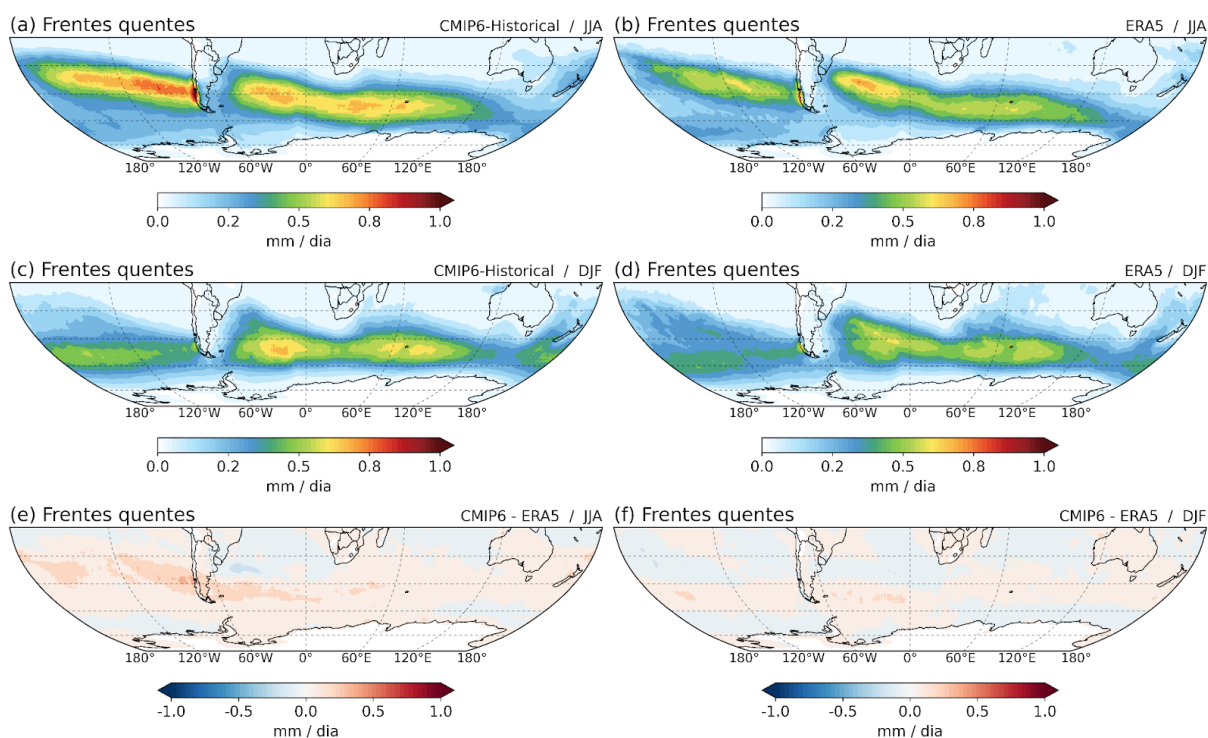
Um padrão espacial semelhante é encontrado na ERA5 em ambas as estações (Fig. 5.6b,d). No entanto, apesar do CMIP6 subestimar as taxas de precipitação sobre o sul do Brasil em relação à ERA5 (Fig. 5.2), os resultados encontrados aqui mostram que o CMIP6 superestima a contribuição relativa da precipitação associada às frentes frias nessa região e nas demais levantadas anteriormente. Isto sugere que o CMIP6 tende a identificar mais frentes frias do que a reanálise em boa parte da AS. Por outro lado, durante o inverno, o CMIP6

apresenta subestimativas ao longo da latitude 30°S no Atlântico Sul, assim como na faixa de máxima contribuição no Oceano Índico. Essas áreas coincidem com aquelas em que o CMIP6 subestima as taxas de precipitação associada às frentes frias em relação à ERA5 (Fig. 5.5e,f).

Comparando a contribuição para a precipitação total pelos CExt e pelas frentes frias, nota-se que as frentes frias são mais importantes em explicar a precipitação nas regiões subtropicais e tropicais, enquanto que os ciclones exercem maior influência sobre as latitudes médias e altas. Isso pode ser entendido considerando o movimento típico das frentes frias e ciclones extratropicais. Uma frente fria representa o limite de uma massa de ar fria que avança em direção aos trópicos, portanto, gerando precipitação mais para os subtrópicos/trópicos. Já os CExt, movem-se geralmente para sudeste, gerando, então, precipitação mais ao sul das frentes frias.

### **5.2.3 Precipitação associada às frentes quentes**

Em relação à precipitação associada às frentes quentes, ambos os conjuntos mostram um padrão de distribuição bastante semelhante ao das frentes frias, mas deslocado cerca de 10° para sul (Fig. 5.7), corroborando com o padrão encontrado por Catto et al. (2012). Esse posicionamento relativo é esperado, uma vez que a direção típica de propagação das frentes quentes no HS (noroeste-sudeste) tende a ser oposta à das frentes frias (sudoeste-nordeste).

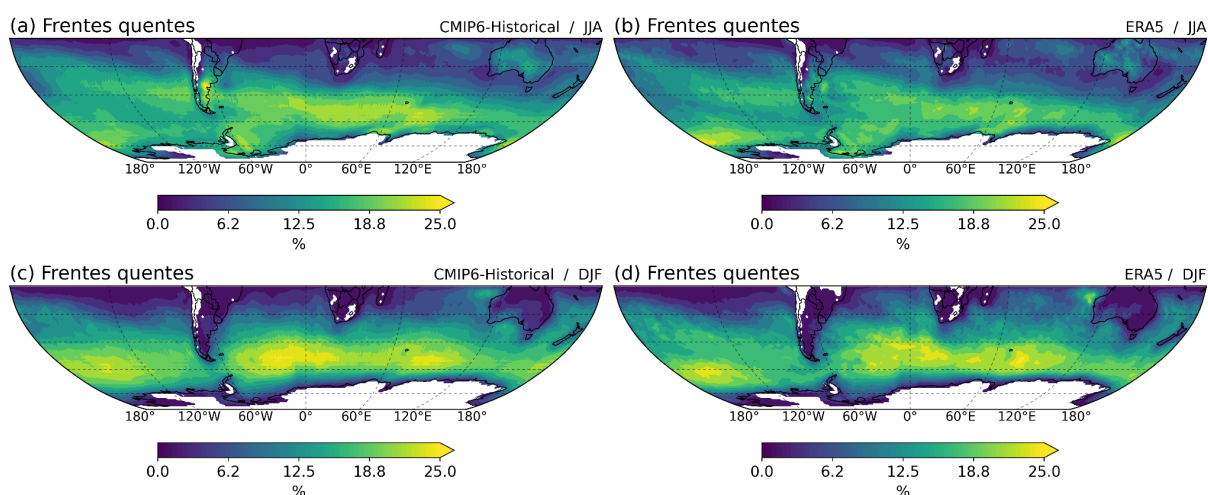


**Figura 5.7** Média climatológica da precipitação associada às frentes quentes (mm/dia) pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f).

Durante o inverno, o CMIP6 apresenta maiores taxas de precipitação associadas às frentes quentes ao longo de uma comprida faixa diagonal que se estende desde a Nova Zelândia até a costa do Chile, no Pacífico Sul (Fig. 5.7a), superestimando a precipitação quando comparado à ERA5 (Fig. 5.7b,e). Esta, por sua vez, mostra maior precipitação associada às frentes quentes sobre uma área localizada a sudeste da região sul do Brasil, próximo à desembocadura do Rio da Prata. Esta precipitação se estende em menor magnitude até próximo da costa antártica, ao sul da Austrália.

No verão, assim como nas demais categorias, há uma redução da precipitação associada às frentes quentes, principalmente sobre o Pacífico Sul (Fig. 5.7c,d). Tanto o CMIP6 quanto o ERA5 mostram maior precipitação em núcleos sobre o Atlântico Sul e o Oceano Índico. Em ambas as estações, a distribuição da precipitação associada às frentes quentes pelo CMIP6 se mostrou bastante semelhante à encontrada pela ERA5. No entanto, se observa uma área de maior viés positivo se estendendo diagonalmente sobre o Pacífico Sul a partir da costa do Chile no inverno (Fig. 5.7e).

O padrão espacial da contribuição relativa da precipitação de frentes quentes se apresenta mais dispersa do que a associada às frentes frias (Fig. 5.8a-d). Além disso, assume valores consideravelmente inferiores em todo o HS (<25%, no inverno). Durante o inverno, o CMIP5 e ERA5 se mostram bastante semelhantes, com regiões de máxima contribuição próximo à costa do Chile e ao longo de uma faixa diagonal que se estende desde o centro do Atlântico Sul, passando pelo sudeste do Oceano Índico e alcançando o Mar de Ross, no Oceano Antártico. Essa configuração espacial sugere que, assim como para os CExt, a principal faixa de influência da precipitação associada às frentes quentes é ao longo das médias e altas latitudes no HS. É interessante notar também que o CMIP6 apresenta um núcleo de máxima contribuição sobre o centro-leste da Argentina (Fig. 5.8a). Esse núcleo não se encontra definido na ERA (Fig. 5.8a).

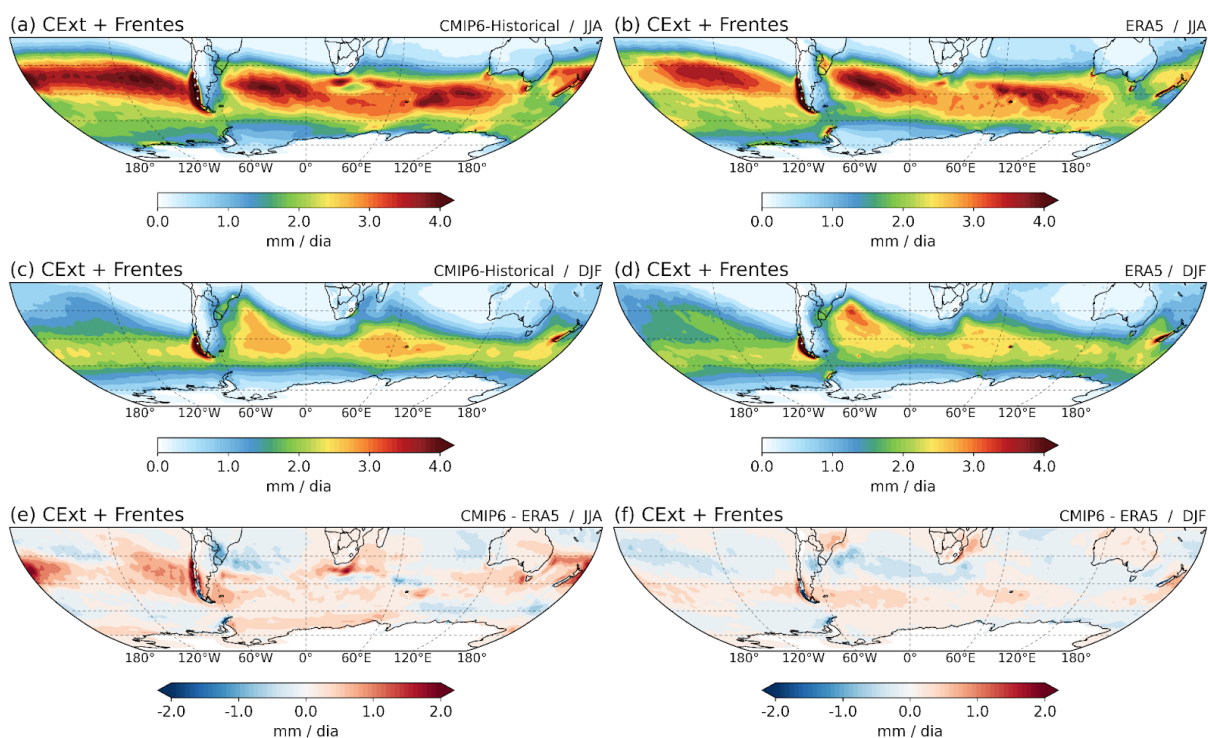


**Figura 5.8** Contribuição relativa (%) da precipitação associada às frentes quentes para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d).

No verão, o padrão de distribuição da contribuição relativa da precipitação associada às frentes quentes não se altera substancialmente em relação ao inverno (Fig 5.8c,d). No entanto, a faixa de máxima contribuição entre o Atlântico Sul e o Pacífico ao sul da latitude de 45°S passa a apresentar maior magnitude, com destaque para o extremo sul do Atlântico, onde as frentes quentes contribuem com mais de 25% da precipitação total durante o período de verão.

## 5.2.4 Precipitação associada aos CExt + Frentes

A precipitação integral associada aos ciclones extratropicais, frentes frias e quentes está representada pela Figura 5.9. Pode-se perceber que a precipitação associada aos ciclones extratropicais (CExt + Frentes) segue o mesmo padrão de distribuição do total de precipitação em médias e altas latitudes no HS em ambas as estações. No CMIP6, as maiores taxas durante o inverno ocorrem ao longo do Pacífico Sul, próximo à costa do Chile, e sobre o Atlântico Sul, com taxas superando 3.5 mm/dia (Fig. 5.9a). Por outro lado, a ERA5 apresenta máxima precipitação sobre o Atlântico Sul e em menor magnitude sobre o Oceano Índico (Fig. 5.9b).



**Figura 5.9** Média climatológica da precipitação associada aos CExt e frentes pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f).

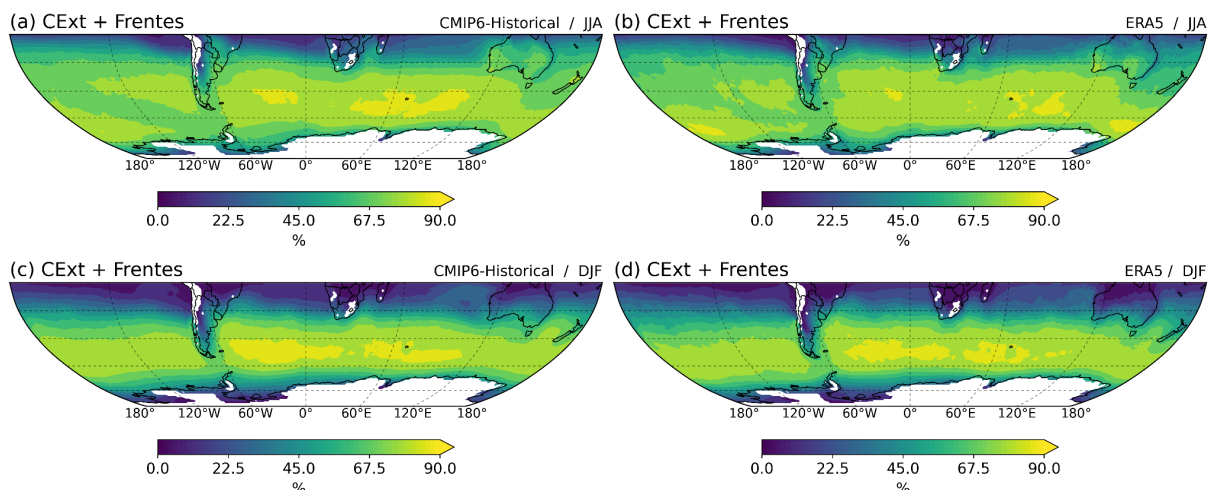
No verão, além de uma diminuição considerável da magnitude das taxas de precipitação em razão da menor frequência de ciclones e frentes, a faixa de máxima precipitação se encontra deslocada para o sul e com uma amplitude latitudinal mais estreita, abrangendo a faixa entre 45°S e 60°S ao longo da maior parte do HS (Fig. 5.9c,d). No entanto, é bastante evidente um desvio desse padrão sobre o Atlântico



Sul, onde se observa um ramo de precipitação que se estende desde o Atlântico Sul até a costa sudeste do Brasil. Conforme levantado anteriormente, durante o verão se estabelece um núcleo ciclogênético sobre a costa sudeste brasileira. Ciclones extratropicais e subtropicais com origem nesta região costumam interagir com a ZCAS, influenciando na convergência de umidade em baixos níveis e contribuindo para as altas taxas de precipitação encontradas (Escobar et al., 2022; Gozzo et al., 2014).

Os vieses do CMIP6 para a categoria CExt + Frentes nada mais são que a somatória dos vieses associados às frentes e aos CExt (Fig. 5.9e,f), de tal forma que o que foi discutido anteriormente em relação às prováveis causas dos vieses se repetem aqui. Entretanto, ressalta-se que o padrão espacial das diferenças encontradas aqui (Fig. 5.3d-f) é praticamente o mesmo encontrado quando se considera somente os CExt (Fig. 5.9e-f), indicando a importância dos ciclones na geração de precipitação.

As contribuições relativas da precipitação associada à categoria CExt + Frentes para o inverno e verão se encontram dispostas na Figura 5.10a-d. No inverno, tanto o CMIP6 quanto a ERA5 mostram os ciclones extratropicais (CExt em conjunto com as frentes associadas) contribuindo com mais de 80% da precipitação total ao longo de toda a faixa de máxima densidade de trajetórias no HS (Fig. 5.10a,b). Na região central do extremo sul do Atlântico Sul e do Oceano Índico (área de máxima densidade de trajetórias), a contribuição supera 90%. Sobre a AS, ambos os conjuntos apresentam contribuições relativas que variam entre 50% e 70% para a região sul e centro-oeste do Brasil, Uruguai e ao longo de quase todo o território da Argentina.

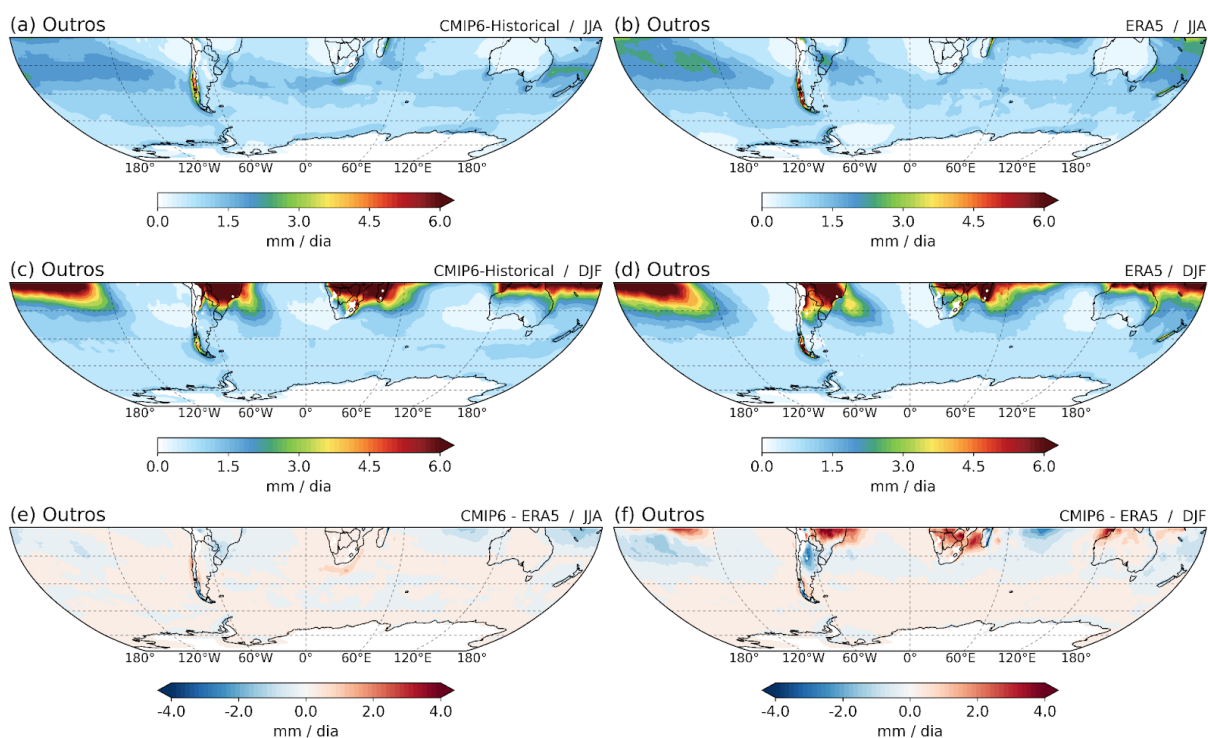


**Figura 5.10** Contribuição relativa (%) da precipitação associada aos CExt e frentes para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d).

No verão, a faixa de máxima contribuição adquire uma característica mais zonal e se torna mais restrita às latitudes entre  $40^{\circ}\text{S}$  e  $60^{\circ}\text{S}$ , devido à contração da densidade de trajetórias nessa época do ano, porém mantendo uma contribuição relativa próxima a 80% da precipitação total (Fig. 5.10c,d), como no inverno. É possível observar um aumento da extensão da área de máxima contribuição no sul do Atlântico Sul, onde as porcentagens superam 90%. As porcentagens sobre a AS apresentam considerável redução. Sobre a região sul do Brasil, Uruguai, Argentina e zonas costeiras adjacentes, a contribuição relativa dos ciclones extratropicais para a precipitação total local no verão varia em torno de 40% a 60%. Ocorre redução da contribuição também próximo ao continente antártico e nas áreas tropicais, especialmente sobre os continentes.

### 5.2.5 Precipitação associada à categoria Outros

Por fim, toda a precipitação ao longo do HS não identificada pelo algoritmo como associada a nenhuma das categorias analisadas anteriormente (CExt, frentes frias e quentes), pertencente à categoria Outros e é representada na Figura 5.11.



**Figura 5.11** Média climatológica da precipitação associada à categoria Outros (mm/dia) pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d). Diferenças entre CMIP6 e ERA5 para o inverno (e) e verão (f).

Durante o inverno, ambos os conjuntos de dados apresentam maiores taxas de precipitação ( $\sim 2$ mm/dia) próximas às zonas subtropicais e tropicais, principalmente sobre os setores central e noroeste do Pacífico Sul (Fig 5.11a,b) associadas ao ramo diagonal da ZCPS. Um pico de máxima precipitação também é encontrado na costa central do Chile ( $>5$ mm/dia).

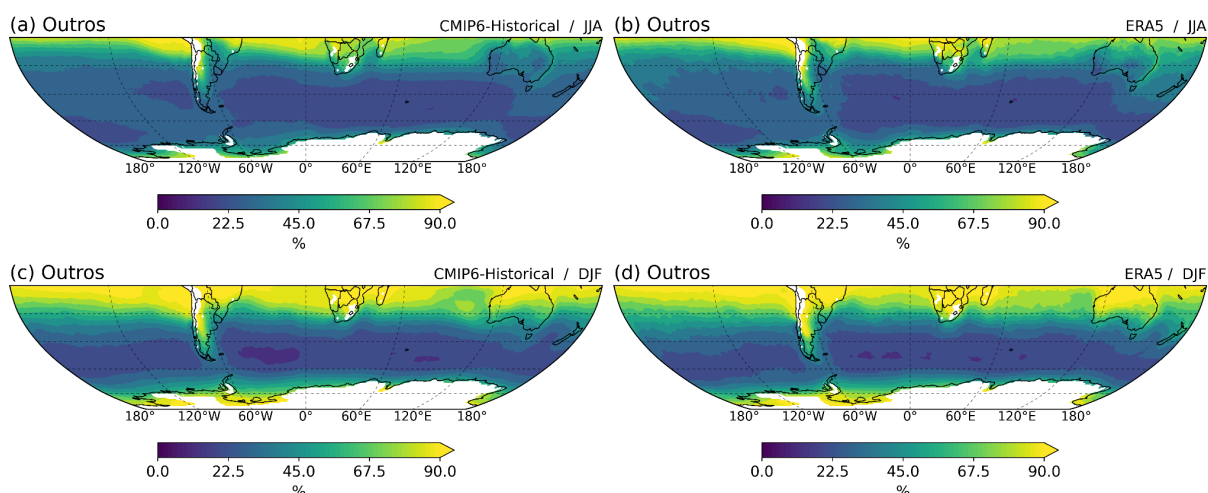
No verão, tornam-se bem evidentes áreas de intensa precipitação ao norte de  $30^{\circ}$ S ( $>6$ mm/dia; Fig 5.11c,d). Essa precipitação é essencialmente devido aos 3 sistemas de monção (monção sul-americana, leste-africana e asiática-australiana). Essas áreas são entrecortadas por núcleos de mínima precipitação (mais definidas na ERA5), relacionadas à influência das altas subtropicais oceânicas, cuja posição e intensidade modulam os padrões regionais de transporte de umidade e movimentos verticais na atmosfera, inibindo a precipitação local (Cherchi et al., 2018).

Uma variedade de sistemas atmosféricos podem ser responsáveis pelas taxas de precipitação associadas à categoria Outros no HS. Ao longo do setor noroeste do Pacífico Sul, os trópicos e subtropicais estão sob forte influência da ZCPS. Esse sistema é caracterizado por ser uma das mais extensas e persistentes bandas de convecção e precipitação de todo o globo (McGree et al., 2019; Brown et

al., 2020). A variabilidade espacial da ZCPS exerce influência sobre a atividade de ciclones tropicais ao longo da região (Vincent et al., 2011, Menkes et al., 2012). Estes sistemas, frequentemente originados dentro da ZCPS no verão, contribuem consideravelmente para o transporte de umidade da ZCPS ao longo de suas trajetórias, de tal forma que exercem um papel importante para os totais de precipitação e para os eventos de precipitação extrema nessas regiões (Deo et al., 2021).

Os máximos de precipitação encontrados sobre a AS e Brasil durante o verão (Fig. 5.11c,d) se relacionam com as monções e a presença ativa da ZCAS nessa época do ano. Além disso, outros sistemas atmosféricos estão frequentemente relacionados à precipitação na AS e ao longo do Atlântico Sul, como por exemplo: sistemas convectivos de mesoescala (Durkee et al., 2009; Anselmo et al., 2021; Rasera et al., 2018), rios atmosféricos (Garreaud, 2013; Viale et al., 2018); chuva orográfica (Viale e Nuñez, 2011; Espinoza et al., 2015), vórtices ciclônicos de altos níveis (Pinheiro et al., 2021; Gan e Piva, 2016), ondas de leste (Giraldo-Cardenas et al., 2022; Dominguez et al., 2020), tempestades convectivas (Rasmussen et al., 2016); entre outros sistemas.

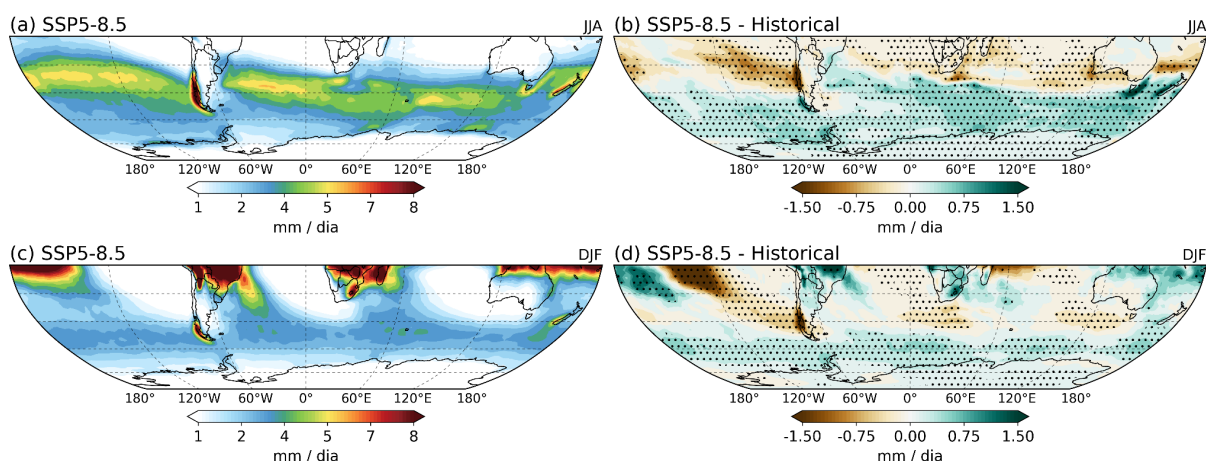
Por fim, a contribuição relativa à categoria Outros para a precipitação no HS é apresentada pela Figura 5.12. Tanto no inverno quanto no verão, as contribuições relativas são máximas (>90%) sobre toda a extensão zonal das latitudes tropicais no HS. No inverno, as máximas se encontram mais proeminentes ao longo do setor nordeste do Pacífico Sul; em toda a extensão norte do Atlântico Sul e sobre o noroeste do Oceano Índico, em torno de Madagascar (Fig. 5.12a,b). Já no verão, estas regiões de máxima se estendem em direção ao sul (extensão que pode chegar a mais de 10° em algumas regiões, como no noroeste do Pacífico Sul), configurando uma maior contribuição da categoria Outros para os totais de precipitação (Fig. 5.12,c,d). Além disso, é possível observar em ambos os conjuntos de dados um aumento da contribuição de Outros em torno do continente antártico, principalmente sobre o Mares de Weddell e Ross, devido ao afastamento do *storm track* adjacente à costa da Antártica em direção ao norte (Fig. 4.3). Nestas regiões, é comum a ocorrência de baixas polares e vórtices de mesoescala, principalmente no verão, e que podem contribuir consideravelmente para os totais de precipitação nas regiões costeiras (Carrasco et al., 2003).



**Figura 5.12** Contribuição relativa (%) da precipitação associada à categoria Outros para a precipitação total pelo CMIP6 (a,c) e ERA5 (b,d) para o inverno (a,b) e verão (c,d).

### 5.3 Climatologia da precipitação no clima futuro: CMIP6 SSP5-8.5

A Figura 5.13 apresenta as taxas de precipitação média projetadas para o futuro (período de 2070-2099) do CMIP6, considerando o cenário climático SSP5-8.5, assim como as diferenças em relação ao período histórico para as estações de inverno e verão. Durante a estação fria, o padrão zonal de distribuição da máxima precipitação ao longo das médias latitudes permanece relativamente estável em relação à simulação histórica (Figs. 5.13a e 5.1a). No entanto, o CMIP6 projeta um aumento na taxa de precipitação em toda a faixa de latitude entre 40°S até a costa da Antártica, com destaques para as regiões do Oceano Índico e Pacífico ao sudoeste da Nova Zelândia, além do sul do Brasil (Fig. 5.13b).



**Figura 5.13** Média climatológica da precipitação (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,c) e diferenças projetadas (b,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para as estações de inverno (a,b) e verão (c,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

Por outro lado, uma banda de diferenças negativas de precipitação é projetada ao longo de toda a região tropical e subtropical do HS no inverno, com exceção da região sul do Brasil mencionada anteriormente (Fig. 5.13b). Essa redução na precipitação em direção ao equador e aumento em direção ao polo configura uma migração da banda de máxima precipitação para maiores latitudes, em consonância com a migração para o polo da densidade de trajetórias (Fig. 4.22b,c) e do *storm track* identificados em outros estudos (Bengtsson, 2007; Catto et al., 2019; Fyfe, 2003; Geng e Sugi, 2003; Lehmann et al., 2014; Priestley e Catto, 2022; Ulbrich et al., 2009).

Durante o verão, a distribuição das diferenças entre o simulado histórico e a projeção futura é relativamente mais heterogênea (Fig. 5.13d). Além de um aumento na precipitação em direção às altas latitudes, o CMIP6 indica um aumento em toda a AS até 15°S (limite superior do mapa), com exceção do sul do Chile e Argentina, ao longo da Cordilheira dos Andes. Os vieses positivos se apresentam mais evidentes nas regiões sudeste, nordeste e norte do Brasil (Fig. 5.13d). Além disso, nota-se um prolongamento de diferenças positivas de precipitação em direção ao Atlântico Sul, associada à ocorrência mais ativa da ZCAS durante o verão.

Em geral, as regiões com maiores taxas de precipitação durante o verão no HS apresentam projeções de aumento, enquanto que o oposto ocorre para as zonas secas a oeste dos continentes. Essa tendência aparenta estar relacionada a mudanças na intensidade e posição dos anticiclones subtropicais semi-permanentes

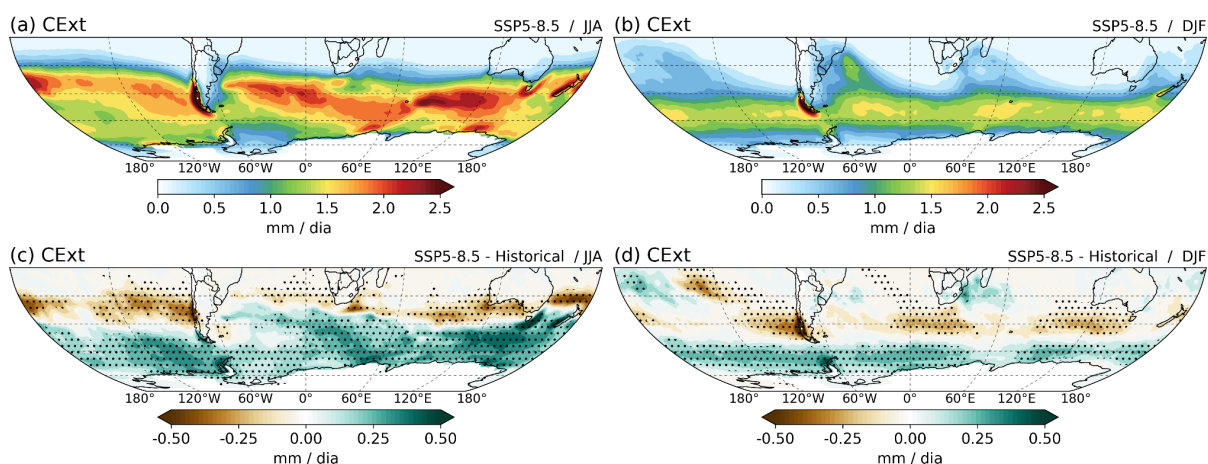
a oeste dos continentes. A partir de um conjunto de modelos globais do CMIP5, Reboita et al. (2019) projetaram um deslocamento estatisticamente significativo do núcleo de máxima MSLP associada à ASAS em direção ao polo para o período de 2065-2095, sob o cenário de forçante climática RCP8.5. Uma expansão da área da ASAS para sul e para oeste também é esperada (Reboita et al., 2019). Tais mudanças estariam associadas à expansão da célula de Hadley no clima futuro (Grise et al., 2019; Lu et al., 2007) e podem trazer impactos importantes para as condições de tempo e clima nos trópicos e subtropicais ao longo do Atlântico Sul e AS. No Pacífico Sul há um forte dipolo de diferenças positivas e negativas em baixas latitudes (Fig. 5.13d). As diferenças negativas se estendem diagonalmente até o extremo sul do Chile. De maneira geral, as diferenças projetadas para a precipitação no HS parecem estar de acordo com as projeções para a densidade de trajetórias de ciclones identificada nas Figuras 4.22b e 4.23b, de tal forma que, onde se projeta um aumento (mesmo que pequeno) na densidade de trajetórias, se projeta um aumento na precipitação, e vice-versa.

## **5.4 Precipitação associada aos ciclones extratropicais no clima futuro**

A precipitação associada aos CExt, frentes frias e quentes, CExt + Frentes e para a categoria Outros no clima futuro, além das respectivas diferenças em relação ao período histórico (1979-2014) pelo CMIP6, estão dispostas ao longo das Figuras 5.14 a 5.18.

### **5.4.1 Precipitação associada aos CExt**

As projeções para a precipitação associada aos CExt indicam um padrão de mudança análogo ao encontrado para a precipitação total no futuro em ambas as estações: redução em direção ao equador a partir das latitudes médias e um aumento generalizado em direção ao polo (Fig. 5.14). Esse aumento se relaciona com a migração da densidade de trajetórias para maiores latitudes, conforme discutido anteriormente (Fig. 4.22 e 4.23), e também com a projeção de aumento da taxa de precipitação em torno do centro dos ciclones, conforme levantado pelas Figuras 4.29 à 4.35, principalmente para a estação de inverno.



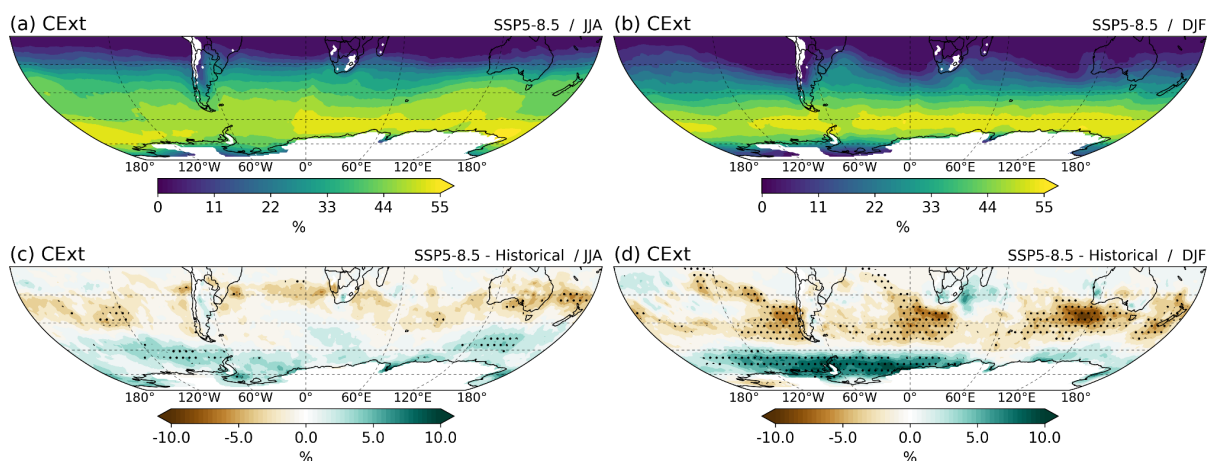
**Figura 5.14** Média climatológica da precipitação associada aos CExt (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

No inverno, a extensão latitudinal da densidade de trajetórias ao longo do HS é maior em relação ao verão, refletindo em uma maior extensão latitudinal das diferenças positivas projetadas (Fig. 5.14c). No verão, por outro lado, a densidade de trajetórias se encontra restrito a uma faixa de latitude mais estreita, de tal forma que o aumento estimado para a precipitação associada aos CExt abrange uma faixa latitudinal também mais estreita (60°S à costa antártica; Fig. 5.14d).

A Figura 5.15 apresenta a contribuição relativa da precipitação associada aos CExt para o período futuro e as diferenças em relação ao período histórico. É importante mencionar que as diferenças na contribuição relativa não representam variações percentuais entre os períodos, mas a simples diferença entre as porcentagens de contribuição. Por exemplo, se para uma dada região a contribuição relativa climatológica dos CExt para a precipitação total no período histórico é de 50% e essa contribuição aumenta para 55% no período futuro, então a diferença projetada é de +5%. Caso a avaliação das diferenças para o exemplo dado fosse feita a partir da variação percentual, a diferença entre os dois períodos seria de +10% ( $\frac{55-50}{50} * 100 = 10\%$ ). Este procedimento não foi adotado por resultar em excesso de ruído nas regiões onde os valores de precipitação são muito pequenos (por exemplo, nos trópicos, no caso da precipitação associada aos CExt). Em muitas destas situações, qualquer aumento ou diminuição da precipitação no período futuro resulta em variações percentuais superiores a 100%, dificultando a interpretação dos



resultados gráficos. Dessa forma, optou-se pela simples diferença entre as contribuições relativas.



**Figura 5.15** Contribuição relativa (%) da precipitação associada aos CExt pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

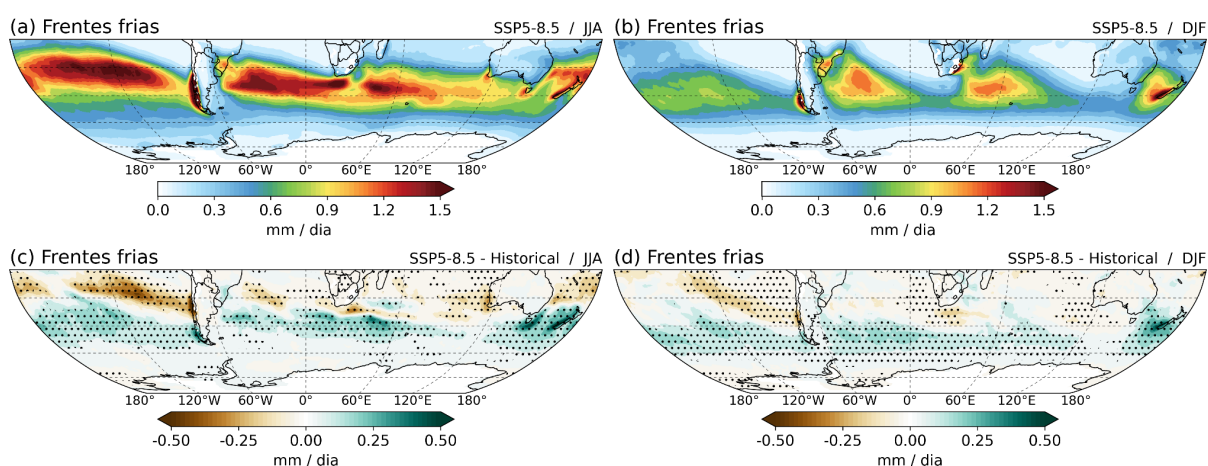
A faixa de máxima contribuição nas médias e altas latitudes se apresenta em um padrão espacial bastante semelhante ao presente (Figs. 5.15a,b e 5.4a,c). No inverno, o CMIP6 projeta diferenças positivas de até 5% na contribuição relativa da precipitação associada aos CExt ao longo das médias e altas latitudes entre o período futuro e presente (Fig. 5.15c). No entanto, a maior parte dessas diferenças não são estatisticamente significativas. As diferenças negativas ocorrem de maneira generalizada nos trópicos e subtropicais, também com pouca significância estatística. É importante ter em mente que as mudanças na contribuição relativa de um determinado sistema para a precipitação total e as mudanças na precipitação absoluta associada a este sistema podem ter sinais opostos. Por exemplo, uma determinada região pode sofrer redução na precipitação associada à categoria CExt no futuro mas ao mesmo tempo apresentar um aumento na contribuição relativa desta categoria. Isto pode ocorrer se a precipitação associada às outras categorias diminuir de forma mais acentuada, fazendo com que a precipitação dos CExt ganhe importância frente às demais em relação ao total da precipitação.

No verão, observam-se sinais positivos ao norte de 70°S e negativos ao sul de 70°S, ambos com magnitudes consideravelmente superiores ao inverno (Fig. 5.15d), indicando maiores mudanças em relação à contribuição dos CExt para a

precipitação total no futuro. Em algumas áreas do Oceano Antártico, como nos mares de Bellingshausen e Weddell, o CMIP6 projeta diferenças positivas de quase 10% em relação ao período histórico. As diferenças negativas (boa parte com significância estatística) à sudoeste dos continentes observadas no inverno se encontram deslocadas para sul e podem atingir diferenças negativas de até 8%, como no sudoeste da Austrália.

#### 5.4.2 Precipitação associada às frentes frias

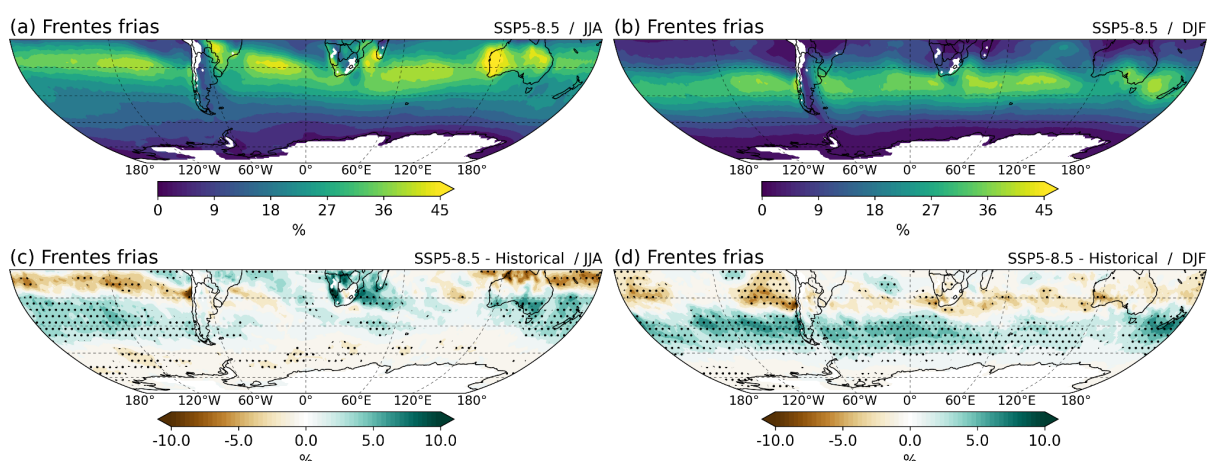
A precipitação associada às frentes frias no inverno é projetada para aumentar em toda a faixa zonal entre 30°S e 60°S (Fig. 5.16c). Por outro lado, observa-se uma significativa redução sobre uma área alongada com orientação noroeste-sudeste no leste do Pacífico Sul. Outras áreas menores de diferenças negativas são encontradas ao norte da principal faixa zonal de diferenças positivas. Este padrão pode estar sugerindo uma migração das frentes frias em direção ao polo (ou uma redução da sua propagação em direção às latitudes subtropicais), associadas à migração da densidade de trajetórias de ciclones e ciclogêneses. No verão, o mesmo padrão de mudanças é projetado, mas em menor magnitude (Fig. 5.16d), o que era esperado uma vez que há menos precipitação nessa época do ano quando comparado ao inverno.



**Figura 5.16** Média climatológica da precipitação associada às frentes frias (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

A Figura 5.17a,c apresenta mudanças positivas na contribuição relativa da precipitação associada às frentes frias para o inverno em toda a faixa entre 30°S e 45°S no Pacífico Sul, com destaque para o sudeste da Austrália e Nova Zelândia, onde diferenças positivas podem alcançar 8% em relação ao período histórico (Fig. 5.17a). O CMIP6 também estima um aumento ao sul e oeste de Madagascar e em uma faixa diagonal no Atlântico Sul, acima de 30°S. Por outro lado, é estimado uma diminuição da contribuição de frentes frias ao longo de toda a extensão zonal ao norte de 30°S no Pacífico Sul e norte da Austrália. No verão, a distribuição das diferenças positivas e negativas se apresenta com uma característica bastante zonal (Fig. 5.17d). Máximas diferenças positivas se estendem por toda a faixa entre 40°S e 60°S, enquanto que máximos negativos se limitam às zonas tropicais e subtropicais.

Neste estudo, não foi avaliada a variação na densidade das frentes entre os períodos, como foi feito para os ciclones, e na frequência de ocorrência das frentes. Assim, não é possível avaliar se as áreas de aumento (redução) da precipitação associada às frentes frias são um reflexo do aumento (redução) do número de frentes, do aumento (redução) da magnitude da precipitação das frentes frias ou de uma combinação mais equilibrada de ambas as forças em um ambiente mais quente e úmido no futuro.

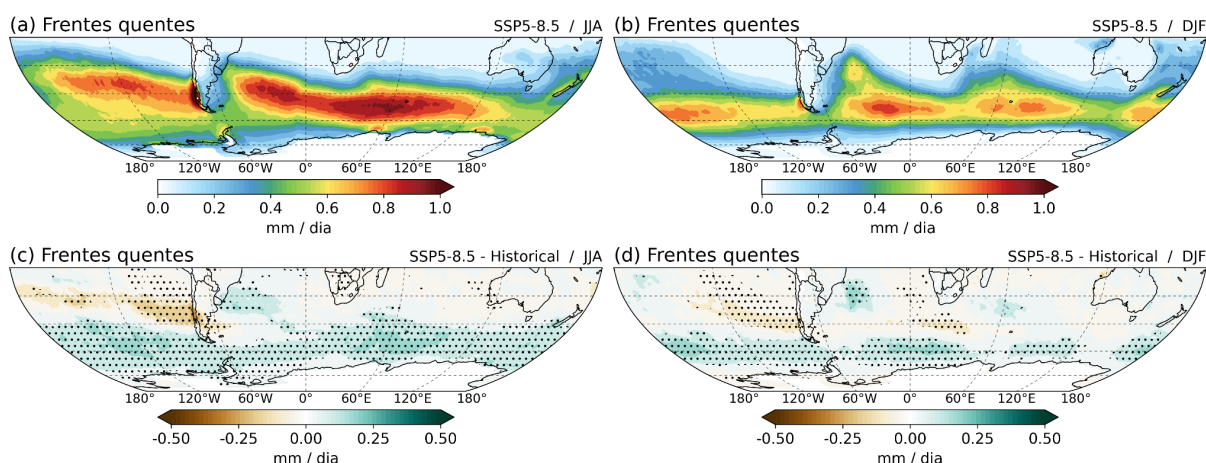


**Figura 5.17** Contribuição relativa (%) da precipitação associada às frentes frias pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

### 5.4.3 Precipitação associada às frentes quentes

A precipitação associada às frentes quentes no futuro mantém um padrão de distribuição similar ao encontrado para o período histórico, em ambas as estações (Fig. 5.18a,b e Fig. 5.7a,c). No entanto, a região de máxima precipitação no inverno se apresenta sobre o Oceano Índico (Fig. 5.18a), diferentemente do período histórico, cujo máximo se concentrava sobre o oeste da costa do Chile (Fig. 5.7a).

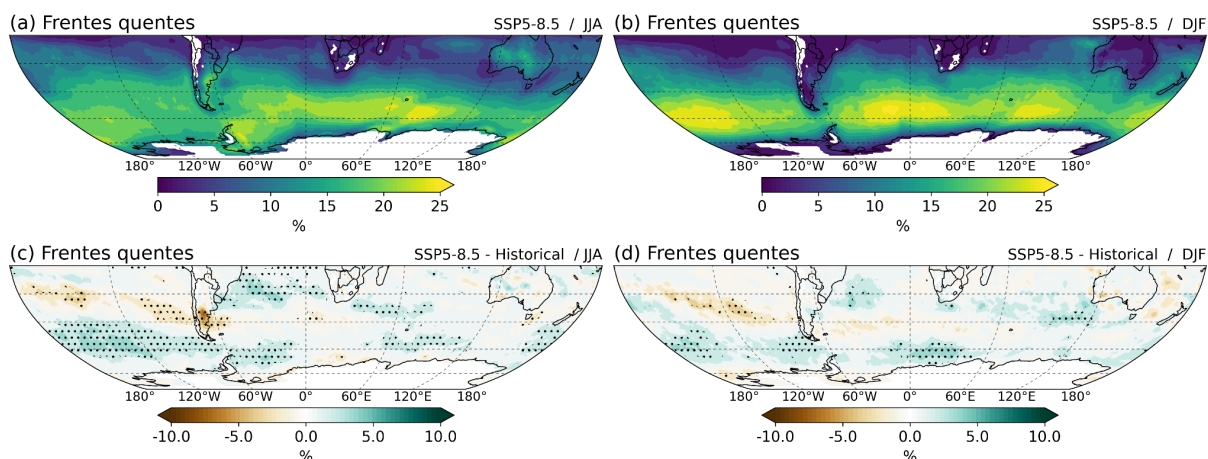
Diferenças positivas são encontradas em toda a faixa a partir de 45°S em direção ao polo (5.18c,d). No entanto, se projeta também uma expressiva área de aumento da precipitação sobre o Atlântico Sul, à leste da região sul do Brasil e Uruguai. No verão, além de uma menor magnitude, a faixa de diferenças positivas se apresenta consideravelmente mais estreita, entre 50°S e 70°S (Fig. 5.18d). No entanto, a área de sinal positivo sobre o Atlântico Sul também se encontra presente.



**Figura 5.18** Média climatológica da precipitação associada às frentes quentes (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

Dentre todas as categorias aqui avaliadas em relação às mudanças futuras em suas contribuições relativas para a precipitação no HS, as frentes quentes apresentaram as magnitudes de sinais menos robustas, tanto para o inverno quanto para o verão (Fig. 5.19c,d). Além de uma alta heterogeneidade no sinal das diferenças em todo o HS, nenhuma região apresentou mudanças superiores a 5% em relação ao período histórico, com exceção de um núcleo localizado na região central da Argentina no inverno (Fig. 5.19c). Mesmo assim, nota-se que as

diferenças estatisticamente significativas são na maior parte positivas, indicando uma preferência para o aumento da precipitação associadas às frentes quentes no clima futuro sob o cenário SSP5-8.5.



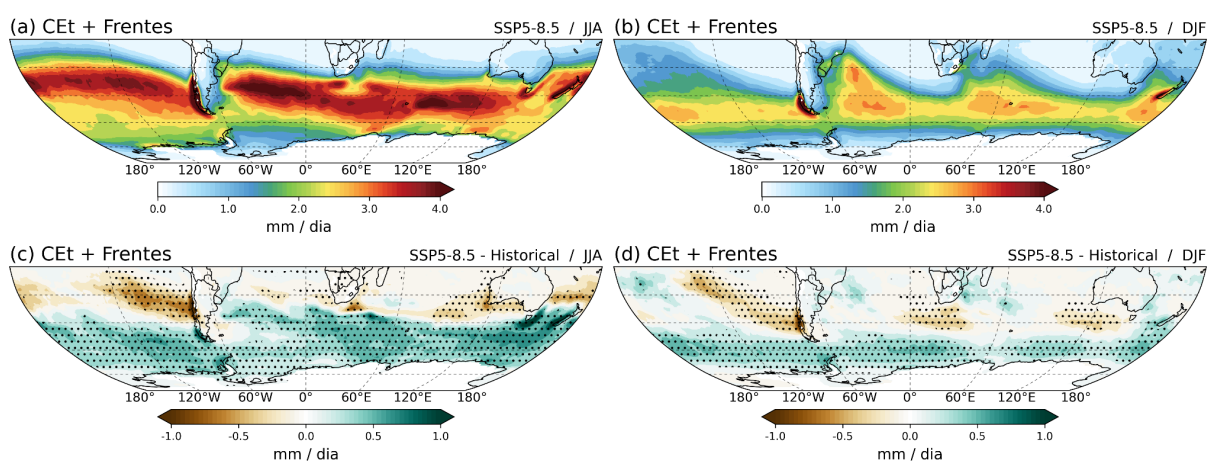
**Figura 5.19** Contribuição relativa (%) da precipitação associada às frentes quentes pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

#### 5.4.4 Precipitação associada aos CExt + Frentes

Quando avaliada as projeções futuras da precipitação associada à toda a estrutura dos ciclones extratropicais (CExt + Frentes), o CMIP6 reforça o padrão já discutido anteriormente. Na estação de inverno (Fig. 5.20a,c), projetam-se: i) aumento da precipitação a partir de  $\sim 40^{\circ}\text{S}$  em direção ao polo; e ii) redução nas regiões subtropicais à sudoeste dos continentes, provavelmente relacionadas à expansão da célula de Hadley no clima futuro, promovendo a expansão dos anticiclones semipermanentes em direção aos polos no HS (Birner et al. 2014; Lucas et al. 2014; Staten et al. 2018; Grise et al, 2019). No verão, projetam-se: i) aumento da precipitação com extensão latitudinal mais estreita e em menor magnitude a partir de  $50^{\circ}\text{S}$  em direção aos polos; e ii) redução a partir de  $50^{\circ}\text{S}$  em direção ao equador ao longo das mesmas regiões projetadas para o inverno, porém em menor magnitude (Fig. 5.20b,d).

Assim como a migração dos ciclones em médias latitudes, a migração da precipitação associada a estes sistemas em direção ao polo no clima futuro pode

estar relacionada também à continuidade da tendência positiva do índice do principal modo de variabilidade climática do HS, o Modo Anular Sul (MAS), até o final deste século (Arblaster e Meehl, 2006; Simpkins & Karpechko, 2012; Spensberger et al., 2020). Em sua fase positiva (negativa), o MAS configura uma anomalia de baixa (alta) pressão atmosférica sobre o continente antártico (médias latitudes), induzindo um deslocamento da faixa de máxima densidade de ciclones e do escoamento de oeste em direção ao polo (médias latitudes).

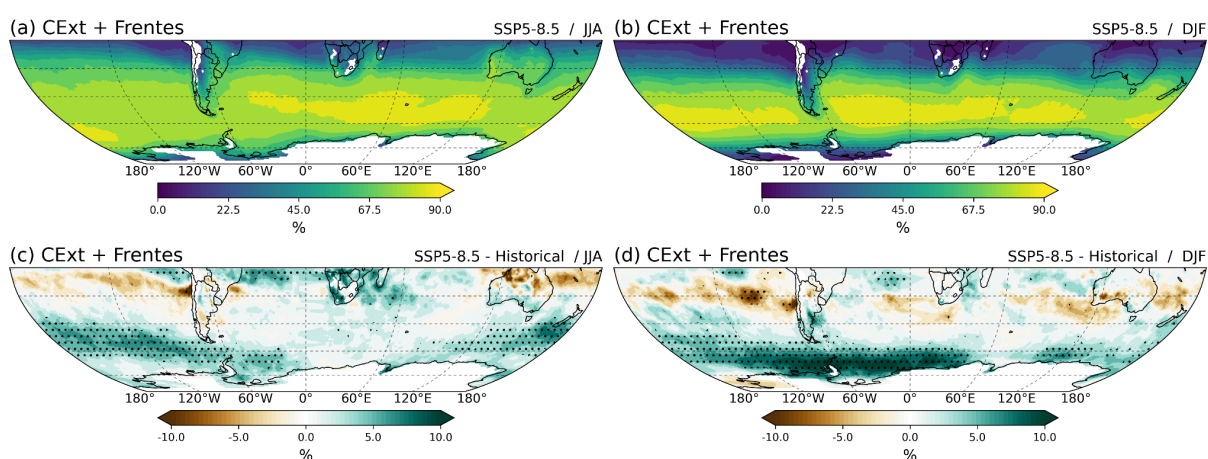


**Figura 5.20** Média climatológica da precipitação associada aos CExt e frentes (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

É interessante observar que as diferenças entre o período histórico e futuro na precipitação associada aos CExt, frentes frias e quentes, quando avaliadas individualmente, apresentam uma grande sobreposição construtiva, de tal forma que as diferenças positivas (negativas) associadas aos CExt coincidem com as diferenças positivas (negativas) das frentes. Este padrão faz com que as diferenças estimadas para a precipitação associada aos CExt e frentes sejam bastante robustas.

Em relação às mudanças na contribuição relativa, o CMIP6 projeta um aumento durante o inverno ao longo de uma ampla região em médias e altas latitudes, entre o sudoeste da Nova Zelândia, sul do Pacífico Sul e Mar de Weddell (Fig. 5.21a,c). Nessas áreas, as diferenças positivas projetadas em relação ao período histórico podem chegar a 7%. No verão, esse valor supera 10% em toda a extensão entre a Península Antártica e o leste do Mar de Weddell (Fig. 5.21b,d).

Sinais positivos de contribuição relativa também são projetados para o inverno sobre o continente africano e o sul de Madagascar, no entanto, esses sinais são quase inexistentes no verão. Nessa estação, um sinal que é bastante amplificado a partir da junção dos CExt e frentes é o sinal negativo à oeste da Cordilheira dos Andes, sugerindo uma forte atuação da ASPS na inibição da propagação de ciclones e frentes em direção ao continente sul-americano e ao nordeste do Pacífico Sul.

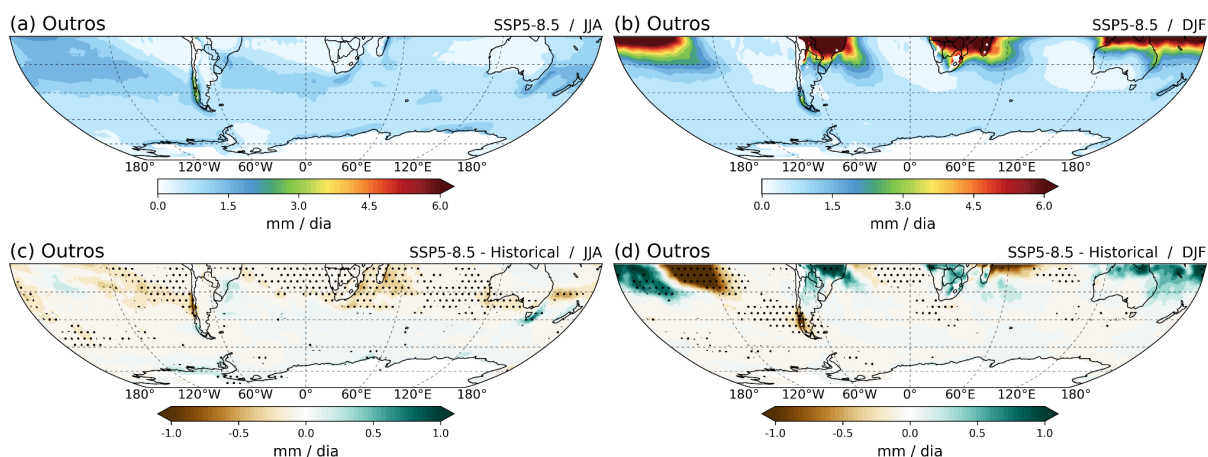


**Figura 5.21** Contribuição relativa (%) da precipitação associada aos CExt e frentes pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

#### 5.4.5 Precipitação associada à categoria Outros

Em relação à categoria Outros, o CMIP6 projeta sinais relativamente fracos ao longo de todo HS para o inverno (Fig. 5.22a,c). No entanto, predomina o padrão de aumento da precipitação nas médias e altas latitudes e redução ao longo das regiões tropicais e subtropicais, com destaque para o sudeste do continente africano e da Austrália. Já na estação de verão, esses sinais são bastante intensos (Fig. 5.22b,d). Há um robusto sinal negativo sobre o setor central do Pacífico Sul, acompanhado de um forte sinal positivo a oeste, que se estende até o norte da Austrália. Estas projeções estão provavelmente relacionadas ao deslocamento do ramo diagonal da ZCPS para oeste no verão e/ou à uma contração zonal da sua extremidade leste (Brown et al., 2012). Diferenças positivas são encontradas sobre

os três sistemas de monção (Americano, Africano e Asiático/Australiano) e sobre a piscina quente do Indo-Pacífico.



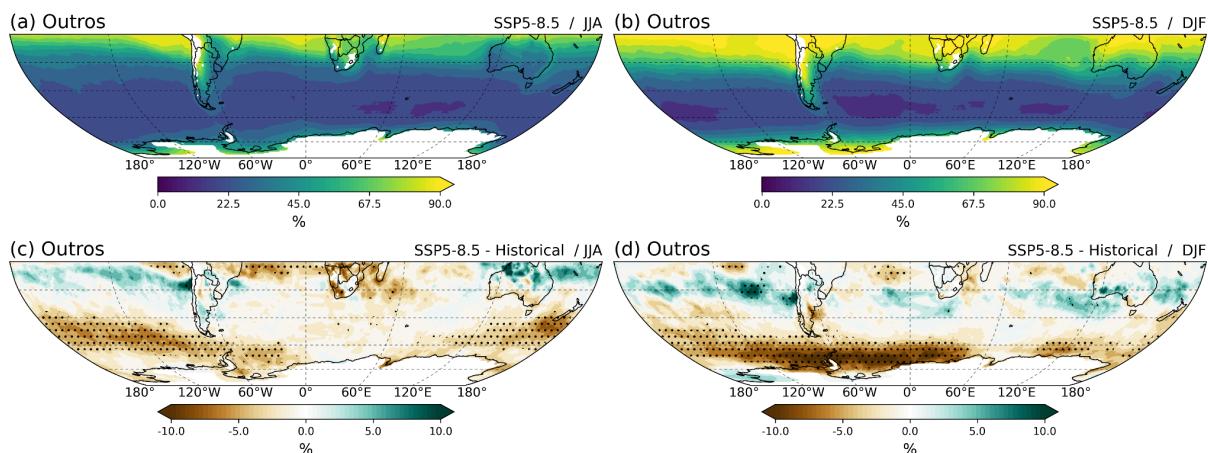
**Figura 5.22** Média climatológica da precipitação associada à categoria Outros (mm/dia) pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

Analisando especificamente o maior aumento (estatisticamente significativo) da contribuição relativa da precipitação associada à categoria Outros que se encontra em 30°S/100°W no verão (Fig. 5.23d), nota-se que se deve à uma sobreposição parcial da redução de precipitação associada aos CExt (Fig. 5.15d), frentes frias (Fig. 5.17d) e frentes quentes (Fig. 5.19d). É interessante também notar que nessa área ocorre uma redução (estatisticamente significativa) da precipitação total no clima futuro (Fig. 5.13d). Para todas as categorias de sistemas meteorológicos foram projetadas diferenças negativas para a precipitação associada nesta região, no entanto, para os CExt e frentes, o CMIP6 projeta uma diminuição das suas importâncias para a precipitação total em maior intensidade do que para os sistemas meteorológicos que compõem a categoria Outros. Isto resulta na projeção de aumento da contribuição relativa desta categoria para esta região no futuro.

Por fim, em todas as áreas onde é projetada uma redução (aumento) na contribuição relativa da categoria CExt + Frentes para a precipitação total no HS, sinais positivos (negativos) de mesma magnitude se apresentam associados à categoria Outros (Fig 5.23c,d). Isso é esperado, uma vez que a redução na contribuição relativa somada dos CExt e frentes para os totais de precipitação



naturalmente irá resultar no aumento da contribuição relativa de outros sistemas atmosféricos não identificados neste estudo (Outros) e vice-versa.



**Figura 5.23** Contribuição relativa (%) da precipitação associada à categoria Outros pelo CMIP6 relativa ao período futuro de 2070-2099 (a,b) e diferenças projetadas (c,d), sob o cenário climático SSP5-8.5, para o inverno (a,c) e verão (b,d). Pontilhado preto indica diferenças estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ), utilizando o teste de Mann-Whitney.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo procurou avaliar os ciclones extratropicais e precipitação associada no HS (20°S - 90°S) para o clima presente (1979-2014) e potenciais mudanças projetadas para o clima futuro (2070-2099) sob o cenário climático de maior emissão de gases de efeito estufa, o SSP5-8.5. Foram utilizados dados de cinco modelos globais do CMIP6, da reanálise ERA5 e dados de precipitação mensais do GPCP.

Para a identificação e rastreamento dos ciclones, este estudo utilizou o algoritmo TRACK (Hodges, 1994; 1995; 1999), largamente utilizado no estudo de ciclones e outros sistemas transientes sob perspectiva lagrangeana (Hoskins e Hodges, 2005; Pinheiro et al., 2021; Priestley et al., 2020). O campo de vorticidade relativa em 850 hPa foi utilizado como parâmetro para a identificação dos ciclones, sendo considerados apenas os sistemas com duração mínima de 24 horas e deslocamento maior ou igual a 1000 km, entre a ciclogênese e ciclólise.

Tanto o CMIP6 quanto a ERA5 encontraram uma marcada sazonalidade na frequência de ciclones no HS, com maior ocorrência durante o inverno. Para o clima presente (1979-2014), o CMIP6 identificou um número total médio de 16.851,4 ciclones no inverno (média sazonal de  $468.1 \pm 19.1$ ) e 11.581,2 no verão (média de  $330.9 \pm 19.1$ ). Na ERA5, foram identificados 17.335 ciclones no inverno ( $481.5 \pm 18.5$ ) e 12.578 no verão ( $359.4 \pm 14.6$ ). Em termos quantitativos, o CMIP6 apresentou um bom desempenho na identificação dos ciclones quando comparado à ERA5.

Durante o inverno, duas extensas áreas de alta densidade de trajetórias de ciclones foram encontradas no HS pelo CMIP6 e ERA5: (i) uma área do leste do Atlântico Sul até o extremo leste do Oceano Índico, entre 40°S e 60°S; e (ii) toda a região oceânica em altas latitudes adjacente à costa da Antártica, entre 120°E e a Península Antártica. Esta última representa a região com a maior densidade de trajetórias de ciclones em todo o HS durante o inverno. Ambas as regiões se caracterizam por forte instabilidade baroclínica em baixos níveis (Lim e Simmonds, 2009). O CMIP6 apresentou dificuldade em reproduzir a densidade de trajetórias ao longo de toda a faixa de latitudes ao sul de 50°S, principalmente entre 100°E e 170°E, resultado de uma má representação da bifurcação do jato presente próximo à

região da Nova Zelândia e que é um problema comum em modelos do CMIP (Patterson et al., 2020; Priestley et al., 2023). No verão, ambos os conjuntos apresentam um padrão de densidade mais simétrico em torno das médias latitudes e latitudinalmente comprimido entre 40°S e 65°S. Os vieses negativos do CMIP6 ao sul de 50°S persistem no verão.

Três regiões de alta densidade de ciclogêneses no inverno foram encontradas: (i) costa sudeste da Argentina (40°S - 50°S); (ii) Mar de Somov, adjacente à costa antártica (130°E - 170°E); e (iii) uma extensa área zonal no sul do Oceano Índico (40°S - 55°S e 55°E - 125°E). Estas mesmas regiões são frequentemente relatadas em estudos anteriores (Bengtsson et al., 2006; Gramcianinov et al., 2019; Hoskins e Hodges, 2005; Priestley et al., 2020). No verão, a única região ciclogênica que mantém magnitude de densidade relativamente semelhante ao inverno é a da costa sudeste da Argentina. Em relação às áreas preferenciais de dissipação dos ciclones, as altas latitudes do Oceano Antártico se destacam em ambas as estações. No entanto, a região de maior densidade de ciclólises no HS se encontra a oeste da costa do Chile, devido à barreira física dos Andes ao escoamento de oeste.

O CMIP6 apresentou bom desempenho na estimativa da duração média dos ciclones em relação à ERA5, no entanto, tende a representar sistemas ligeiramente menos intensos (em termos de  $\zeta_{850}$ ) e mais lentos. Foi encontrada certa sazonalidade na intensidade e na velocidade dos ciclones, ambas com maior magnitude durante o inverno. Os ciclones mais rápidos e intensos foram encontrados no Atlântico Sul e Oceano Índico.

A avaliação da distribuição e evolução espacial da precipitação associada aos ciclones extremos e moderados nos diferentes estágios do ciclo de vida mostraram que a máxima precipitação em torno de 20° dos seus centros ocorreu cerca de 12 horas antes da máxima intensidade dinâmica dos ciclones ( $\zeta_{850}$ ). As regiões associadas às frentes e ao núcleo dos ciclones foram caracterizadas pelas maiores taxas de precipitação e estão associadas ao intenso movimento ascendente do ar e convergência de umidade ao longo da ETQ, favorecendo a ocorrência de precipitação (Dai and Nie, 2020; Field e Wood; 2007; Jeyaratnam et al., 2020; Joos, 2019; Yettella e Kay; 2016). De maneira geral, o CMIP6 apresentou ótimo desempenho na representação do padrão espacial da precipitação associada aos ciclones e sua evolução no tempo para o inverno.

Quando avaliada a climatologia de ciclones para o período futuro de 2070-2099 sob o cenário climático SSP5-8.5, o CMIP6 projeta uma diminuição de 4% na média de inverno da frequência de ciclones para todo o HS em relação ao período histórico. Para o verão, essa redução é de cerca de 4.6%. Ambas as mudanças são estatisticamente significativas ( $p < 0.05$ ). Estes resultados corroboram com estudos anteriores (Fyfe, 2003; Silva, 2010; Grieger et al., 2014; Priestley e Catto, 2022). O Oceano Antártico foi o único oceano que mostrou uma tendência oposta, com projeção de aumento de 14,1% no verão. Este resultado pode estar relacionado à migração dos ciclones em direção ao polo no clima futuro, como de fato apontam as projeções para a densidade de trajetórias pelo CMIP6. Em ambas as estações há projeção de redução da densidade de ciclogêneses e de trajetórias de ciclones em latitudes médias (30°S - 50°S) e aumento em maiores latitudes (60°S ao polo). No verão, a magnitude dessas mudanças é ainda maior para a densidade de trajetórias, corroborando com o resultado de aumento de ciclones sobre o Oceano Antártico nesta estação. A redução na frequência de ciclones e a migração do *storm track* em direção ao polo em cenários futuros são frequentemente atribuídas a fatores como o enfraquecimento dos gradientes meridionais de temperatura entre os subtropicais e extratropicais (Bengtsson et al., 2006; Chang et al., 2012; Lim e Simmonds, 2009), o aumento da estabilidade atmosférica nos trópicos devido ao aquecimento da alta troposfera e uma potencial expansão da célula de Hadley no clima futuro (Lu et al., 2007; Shaw et al., 2016; Staten et al., 2018). Estes fatores podem influenciar na posição e intensidade das correntes de jato e afetar a distribuição e frequência dos ciclones extratropicais.

Em relação às características médias, quando considerado todo o HS, o CMIP6 projeta um aumento significativo na velocidade média dos ciclones em ambas as estações, assim como no deslocamento total. As mudanças significativas na intensidade dos ciclones ( $\zeta_{850}$ ) se apresentam bastante variáveis entre as bacias oceânicas e estações do ano. No Oceano Antártico, projetam-se reduções significativas na duração dos ciclones e aumentos na velocidade média e no deslocamento total durante ambas as estações. De maneira geral, os resultados mais robustos encontrados neste estudo em relação às características dos ciclones no clima futuro sugerem que estes se tornarão mais rápidos no futuro e irão percorrer uma distância maior entre a ciclogênese e a ciclólise. Estes resultados

podem estar relacionados ao aumento da disponibilidade de umidade na atmosfera no futuro e ao provável aumento de aquecimento latente nos ciclones (Tamarin e Kaspi, 2017; Catto et al., 2019).

Quanto às mudanças na estrutura e intensidade da precipitação associada aos ciclones para o cenário futuro com base nos compostos realizados, o CMIP6 projeta um aumento na magnitude da precipitação em todos os estágios do ciclo de vida dos ciclones durante o inverno. Tanto para os ciclones extremos quanto para os moderados, projetam-se diferenças positivas consideráveis nas regiões próximas às zonas frontais, principalmente ao longo do quadrante sudeste, no lado polar dos ciclones. Estes resultados sugerem que o aumento na precipitação associada no futuro é independente da intensidade dos ciclones. No verão, o CMIP6 projeta diferenças positivas na precipitação ao longo das frentes e negativas próximo ao núcleo para os ciclones extremos, formando um padrão espacial de "vírgula invertida" para ambos os sinais de mudanças. Uma possível explicação para este resultado seria devido ao aumento na velocidade da frente fria no futuro, permitindo que o ar seco e frio alcance o núcleo do ciclone mais rapidamente.

Além disso, um dos principais objetivos deste estudo consistiu em avaliar a distribuição espacial da precipitação associada dos ciclones extratropicais e suas frentes para ambos os períodos, de maneira a compreender a importância relativa de cada um dos sistemas para a precipitação total no HS. Para a atribuição da precipitação associada às frentes frias e quentes, um algoritmo de identificação automática de frentes foi desenvolvido e aplicado com base na metodologia do parâmetro frontal térmico (PFT), proposta originalmente por Renard e Clarke (1964) e posteriormente utilizada e aprimorada por diversos outros autores (Dowdy e Catto, 2017; Hénin, et al 2019; Hewson, 1998; Jenkner et al., 2010; Sansom e Catto, 2022). Após a identificação dos sistemas, foram consideradas cinco categorias para a atribuição da precipitação: CExt, representando o centro dos ciclones; frentes frias; frentes quentes, CExt + frentes; e a categoria Outros.

De maneira geral, o CMIP6 apresentou uma boa consistência nos padrões de distribuição da média climatológica da precipitação no clima presente em ambas as estações do ano quando comparado com dados de observação do GPCP e da reanálise ERA5. Tanto no CMIP6 quanto na ERA5, a máxima precipitação associada aos CExt no inverno é observada ao longo das médias latitudes, entre 30°S e 60°S, coincidindo com a zona de máxima densidade de trajetórias de ciclones encontrada

e confirmando que, de maneira geral, a distribuição da precipitação em médias latitudes no HS é estreitamente condicionada pela posição e intensidade do *storm track* (Utsumi et al., 2017; Yettella e Kay, 2016). A contribuição relativa dos CExt para a precipitação total no HS é máxima em torno do continente Antártico, entre 50°S e 70°S. No verão, a faixa de máxima precipitação dos CExt é deslocada em direção aos polos e adquire uma característica bastante zonal e latitudinalmente comprimida.

De maneira geral, apesar de vieses positivos sobre as médias latitudes, confirmando os vieses encontrados na representação da precipitação no interior dos ciclones nas análises dos compostos, o CMIP6 reproduz com consistência o padrão de distribuição da precipitação associada aos CExt em ambas as estações, quando comparado à ERA5 para o clima presente.

Em ambos os conjuntos de dados, as maiores taxas de precipitação associadas às frentes frias ocorrem no Pacífico Sul durante o inverno, concentradas em uma faixa orientada diagonalmente no sentido noroeste-sudeste entre as longitudes 180° e 90°W. Um máximo local sobre a região sul do Brasil também foi encontrado, onde é comum a ocorrência de frontogênese e passagem de frentes frias nesta época do ano (Cavalcanti e Kousky, 2009; de Jesus et al., 2016; Ferreira e Reboita et al., 2022; Satyamurty e Mattos, 1989). A máxima contribuição relativa ocorre ao longo de uma estreita faixa zonal entre 25°S e 40°S, com porcentagens que superam 45%. No verão, a magnitude da precipitação associada às frentes frias diminui em todo o HS e a faixa de máxima contribuição relativa se encontra deslocada para sul, entre 30°S e 45°S

A precipitação associada às frentes quentes apresenta uma distribuição espacial bastante similar à das frentes frias durante o inverno, mas deslocada para sul. Por outro lado, as frentes quentes são mais importantes para a precipitação total ao sul da latitude de 45°S, principalmente durante o verão onde a contribuição relativa pode chegar a mais de 25% em algumas regiões.

Quando avaliada a precipitação associada aos ciclones extratropicais a partir da combinação entre CExt e frentes, tanto no CMIP6 quanto na ERA5 a contribuição relativa para a precipitação total supera, em ambas as estações, 80% ao longo de quase toda a faixa de latitudes onde a densidade de trajetórias de ciclones é alta, podendo chegar a mais de 90% em certas áreas do Oceano Índico e Atlântico Sul. Na AS, a região próxima à Bacia do Rio da Prata apresentou as maiores

contribuições relativas (> 60%) em ambas as estações. Toda a extensão zonal das latitudes tropicais se encontrou dominada pela precipitação associada à categoria Outros.

As projeções para a precipitação associada aos CExt indicam redução em direção ao equador a partir das latitudes médias e um aumento em direção ao polo, se relacionando com a migração da densidade de trajetórias para maiores latitudes e também com a projeção de aumento da taxa de precipitação em torno do centro dos ciclones. Em ambas as estações, o CMIP6 projeta um aumento na contribuição relativa dos CExt em altas latitudes e diminuição em direção ao equador a partir de 60°S.

A precipitação associada às frentes frias no inverno é projetada para aumentar em toda a faixa zonal entre 30°S e 60°S e diminuir a partir de ~40°S em direção ao equador, em ambas as estações. Já em relação às frentes quentes, resultado semelhante foi encontrado mas com o aumento mais concentrado em altas latitudes. Tais mudanças parecem acompanhar as projeções de migração dos ciclones em direção ao polo no futuro.

As projeções encontradas neste estudo pelo CMIP6 mostram que, com exceção das regiões onde os anticiclones subtropicais semi-permanentes são bastante ativos predominando a subsidência do ar, a precipitação associada aos ciclones extratropicais, combinados seus núcleos e frentes, tende a aumentar ao longo de todo o cinturão de altas e médias latitudes no HS em relação ao clima presente. Um questionamento importante sobre estes resultados é se tais mudanças positivas e negativas na precipitação associada aos ciclones em diferentes regiões do HS são reflexos de mudanças futuras na intensidade da precipitação por unidade de ciclone ou mudanças na frequência destes sistemas. As análises de compostos realizadas neste estudo sugerem que há um aumento na intensidade da precipitação no interior dos ciclones, tanto nos ciclones moderados quanto nos extremos. Por outro lado, o CMIP6 também projeta uma redução nas médias sazonais da frequência de ciclones em todas as bacias oceânicas, com exceção do Oceano Antártico. Apesar de não ter sido realizada uma decomposição apropriada desses dois fatores, como foi feito por Xu et al. (2023) e Yettella e Kay (2016), estes resultados podem indicar que a projeção de maior precipitação associada aos ciclones nas médias e altas latitudes no futuro pode ser um reflexo da maior intensidade da precipitação por ciclone. Apesar da menor frequência de ciclones

contribuindo para a precipitação total, a maior intensidade da precipitação dos ciclones pode compensar e superar o impacto resultante da redução no número de sistemas (Xu et al., 2023) no clima futuro sob o cenário climático SSP5-8.5.

Por fim, este trabalho demonstrou a importância dos ciclones extratropicais para a distribuição e intensidade dos totais de precipitação no HS no clima presente e perspectivas futuras em um cenário de aquecimento global. Potenciais mudanças nos padrões de precipitação associados aos diferentes sistemas meteorológicos podem ter impactos socioeconômicos e climáticos substanciais e induzir a necessidade de novas estratégias e políticas de mitigação e adaptação às mudanças climáticas.

## **6.1 Recomendações para trabalhos futuros**

Com base nos resultados levantados e discutidos neste estudo e, tendo em vista as limitações e dificuldades encontradas durante a sua realização, algumas questões relativas à metodologia e enfoque na investigação dos ciclones extratropicais e da precipitação associada permanecem para serem exploradas em maior profundidade, são elas:

- I. Ampliação do número de modelos do CMIP6 para a composição do ensemble, no intuito de reduzir incertezas associadas e melhor avaliar o desempenho do CMIP6 na representação do objeto estudado;
- II. Avaliar a distribuição espacial e características dos ciclones no clima presente e futuro em função de suas intensidades, conferindo um enfoque especial aos ciclones extremos, por exemplo, visto que seus impactos são responsáveis por grandes prejuízos socioeconômicos;
- III. Investigar mudanças na estrutura interna dos ciclones extratropicais a partir da análise de compostos por faixa de latitude ou por bacia oceânica, conferindo maior detalhamento para potenciais mudanças em escala regional ao longo do HS. É interessante também considerar compostos a partir de outras variáveis associadas aos ciclones, no intuito de ampliar a compreensão das razões para as mudanças dos ciclones e precipitação associada em um cenário climático futuro;



- IV. Realizar a identificação automática das frentes a partir de outros métodos, como o utilizado por Rudeva et al. (2019) ou por Niebler et al. (2021), com o objetivo de avaliar a consistência e incertezas dos resultados encontrados neste trabalho relativas ao método empregado;
- V. Investigar a contribuição relativa de ciclones e frentes para a precipitação extrema e perspectivas futuras;
- VI. Investigar a variabilidade interanual da precipitação associada aos ciclones extratropicais no HS, considerando a influência das diferentes fases do ENOS e Oscilação Antártica;

## REFERÊNCIAS

- ADAM, O.; SCHNEIDER, T.; BRIENT, F. Regional and seasonal variations of the double-ITCZ bias in CMIP5 models. **Climate Dynamics**, v. 51, n. 1–2, p. 101–117, 2018.
- ADLER, R. F. et al. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (New Version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. **Atmosphere**, v. 9, n. 4, 2018.
- ALLAN, R. P. et al. Global Changes in Water Vapor 1979–2020. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 127, n. 12, p. 1–23, 2022.
- ALMAZROUI, M. et al. Assessment of CMIP6 Performance and Projected Temperature and Precipitation Changes Over South America. **Earth Systems and Environment**, v. 5, n. 2, p. 155–183, 2021.
- ANSELMO, E. M. et al. Amazonian mesoscale convective systems: Life cycle and propagation characteristics. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. 7, p. 3968–3981, 2021.
- ARBLASTER, J. M.; MEEHL, G. A. Contributions of External Forcings to Southern Annular Mode Trends. **Journal of Climate**, v. 19, pp. 2896–2905, 2006.
- AVILA, V. D.; NUNES, A. B.; ALVES, R. C. M. Comparing explosive cyclogenesis cases of different intensities occurred in Southern Atlantic. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 93, p. 1-23, 2021.
- BALS-ELSHOLZ, T. M. et al. The wintertime southern hemisphere split jet: Structure, variability, and evolution. **Journal of Climate**, v. 14, n. 21, p. 4191–4215, 2001.
- BECKER, A. et al. A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901-present. **Earth System Science Data**, v. 5, n. 1, p. 71–99, 2013.
- BENGTSSON, L.; SHUKLA, J. Integration of Space and In Situ Observations to Study Global Climate Change. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 69, p. 1130–1143, 1988.
- BENGTSSON, L.; HODGES, K. I.; KEENLYSIDE, N. Will Extratropical Storms Intensify in a Warmer Climate?. **Journal of Climate**, v. 22, n. 9, p. 2276–2301, 2009.
- BENGTSSON, L.; HODGES, K. I.; ROECKNER, E. Storm Tracks and Climate Change. **Journal of Climate**, v. 19, n. 15, p. 3518–3543, 2006.
- BERRISFORD, P.; HOSKINS, B. J.; TYRLIS, E. Blocking and Rossby wave breaking on the dynamical tropopause in the Southern hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 8, p. 2881–2898, 2007.
- BERRY, G.; REEDER, M. J.; JAKOB, C. A global climatology of atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 4, 2011.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. Simulating the influence of the South Atlantic dipole on the South Atlantic convergence zone during neutral ENSO. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 118, n. 1–2, p. 251–269, 2014.

BOOTH, J. F.; NAUD, C. M.; WILLISON, J. Evaluation of extratropical cyclone precipitation in the North Atlantic basin: An analysis of ERA-Interim, WRF, and two CMIP5 models. **Journal of Climate**, v. 31, n. 6, p. 2345–2360, 2018.

BOOTH, J. F.; WANG, S.; POLVANI, L. Midlatitude storms in a moister world: Lessons from idealized baroclinic life cycle experiments. **Climate Dynamics**, v. 41, n. 3–4, p. 787–802, 2013.

BRAHMANANDA RAO, V.; DO CARMO, A. M. C.; FRANCHITO, S. H. Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and associated wave propagation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 6, p. 1029–1040, 2002.

BREHERTON, C. S.; PARK, S. A New Moist Turbulence Parameterization in the Community Atmosphere Model. **Journal of Climate**, v. 22, n. 12, p. 3422–3448, 2009.

BROMWICH, D. H. et al. Climatological aspects of cyclogenesis near Adélie Land Antarctica. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 63, n. 5, p. 921, 2011.

BROWN, J. R. et al. South Pacific Convergence Zone dynamics, variability and impacts in a changing climate. **Nature Reviews Earth and Environment**, v. 1, n. 10, p. 530–543, 2020.

BROWN, J. R.; MOISE, A. F.; DELAGE, F. P. Changes in the South Pacific Convergence Zone in IPCC AR4 future climate projections. **Climate Dynamics**, v. 39, n. 1–2, p. 1–19, 2012.

BROWNING, K. A. Organization of Clouds and Precipitation in Extratropical Cyclones. **Extratropical Cyclones**, p. 129–153, 1990.

BUI, H.; SPENGLER, T. On the Influence of Sea Surface Temperature Distributions on the Development of Extratropical Cyclones. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 78, n. 4, p. 1173–1188, 2021.

CARDOZO, A. B.; REBOITA, M. S.; GARCIA, S. R. Climatologia de frentes frias na América do Sul e sua relação com o Modo Anular Sul. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 11, p. 2237–8642, 2015.

CARRASCO, J. F.; BROMWICH, D. H.; MONAGHAN, A. J. Distribution and Characteristics of Mesoscale Cyclones in the Antarctic: Ross Sea Eastward to the Weddell Sea. **Monthly Weather Review**, v. 131, pp. 289–301, 2003.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004.

CATTO, J. L. et al. Relating global precipitation to atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 10, p. 1–6, 2012.

CATTO, J. L. et al. The Future of Midlatitude Cyclones. **Current Climate Change Reports**, v. 5, n. 4, p. 407–420, 2019.

CATTO, J. L.; JAKOB, C.; NICHOLLS, N. A global evaluation of fronts and precipitation in the ACCESS model. **Australian Meteorological and Oceanographic Journal**, v. 63, p. 191–203, 2013.

CATTO, J. L.; PFAHL, S. The importance of fronts for extreme precipitation. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 118, n. 19, p. 10,791–10,801, 2013.

CAVALCANTI, I. F. de A. The influence of extratropical Atlantic Ocean region on wet and dry years in North-Northeastern Brazil. **Frontiers in Environmental Science**, v. 3, 2015.

CHANG, E. K. M. et al. Observed and projected decrease in Northern Hemisphere extratropical cyclone activity in summer and its impacts on maximum temperature. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 5, p. 2200–2208, 2016.

CHANG, E. K. M.; GUO, Y.; XIA, X. CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 117, n. 23, 2012.

CHARNEY, J. G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **J. Meteor.**, v. 4, p. 136–162, 1947.

CHERCHI, A. et al. The Response of Subtropical Highs to Climate Change. **Current Climate Change Reports**, v. 4, n. 4, p. 371–382, 2018.

CHIKIRA, M.; SUGIYAMA, M. A Cumulus Parameterization with State-Dependent Entrainment Rate. Part I: Description and Sensitivity to Temperature and Humidity Profiles. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 7, p. 2171–2193, 2010.

COLLE, B. A.; BOOTH, J. F.; CHANG, E. K. M. A Review of Historical and Future Changes of Extratropical Cyclones and Associated Impacts Along the US East Coast. **Current Climate Change Reports**, v. 1, n. 3, p. 125–143, 2015.

DACRE, H. F. A review of extratropical cyclones: observations and conceptual models over the past 100 years. **Weather**, v. 75, p. 4–7, 2020.

DAI, P.; NIE, J. Robust Expansion of Extreme Midlatitude Storms Under Global Warming **Geophysical Research Letters**. p. 1–10, 2022.

DE JESUS, E. M. et al. Contribution of cold fronts to seasonal rainfall in simulations over the southern la Plata Basin. **Climate Research**, v. 68, n. 2–3, p. 243–255, 2016.

DE JESUS, E. M. et al. Multi-model climate projections of the main cyclogenesis hot-spots and associated winds over the eastern coast of South America. **Climate Dynamics**, v. 56, n. 1–2, p. 537–557, 2021.

DEO, A. et al. Tropical cyclone contribution to extreme rainfall over southwest Pacific Island nations. **Climate Dynamics**, v. 56, n. 11–12, p. 3967–3993, 2021.

DOMINGUEZ, C.; DONE, J. M.; BRUYÈRE, C. L. Easterly wave contributions to seasonal rainfall over the tropical Americas in observations and a regional climate model. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 1–2, p. 191–209, 2020.

DOWDY, A. J.; CATTO, J. L. Extreme weather caused by concurrent cyclone, front and thunderstorm occurrences. **Scientific Reports**, v. 7, 2017.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L.; SHEPHERD, J. M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 17, p. 4590–4605, 2009.

EADY, E. T. Long waves and cyclone waves. **Tellus**, v. 1, p. 33–52, 1949.

ESCOBAR, G. C. J.; REBOITA, M. S. Relationship between daily atmospheric circulation patterns and South Atlantic Convergence Zone (SACZ) events. **Atmósfera**, v. 35, n. 1, p. 1–25, 2022.

EYRING, V. et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 5, p. 1937–1958, 2016.

FAHAD, A. al; BURLS, N. J.; STRASBERG, Z. How will southern hemisphere subtropical anticyclones respond to global warming? Mechanisms and seasonality in CMIP5 and CMIP6 model projections. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 3–4, p. 703–718, 2020.

FERREIRA, G. W. S.; REBOITA, M. S. A New Look into the South America Precipitation Regimes: Observation and Forecast. **Atmosphere**, v. 13, n. 6, 2022.

FIELD, P. R.; WOOD, R. Precipitation and cloud structure in midlatitude cyclones. **Journal of Climate**, v. 20, n. 2, p. 233–254, 2007.

FINNIS, J. et al. Response of Northern Hemisphere extratropical cyclone activity and associated precipitation to climate change, as represented by the community climate system model. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 112, n. 4, 2007.

FYFE, J. C. Extratropical Southern Hemisphere Cyclones: Harbingers of Climate Change? **Journal of Climate**, v. 16, p. 2802–2805, 2003.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004.

GAN, M. A.; PIVA, E. D. Energetics of southeastern Pacific cut-off lows. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11–12, p. 3453–3462, 2016.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface Cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, 1991.

GAN, M. A.; RAO, V. B. The Influence of the Andes Cordillera on Transient Disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1141–1157, 1994.

GARREAUD, R. Warm Winter Storms in Central Chile. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 5, p. 1515–1534, 2013.

GENG, Q.; SUGI, M. Possible Change of Extratropical Cyclone Activity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols-Study with a High-Resolution AGCM. **Journal of Climate**, v. 16, p. 2262–2274, 2003.

GIBSON, J. K. et al. ERA description. ECMWF Reanalysis Project Report Series 1, 86 pp., 1997.

GIRALDO-CARDENAS, S. et al. Easterly waves and precipitation over northern South America and the Caribbean. **International Journal of Climatology**, v. 42, n. 3, p. 1483–1499, 2022.

GOZZO, L. F. et al. Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. **Journal of Climate**, v. 27, n. 22, p. 8543–8562, 2014.

GRAFF, L. S.; LACASCE, J. H. Changes in cyclone characteristics in response to modified SSTs. **Journal of Climate**, v. 27, n. 11, p. 4273–4295, 2014.

GRAMCIANINOV, C. B. et al. Analysis of Atlantic extratropical storm tracks characteristics in 41 years of ERA5 and CFSR/CFSv2 databases. **Ocean Engineering**, v. 216, 2020.

GRAMCIANINOV, C. B. **Changes in South Atlantic Cyclones due Climate Change**. 2018. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2018.

GRAMCIANINOV, C. B.; HODGES, K. I.; CAMARGO, R. The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 7–8, p. 4115–4140, 2019.

GREGORY, D.; ROWNTREE, P. R. A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability-dependent closure. **Monthly Weather Review**, v. 118, p. 1483–506, 1990.

GRIEGER, J. et al. Southern Hemisphere winter cyclone activity under recent and future climate conditions in multi-model AOGCM simulations. **International Journal of Climatology**, v. 34, n. 12, p. 3400–3416, 2014.

GRISE, K. M. et al. Recent tropical expansion: Natural variability or forced response?. **Journal of Climate**, v. 32, n. 5, p. 1551–1571, 2019.

HAWCROFT, M. K. et al. Can climate models represent the precipitation associated with extratropical cyclones? **Climate Dynamics**, v. 47, n. 3–4, p. 679–695, 2016.

HAWCROFT, M. K. et al. How much Northern Hemisphere precipitation is associated with extratropical cyclones? **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 24, 2012.

HELD, I. M.; SODEN, B. J. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming. **Journal of Climate**, v. 19, n. 21, p. 5686–5699, 2006.

HÉNIN, R. et al. Assigning precipitation to mid-latitudes fronts on sub-daily scales in the North Atlantic and European sector: Climatology and trends. **International Journal of Climatology**, v. 39, n. 1, p. 317–330, 2019.

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

HEWSON, T. D. Objective fronts. **Meteorological Applications**, v. 5, p. 37–65, 1998.

HODGES, K. I. A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 11, p. 2573–2586, 1994.

HODGES, K. I. Adaptive Constraints for Feature Tracking. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 6, p. 1362–1373, 1999.

HODGES, K. I. Feature Tracking on the Unit Sphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 12, p. 3458–3465, 1995.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108–4129, 2005.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 6, p. 1041–1061, 2002.

HOSSAIN, M. M. et al. Comparing Spatial Interpolation Methods for CMIP5 Monthly Precipitation at Catchment Scale. **Indian Water Resources Society**, v. 41, n. 2, p. 28–34, 2021.

HOU, A. Y. et al. The global precipitation measurement mission. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 5, p. 701–722, 2014.

HOUNSOU-GBO, G. A. et al. Tropical Atlantic contributions to strong rainfall variability along the northeast Brazilian coast. **Advances in Meteorology**, v. 2015, 2015.

HUFFMAN, G. J. et al. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 5–20, 1997.

HUFFMAN, G. J. et al. The New Version 3.2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly and Daily Precipitation Products. **Journal of Climate**, p. 1–44, 2023.

INATSU, M.; HOSKINS, B. J. The Zonal Asymmetry of the Southern Hemisphere Winter Storm Track. **Journal of Climate**, v. 17, p. 4882–4892, 2004.

JENKNER, J. et al. Detection and climatology of fronts in a high-resolution model reanalysis over the Alps. **Meteorological Applications**, v. 17, n. 1, p. 1–18, 2010.

JESUS, E. M. et al. Future climate trends of subtropical cyclones in the South Atlantic basin in an ensemble of global and regional projections. **Climate Dynamics**, v. 58, p. 1221–1236, 2022.

JEYARATNAM, J. et al. Upright Convection in Extratropical Cyclones: A Survey Using Ground-Based Radar Data Over the United States. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 4, p. 1–10, 2020.

JOOS, H. Warm Conveyor Belts and Their Role for Cloud Radiative Forcing in the Extratropical Storm Tracks. **Journal of Climate**, v. 32, n. 16, p. 5325–5343, 2019.

KAWAI, H. et al. Significant improvement of cloud representation in the global climate model MRI-ESM2. **Geoscientific Model Development**, v. 12, n. 7, p. 2875–2897, 2019.

KNUTTI, R. et al. Good Practice Guidance Paper on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections. **IPCC Expert Meeting on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections**, 15 p., 2010.

KODAMA, C. et al. A New Perspective for Future Precipitation Change from Intense Extratropical Cyclones. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 21, p. 12435–12444, 2019.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. Ser. II, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992.

KRÜGER, L. F. et al. RegCM3 nested in HadAM3 scenarios A2 and B2: Projected changes in extratropical cyclogenesis, temperature and precipitation over the South Atlantic Ocean. **Climatic Change**, v. 113, n. 3–4, p. 599–621, 2012.

KUMMEROW, C. et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 3, p. 809–817, 1998.

LAMBERT, S. J.; FYFE, J. C. Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: Results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise. **Climate Dynamics**, v. 26, n. 7–8, p. 713–728, 2006.

LEHMANN, J. et al. Future changes in extratropical storm tracks and baroclinicity under climate change. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 8, 2014.

LIM, E.-P. P.; SIMMONDS, I. Southern hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 data in 1979–2001. **Journal of Climate**, v. 20, n. 11, p. 2675–2690, 2007.

LIN, J.-L. The Double-ITCZ Problem in IPCC AR4 Coupled GCMs: Ocean–Atmosphere Feedback Analysis. **Journal of Climate**, v. 20, n. 18, p. 4497–4525, 2007.

LLOPART, M.; REBOITA, S. M.; ROCHA, R. P. Assessment of multi-model climate projections of water resources over South America CORDEX domain. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 1–2, p. 99–116, 2020.

LU, J.; VECCHI, G. A.; REICHLER, T. Expansion of the Hadley cell under global warming. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 6, p. L06805, 2007.



- LUCAS, C.; TIMBAL, B.; NGUYEN, H. The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. **WIREs Climate Change**, v. 5, n. 1, p. 89–112, 2014.
- MCGREE, S. et al. Recent Changes in Mean and Extreme Temperature and Precipitation in the Western Pacific Islands. **Journal of Climate**, v. 32, n. 16, p. 4919–4941, 2019.
- MENDES, D. et al. On precursors of South American cyclogenesis. **Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 59, n. 1, p. 114–121, 2007.
- MENKES, C. E. et al. Comparison of tropical cyclogenesis indices on seasonal to interannual timescales. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 1–2, p. 301–321, 2012.
- MIZUTA, R. et al. Future change in extratropical cyclones associated with change in the upper troposphere. **Journal of Climate**, v. 24, n. 24, p. 6456–6470, 2011.
- NAKAMURA, H.; SHIMPO, A. Seasonal Variations in the Southern Hemisphere Storm Tracks and Jet Streams as Revealed in a Reanalysis Dataset. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1828–1844, 2004.
- NAUD, C. M. et al. Observational constraint for precipitation in extratropical cyclones: Sensitivity to data sources. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 57, n. 4, p. 991–1009, 2018.
- NIEBLER, S. et al. Automated detection and classification of synoptic-scale fronts from atmospheric data grids. **Weather and Climate Dynamics**, v. 3, n. 1, p. 113–137, 2022.
- NORDENG, T. E. Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the Tropics. **ECMWF Technical Memorandum**, v. 206, 41 pp., 1994.
- O'NEILL, B. C. et al. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 9, p. 3461–3482, 2016.
- PAPRITZ, L. et al. The Role of Extratropical Cyclones and Fronts for Southern Ocean Freshwater Fluxes. **Journal of Climate**, v. 27, n. 16, p. 6205–6224, 2014.
- PATOUX, J.; YUAN, X.; LI, C. Satellite-based midlatitude cyclone statistics over the Southern Ocean: 1. Scatterometer-derived pressure fields and storm tracking. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D4, p. D04105, 2009.
- PATTERSON, M. et al. Wintertime Southern Hemisphere Jet Streams Shaped by Interaction of Transient Eddies with Antarctic Orography. **Journal of Climate**, v. 33, n. 24, p. 10505–10522, 2020.
- PATTERSON, M.; BRACEGIRDLE, T.; WOOLLINGS, T. Southern Hemisphere Atmospheric Blocking in CMIP5 and Future Changes in the Australia-New Zealand Sector. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 15, p. 9281–9290, 2019.
- PEPLER, A. S. et al. The contributions of fronts, lows and thunderstorms to southern Australian rainfall. **Climate Dynamics**, v. 55, n. 5–6, p. 1489–1505, 2020.

PEPLER, A.; DOWDY, A. Fewer deep cyclones projected for the midlatitudes in a warming climate, but with more intense rainfall. **Environmental Research Letters**, v. 16, n. 5, 2021.

PETTERSEN, S., BRADBURY, D. L., and PEDERSEN, K. The Norwegian cyclone models in relation to heat and cold sources, **Geophysica Norvegica**, 1962.

PETTERSEN, S.; DUNN, G. E.; MEANS, L. L. Report on an experiment in forecasting of cyclone development. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 12, p. 58-67, 1955.

PETTERSEN, S.; SMEBYE, S. J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 97, p. 457-482, 1971.

PFAHL, S.; WERNLI, H. Quantifying the relevance of cyclones for precipitation extremes. **Journal of Climate**, v. 25, n. 19, p. 6770–6780, 2012.

PINHEIRO, H.; GAN, M.; HODGES, K. Structure and evolution of intense austral cut-off lows. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 147, n. 734, p. 1–20, 2021.

PRIESTLEY, M. D. K. et al. An Overview of the Extratropical Storm Tracks in CMIP6 Historical Simulations. **Journal of Climate**, v. 33, n. 15, p. 6315–6343, 2020.

PRIESTLEY, M. D. K. et al. Drivers of biases in the CMIP6 extratropical storm tracks. Part 2: Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, n. July, p. 1–39, 2022.

PRIESTLEY, M. D. K.; CATTO, J. L. Future changes in the extratropical storm tracks and cyclone intensity, wind speed, and structure. **Weather and Climate Dynamics**, v. 3, n. 1, p. 337–360, 2022.

RAIBLE, C. C. et al. A review of past changes in extratropical cyclones in the northern hemisphere and what can be learned for the future. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change**, v. 12, n. 1, 2021.

RANDRIAMAROLAZA, L. Y. A. et al. Indices for daily temperature and precipitation in Madagascar, based on quality-controlled and homogenized data, 1950–2018. **International Journal of Climatology**, v. 42, n. 1, p. 265–288, 2022.

RASERA, G. et al. Developing an MCS index using the climatology of South America. **Meteorological Applications**, v. 25, n. 3, p. 394–405, 2018.

REBOITA, M. S. et al. Climate projections for South America: RegCM3 driven by HadCM3 and ECHAM5. **Advances in Meteorology**, v. 2014, 2014.

REBOITA, M. S. et al. Extratropical cyclones over the southwestern South Atlantic Ocean: HadGEM2-ES and RegCM4 projections. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 6, p. 2866–2879, 2018.

REBOITA, M. S. et al. Future changes in the wintertime cyclonic activity over the CORDEX-CORE southern hemisphere domains in a multi-model approach. **Climate Dynamics**, p. 1–17, 2020.

- REBOITA, M. S. et al. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). **Climate Dynamics**, v. 35, n. 7, p. 1331–1347, 2010.
- REBOITA, M. S. et al. The south atlantic subtropical anticyclone: Present and future climate. **Frontiers in Earth Science**, v. 7, n. February, p. 1–15, 2019.
- REED, R. J. Advances in knowledge and understanding of extratropical cyclones during the past quarter century: An overview. **Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume**, C. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 27–45, 1990.
- RENARD, R. J.; CLARKE, L. C. Experiments In Numerical Objective Frontal Analysis. **Monthly Weather Review**, v. 93, p. 547–556, 1965.
- RIAHI, K. et al. The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. **Global Environmental Change**, v. 42, p. 153–168, 2017.
- RUDEVA, I. et al. Midlatitude fronts and variability in the Southern Hemisphere tropical width. **Journal of Climate**, v. 32, n. 23, p. 8243–8260, 2019.
- RUDEVA, I.; GULEV, S. K. Climatology of cyclone size characteristics and their changes during the cyclone life cycle. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 7, p. 2568–2587, 2007.
- SANDERS, F.; GYAKUM, J. R. Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 10, p. 1589–1606, 1980.
- SANSOM, P. G.; CATTO, J. L. Improved objective identification of meteorological fronts. **Geophysical Model Development**, [preprint], p. 1–19, 2022.
- SATYAMURTY, P. Cyclonic vortices over South America. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 42, n. 1, p. 194, 1990.
- SATYAMURTY, P.; DE MATTOS, L. F. Climatological Lower Tropospheric Frontogenesis in the Midlatitudes Due to Horizontal Deformation and Divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355–1364, 1989.
- SCHEMM, S.; RUDEVA, I.; SIMMONDS, I. Extratropical fronts in the lower troposphere-global perspectives obtained from two automated methods. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 690, p. 1686–1698, 2015.
- SCHNEIDER, T.; O’GORMAN, P. A.; LEVINE, X. J. Water Vapor And The Dynamics Of Climate Changes. **Reviews of Geophysics**, v. 48, n. 3, 2010.
- SCHULTZ, D. M. et al. Extratropical Cyclones: A Century of Research on Meteorology’s Centerpiece. **Meteorological Monographs**, v. 59, p. 16.1-16.56, 2019.
- SEAGER, R. et al. Air–Sea Interaction and the Seasonal Cycle of the Subtropical Anticyclones. **Journal of Climate**, v. 16, n. 12, p. 1948–1966, 2003.

SHAPIRO, M. A.; KEYSER, D. Fronts, Jet Streams and the Tropopause. Em: NEWTON, C. W.; HOLOPAINEN, E. O. (org.). Extratropical Cyclones. American Meteorological Society, p. 167–191, 1990.

SHAW, T. A. Storm track processes and the opposing influences of climate change. **Nature Geoscience**, v. 9, p. 656–664, 2016.

SHIU, C.-J. et al. GTS v1.0: a macrophysics scheme for climate models based on a probability density function. **Geoscientific Model Development**, v. 14, n. 1, p. 177–204, 2021.

SILVA, P. et al. How well does the HadGEM2 - ES coupled model represent the Southern Hemisphere storm tracks ? **Climate Dynamics**, v. 56, n. 3, p. 1145–1162, 2021.

SIMMONDS, I.; KEAY, K. Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP–NCAR Reanalysis. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 873–885, 2000.

SIMMONDS, I.; LIM, E.-P. Biases in the calculation of Southern Hemisphere mean baroclinic eddy growth rate. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 1, p. L01707, 2009.

SIMPKINS, G. R.; KARPECHKO, A. Y. Sensitivity of the southern annular mode to greenhouse gas emission scenarios. **Climate Dynamics**, v. 38, pp. 563–572, 2012.

SIMPSON, J. et al. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 60, n. 1–3, p. 19–36, 1996.

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 6, p. 1601–1619, 1995.

SINCLAIR, V. A. et al. The characteristics and structure of extra-tropical cyclones in a warmer climate. **Weather and Climate Dynamics**, v. 1, n. 1, p. 1–25, 2020.

SINCLAIR, V. A.; DACRE, H. F. Which Extratropical Cyclones Contribute Most to the Transport of Moisture in the Southern Hemisphere? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 5, p. 2525–2545, 2019.

SOSTER, F.; PARFITT, R. On Objective Identification of Atmospheric Fronts and Frontal Precipitation in Reanalysis Datasets. **Journal of Climate**, v. 35, n. 14, p. 4513–4534, 2022.

SPENSBERGER, C.; et al. The Connection between the Southern Annular Mode and a Feature-Based Perspective on Southern Hemisphere Midlatitude Winter Variability. **Journal of Climate**, v. 33, pp. 115–129, 2020.

STATEN, P. W. et al. Re-examining tropical expansion. **Nature Climate Change**, v. 8, n. 9, p. 768–775, 2018.

STEIGER, N. J. et al. Large infrequent rain events dominate the hydroclimate of Rapa Nui (Easter Island). **Climate Dynamics**, v. 59, n. 1–2, p. 595–608, 2022.

SUNDQVIST, H.; BERGE, E.; KRISTJÁNSSON, J. E. Condensation and Cloud Parameterization Studies with a Mesoscale Numerical Weather Prediction Model. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 8, p. 1641–1657, 1989.

SUTCLIFFE, R. C. On the development in the field of barometric pressure. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 64, pp. 495–509, 1938.

SUTCLIFFE, R. C. A contribution to the problem of development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 73, pp. 370–383, 1947.

TALJAARD, J. J. Development, Distribution and Movement of Cyclones and Anticyclones in the Southern Hemisphere During the IGY. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 6, p. 973–987, 1967.

TAMARIN, T.; KASPI, Y. The poleward shift of storm tracks under global warming: A Lagrangian perspective. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 20, p. 10666-10674, 2017.

THOMAS, C. M.; SCHULTZ, D. M. What are the best thermodynamic quantity and function to define a front in gridded model output? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 100, n. 5, p. 873–896, 2019.

TIAN, B.; DONG, X. The Double-ITCZ Bias in CMIP3, CMIP5, and CMIP6 Models Based on Annual Mean Precipitation. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 8, p., 2020.

TIEDTKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 1779–1800, 1989.

TOMPKINS, A. M. A Prognostic Parameterization for the Subgrid-Scale Variability of Water Vapor and Clouds in Large-Scale Models and Its Use to Diagnose Cloud Cover. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 12, p. 1917–1942, 2002.

ULBRICH, U.; LECKEBUSCH, G. C.; PINTO, J. G. Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 96, p. 117–131, 2009.

UTSUMI, N. et al. Relative contributions of weather systems to mean and extreme global precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 122, n. 1, p. 152–167, 2017.

UTSUMI, N. et al. Which weather systems are projected to cause future changes in mean and extreme precipitation in CMIP5 simulations? **Journal of Geophysical Research**, v. 121, n. 18, p. 10522-10537, 2016.

VAN VUUREN, D. P. et al. The representative concentration pathways: an overview. **Climatic Change**, v. 109, n. 1–2, p. 5–31, 2011.

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold Season Synoptic-Scale Waves over Subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 684-699, 2002.

VIALE, M. et al. Impacts of atmospheric rivers on precipitation in Southern South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 19, n. 10, p. 1671–1687, 2018.

VIALE, M.; NUÑEZ, M. N. Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 4, p. 481–507, 2011.

VINCENT, E. M. et al. Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 9–10, p. 1881–1896, 2011.

WALKER, E.; MITCHELL, D.; SEVIOUR, W. The numerous approaches to tracking extratropical cyclones and the challenges they present. **Weather**, v. 75, n. 11, p. 336–341, 2020.

WATANABE, M. et al. A PDF-based hybrid prognostic cloud scheme for general circulation models. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 6, p. 795–816, 2009.

WERNLI, H.; SCHWIERZ, C. Surface Cyclones in the ERA-40 Dataset (1958-2001). Part I: Novel Identification Method and Global Climatology. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 63, p. 2486–2507, 2006.

WILSON, D. R.; BALLARD, S. P. A microphysically based precipitation scheme for the UK meteorological office unified model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, n. 557, p. 1607–1636, 1999.

WILSON, D. R. et al. PC2: A prognostic cloud fraction and condensation scheme. I: Scheme description. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 134, n. 637, p. 2093–2107, 2008.

XU, D.; CAO, D.; LIN, Y. The change of Southern Hemisphere extratropical cyclone precipitation characteristics in SSP5-8.5 scenario in CMIP6 models. **Climate Dynamics**, v. 61, n. 5, p. 2443–2456, 2023.

YETTELLA, V.; KAY, J. E. How will precipitation change in extratropical cyclones as the planet warms? Insights from a large initial condition climate model ensemble. **Climate Dynamics**, v. 49, n. 5–6, p. 1765–1781, 2017.

YOSHIMURA, H.; MIZUTA, R.; MURAKAMI, H. A Spectral Cumulus Parameterization Scheme Interpolating between Two Convective Updrafts with Semi-Lagrangian Calculation of Transport by Compensatory Subsidence. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 2, p. 597–621, 2015.

YUAN, X.; PATOUX, J.; LI, C. Satellite-based midlatitude cyclone statistics over the Southern Ocean: 2. Tracks and surface fluxes. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 4, p. 1–18, 2009.

ZAPPA, G. et al. Extratropical cyclones and the projected decline of winter Mediterranean precipitation in the CMIP5 models. **Climate Dynamics**, v. 45, n. 7–8, p. 1727–1738, 2015.

ZAPPA, G.; SHAFFREY, L. C.; HODGES, K. I. The Ability of CMIP5 Models to Simulate North Atlantic Extratropical Cyclones. **Journal of Climate**, v. 26, n. 15, p. 5379–5396, 2013.

ZHANG, A. et al. Structure of cyclonic precipitation in the northern pacific storm track measured by GPM DPR. **Journal of Hydrometeorology**, v. 21, n. 2, p. 227–240, 2020.

ZHANG, Z.; COLLE, B. A. Changes in extratropical cyclone precipitation and associated processes during the twenty-first century over eastern North America and the western atlantic using a cyclone-relative approach. **Journal of Climate**, v. 30, n. 21, p. 8633–8656, 2017.

ZHANG, G. J.; MCFARLANE, N. A. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model. **Atmosphere-Ocean**, v. 33, n. 3, p. 407–446, 1995.

# APÊNDICE A

## Artigo Publicado

Parte do presente trabalho foi publicado como artigo na revista *International Journal of Climatology*, sob o título “**Storm tracks and cyclogenesis over the Southern Ocean: An overview with the HadGEM3-GC3.1 model**”. DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/joc.8280>