

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Ciências Atmosféricas

Alberto José Bié

**Ciclones tropicais no Sudoeste do Oceano Índico:  
representação em reanálises atmosféricas e  
experimentos de sensibilidade com modelo regional  
acoplado**

São Paulo  
2022



Alberto José Bié

**Ciclones tropicais no Sudoeste do Oceano Índico:  
representação em reanálises atmosféricas e  
experimentos de sensibilidade com modelo regional  
acoplado**

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo de Camargo

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2022





COMISSÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO

LISTA DE ASSINATURAS

**DOUTORANDO:** Alberto José Bié

**PROGRAMA:** Meteorologia

**TÍTULO:** "Ciclones tropicais no Sudoeste do Oceano Índico: representação em reanálises atmosféricas e experimentos de sensibilidade com modelo regional acoplado"

**MEMBROS DA COMISSÃO JULGADORA:**

---

Prof. Dr. Ricardo de Camargo - orientador - IAG/USP

---

Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias - IAG/USP  
(por videoconferência)

---

Dr. Luciano Ponzi Pezzi - INPE  
(por videoconferência)

---

Profa. Dra. Suzana Junqueira de Camargo - Columbia University/USA  
(por videoconferência)

---

Prof. Dr. Alberto Francisco Mavume - Universidade Eduardo Mondlane/Moçambique  
(por videoconferência)

**DOUTORANDO:**

---

Alberto José Bié

São Paulo, 31 de março de 2022.



Aos parentes e amigos que se foram enquanto eu perseguia este sonho, em particular à minha avó Angelina (*in memoriam*): ela estaria orgulhosa de mim.



## Agradecimentos

Ao Prof. Ricardo de Camargo pela orientação ao longo dos muitos anos, pela amizade, confiança e pela sua enorme paciência: faltam-me palavras para expressar a minha gratidão e apreço. E à sua família que sempre me recebeu carinhosamente em sua casa.

À minha família pelo apoio incondicional, em especial aos meus pais, José e Luísa: sem sua presença em minha vida, nada disto teria sido possível.

À minha noiva Paula, pelo companheirismo e suporte emocional incessantes. Sem ela as coisas teriam sido um pouco mais difíceis.

Aos colegas e amigos do IAG-USP, em especial ao Victor, Paola, Edson, Gabriel e Tomásio.

Ao pessoal do grupo do Prof. Ricardo, em especial à Natália e a Carol pelas valiosos comentários e sugestões feitos durante os encontros.

Aos professores do IAG-USP com os quais aprendi bastante ao longo das disciplinas cursadas.

Ao pessoal do laboratório MASTER, em especial ao Jean Peres, pelo enorme apoio.

Ao pessoal da informática, Djalma, Sebastião e Samuel por sempre atenderem aos meus chamados em tempo útil.

Ao pessoal da secretaria do DCA, Bete e Ana Lúcia pelo profissionalismo e excelente atendimento que sempre disponibilizaram.

Aos amigos moçambicanos (e estrangeiros) na USP e em São Paulo, com os quais partilhei momentos memoráveis, particularmente ao Marcial que me prestou um inestimável apoio durante o momento crítico da pandemia da Covid-19.

A minha Pós-Graduação no Brasil só foi possível graças ao financiamento das agências públicas brasileiras de fomento à educação e ciência, CNPq e CAPES. Em particular, esta pesquisa de doutorado foi possível graças à bolsa de estudos financiada pela CAPES através do seu Programa de Excelência Acadêmica (PROEX).

Os meus agradecimentos são extensivos ao Dr. Kevin Hodges da Universidade de Reading, Reino Unido, quem forneceu e, pacientemente, auxiliou a configuração do TRACK, ferramenta de rastreamento de ciclones usada neste trabalho.

Parte desta pesquisa foi feita usando o modelo regional COAWST, cujo código foi cedido pelo Dr. John Warner do United States Geological Survey (USGS), à quem estendo meus agradecimentos.

À todos e a todas que não terei mencionado mas que de alguma forma contribuíram para o progresso e materialização desta pesquisa. Muito obrigado!

*“O paraíso não é um lugar, é um breve momento que conquistamos.”*

Mia Couto



## Resumo

Bié, A. J. (2022). *Ciclones tropicais no Sudoeste do Oceano Índico: representação em reanálises atmosféricas e experimentos de sensibilidade com modelo regional acoplado*. (Tese de Doutorado) Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Os ciclones tropicais são um dos sistemas meteorológicos mais devastadores que existem. Sobre os países que fazem parte do Sudoeste do Oceano Índico (SWIO), eles são o principal fenômeno ambiental responsável pela perda de vidas e propriedades. Apesar do seu enorme potencial em causar desastres, nesta região estes sistemas tiveram pouca atenção até recentemente, em comparação com outras bacias oceânicas. A caracterização destes sistemas bem como sua previsão são de crucial importância para mitigar seu impacto sobre as populações. Para ajudar na compreensão destes sistemas no SWIO, o objetivo deste trabalho é duplo: (i) avaliar a representação de ciclones tropicais no SWIO em duas reanálises atmosféricas modernas e (ii) verificar se um modelo atmosférico regional acoplado de alta resolução é capaz de melhorar a representação destes sistemas nesta porção oceânica e como o acoplamento influencia nessa representação. Para o objetivo (i), a avaliação da representatividade dos ciclones foi feita sobre as reanálises do CFS e do ERA5 entre 1979 e 2019 contra a referência dada pelo IBTrACS. Os resultados mostraram que ambos conjuntos tiveram um desempenho semelhante, embora algumas peculiaridades podem ser destacadas. O CFS apresentou melhor capacidade de detecção dos sistemas. Para posições, os erros geralmente diminuem com a intensidade dos sistemas em ambas as reanálises, com o ERA5 sendo ligeiramente melhor durante os estágios iniciais, enquanto CFS supera o ERA5 nos demais estágios. Ambas as reanálises degradam rapidamente a intensidade dos sistemas à medida que se intensificam. O CFS (ERA5) pareceu ser ligeiramente melhor em termos de vento máximo (pressão mínima), representando sistemas mais intensos. Ambas as reanálises não foram capazes de reproduzir intensidades de vento além da categoria de ciclone tropical, com ERA5 sub-representando a relação vento-pressão dos sistemas. Para o objetivo (ii), foram feitos experimentos de sensibilidade com diferentes níveis de complexidade na representação do acoplamento oceano-atmosfera com o COAWST. Para o estudo de caso escolhido, a regionalização foi capaz de reproduzir um sistema de trajetória e intensidade comparáveis a observação, mesmo em uma previsão tão longa (7 dias). Para este sistema,

apesar das diferenças evidentes nos fluxos de calor, o impacto do acoplamento oceânico através da temperatura da superfície do mar (TSM) imposta como condição de fronteira na superfície do modelo parece ter sido mínimo para representação da intensidade, embora a inclusão de uma TSM variável tenha mostrado melhorias na representação do vento máximo do sistema durante seu pico de intensidade bem como das condições oceânicas relacionadas ao sistema. Não obstante, a inclusão de uma TSM variável e, conseqüentemente, representação mais realística da superfície do oceano mostraram-se essenciais para melhoria das estimativas das taxas de precipitação pelo modelo, reduzindo ligeiramente as superestimativas. Tentativas de generalizar o impacto do acoplamento oceano-atmosfera na representação dos sistemas mostraram que, em média, a inclusão de uma TSM variável apresenta erros menores para a intensidade dos sistemas, contudo grau de melhoria é dependente da velocidade de translação do sistema.

**Palavras-chaves:** Ciclones tropicais, Reanálise, SWIO, Canal de Moçambique, COAWST, Modelagem Acoplada.

## Abstract

Bié, A J. (2022). *Tropical cyclones in the Southwest Indian Ocean: representation within atmospheric reanalyses and sensitivity experiments with a regional coupled model*. (PhD Thesis) Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo.

Tropical cyclones are among the most devastating meteorological systems. Within the Southwest Indian Ocean (SWIO) bordering countries they are the major environmental phenomenon responsible for the loss of life and property. Despite having disastrous consequences, in this ocean basin these systems have received little attention compared to other ocean basins. To help mitigate their impact on society, their characterization as well as their accurate prediction, are of prime importance. To help understand these systems in the SWIO, the objective of this study is twofold: (i) evaluate how are SWIO tropical cyclones represented within two modern atmospheric reanalyses and (ii) assess if a high-resolution regional coupled model is able to improve the representation of these systems in a portion of SWIO and how the ocean-atmosphere coupling influences this representation. For objective (i), the tropical cyclones were evaluated within the CFS and ERA5 reanalyses datasets between 1979 and 2019 against the observational reference given by IBTrACS. Results show that both datasets have comparable performance although some characteristics may be highlighted. CFS has improved probability of detection tailored to its vortex relocation system. For positions, errors generally decrease with the intensity of the systems in both reanalyses, with ERA5 being slightly better during the early stages, while CFS outperforms ERA5 in the remaining stages. Both reanalyses rapidly degrade the intensity as the systems reach high intensity stages. CFS (ERA5) appeared to be slightly better in terms of maximum wind (minimum pressure), representing more intense systems. Both reanalyses were unable to reproduce wind intensities beyond the Tropical Cyclone category, with ERA5 misrepresenting the wind-pressure relationship of the systems. For the chosen case study, regionalization with COAWST was able to reproduce a system with trajectory and intensity comparable to observation, even in such a model hindcast (7 days). For this system, despite the evident differences in heat fluxes, the impact of ocean coupling through the sea surface temperature (SST) imposed as boundary condition on the surface the model seems to have minimal effect in representing the intensity of the system, although the inclusion of a time-varying SST has

shown improvements in the representation of the maximum wind of the system during its peak intensity as well as the oceanic conditions related to the system. Nevertheless, the inclusion of a variable SST and, consequently, a more realistic representation of the ocean surface proved to be essential for improving the estimates of precipitation rates by the model by reducing overestimation. Attempts to generalize the impact of ocean-atmosphere coupling in the representation of systems showed that, on average, the inclusion of a time-varying SST leads to smaller errors for the intensity representation although the degree of improvement is dependent on the translation speed of the system.

**Key-words:** Tropical cyclones, Reanalysis, SWIO, Mozambique Channel, COAWST, Coupled Modeling.

## Lista de Figuras

- Figura 2.1. Diagrama esquemático ilustrando o ciclo de vida de um ciclone tropical (Adaptado de Wang & Wu, 2004). ..... 33
- Figura 2.2. Diagrama esquemático do fluxo de energia térmica em um ciclone tropical idealizado conforme um motor que segue o ciclo de Carnot (Fonte: [http://www.met.ed.ucar.edu/tropical/textbook\\_2nd\\_edition/navmenu.php?tab=9&page=4.1.2](http://www.met.ed.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/navmenu.php?tab=9&page=4.1.2)) ..... 35
- Figura 2.3. . Gênese e trajetórias dos ciclones no sudoeste do Índico entre 1998 e 2005 nos meses de Novembro a Abril. Em sombreado a TSM (°C) climatológica mensal e os contornos destacados em branco representam as isoremas de 26.5°C e 28°C (Mavume et al., 2009). ..... 38
- Figura 3.1. Ciclo anual de ciclones tropicais no SWIO de acordo com os dados IBTrACS, entre as temporadas de 1980 e 2019. .... 49
- Figura 4.1. Distribuição da frequência relativa percentual em relação ao total dos sistemas com registro de intensidade, estratificada pela categoria de intensidade dos sistemas de acordo com a classificação usada no SWIO (TD, MTS, STS, ITC e VITC; Tabela 3.2) para os períodos P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019). N/A representa o percentual de sistemas sem informação de intensidade em relação ao total de ocorrências. .... 62
- Figura 4.2. Distribuição da frequência relativa estratificada por categoria de intensidade, agrupadas mensalmente. A frequência é relativa ao total mensal de sistemas com registro de intensidade, para os períodos P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019). ..... 63
- Figura 4.3. Variabilidade interanual de ciclones tropicais no SWIO para o período 1980 – 2019, representado por (a) todos os sistemas registrados, (b) sistemas menos intensos (TD+MTS), (c) sistemas de intensidade intermediária (STS+TC) e (d) sistemas intensos (ITC+VITC). As retas tracejadas representam o ajuste aos pontos através da regressão linear simples. Os números nas legendas indicam o coeficiente angular, valores estatisticamente diferentes de zero aos níveis de confiança de 95% e 90% estão em negrito e itálico, respectivamente. .... 65
- Figura 4.4. Variabilidade interanual de ciclones tropicais no SWIO discriminada pelo tempo de vida dos sistemas, com base nos dados do IBTrACS. .... 67

Figura 4.5. Distribuição de frequência (ciclones por temporada) da duração (em dias) dos ciclones nos dados do IBTrACS, CFS e ERA5 para os períodos (a) P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019), e (b) P3 (2000 – 2011) e P4 (2012 – 2019), separados em intervalos de dois dias.....	69
Figura 4.6. Densidade de trajetórias (ciclones por temporada) conforme representado pelos dados do (a, b) IBTrACS, (c, d) CFS e (e, f) ERA para os períodos P1 (1980-2019; painel esquerdo) e P2 (2000-2019; painel direito). Os pontos das trajetórias dos ciclones foram agrupados espacialmente em grades de 2°x2° de latitude e longitude.....	71
Figura 4.7. Diferença da densidade de trajetórias entre o IBTrACS e a reanálise do (a, b) CFS e (c, d) ERA5 para os períodos 1980–2019 (P1, painel esquerdo) e 2000 – 2019 (P2, painel direito). Os pontos das trajetórias dos ciclones foram agrupados espacialmente em grades de 2°x2° de latitude e longitude.....	72
Figura 4.8. Distribuição da distância média de separação (km) entre a trajetória dos sistemas do IBTrACS e das reanálises do CFS e ERA5 para os períodos (a) P1 (1980-2019) e P2 (2000-2019) e (b) P3 (2000-2011) e P4 (2012-2019).....	74
Figura 4.9. Variabilidade espacial da diferença de posição (km) entre os pontos de trajetória do IBTrACS e a reanálise do (a, b) CFS e (c, d) ERA para os período P1 (1980–2019, painel esquerdo) e P2 (2000–2019, painel direito), mapeadas considerando a média da distância de separação em pontos estratificados em uma grade com resolução de 2°x2°.....	75
Figura 4.10. Diferenças de posição (km) das trajetórias dos sistemas entre o IBTrACS e as reanálises, estratificadas pelo estágio de intensidade dos sistemas conforme a classificação usada no SWIO. Os quadrados no interior das caixas representam a média.....	76
Figura 4.11. Diferenças de posição (km) das trajetórias dos sistemas entre o IBTrACS e as reanálises, estratificadas em horas após o primeiro instante do sistema no IBTrACS (considerado aqui 00h) até a hora 324h, em intervalos de 12h.....	77
Figura 4.12. Distribuição de frequência (ciclones por temporada) da intensidade dos sistemas de acordo o (a, b) máximo vento máximo (VMAX) e (c, d) correspondente pressão mínima (MSLP) dos sistemas nos dados do IBTrACS, CFS e ERA5 para os períodos (a, c) P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019), e (b, d) P3 (2000 – 2011) e P4 (2012 – 2019).....	78

- Figura 4.13. Distribuição conjunta do VMAX (m/s) e MSLP (hPa) para o período (a) P1 (1980 – 2019), (b) P2 (2000 – 2019), (c) P3 (2000 – 2011) e P4 (2012 – 2019). O VMAX e a MSLP da distribuição foram extraídos no pico de intensidade de cada sistema. A linha sólida representa o ajuste dos pontos a uma função polinomial de segundo grau. .... 80
- Figura 4.14. Variabilidade espacial do vento máximo (VMAX) médio (m/s) conforme o (a, b) IBTrACS e a reanálise do (c, d) CFS e (e, f) ERA5 para os período P1 (1980–2019, painel esquerdo) e P2 (2000–2019, painel direito). A variabilidade foi mapeada considerando a média do VMAX que coincidem em cada ponto de grade em uma grade com resolução de  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  ..... 81
- Figura 4.15. Variabilidade espacial da pressão mínima (MSLP) médio (hPa) conforme o (a, b) IBTrACS e a reanálise do (c, d) CFS e (e, f) ERA5 para os período P1 (1980–2019, painel esquerdo) e P2 (2000–2019, painel direito). A variabilidade foi mapeada considerando a média da MSLP que coincidem em cada ponto de grade em uma grade com resolução de  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  ..... 82
- Figura 4.16. Diferenças do VMAX (m/s) dos sistemas entre o IBTrACS e as reanálises, estratificadas por seu estágio de desenvolvimento, de acordo a classificação do SWIO, nos períodos (a) P1 (1980 – 2019) e (b) P2 (2000 – 2019). Os quadrados no interior das caixas representam a média. .... 83
- Figura 4.17. Diferenças da MSLP (hPa) dos sistemas entre o IBTrACS e as reanálises, estratificadas por seu estágio de desenvolvimento, de acordo a classificação do SWIO, nos períodos (a) P1 (1980 – 2019) e (b) P2 (2000 – 2019). Os quadrados no interior das caixas representam a média. .... 84
- Figura 4.18. Tabela de contingência da intensidade máxima dos sistemas de acordo com vento máximo representado pelas reanálises do (a) CFS e (b) ERA5, para período P1 (1980 – 2019), em relação ao vento máximo representado para o IBTrACS para cada sistema. A coluna N (última) representa o número de sistemas que as reanálises reproduzem abaixo do estágio de depressão tropical (TD). .... 85
- Figura 5.1. Trajetória observada do ciclone Idai de acordo com informações do RSMC-LR obtidas da base de dados do IBTrACS. Os círculos coloridos indicam a posição e intensidade a cada 6h. As datas estão indicadas em pontos da trajetória para 00 UTC de cada dia. .... 91

Figura 5.2. Imagens do satélite Meteosat-8 realçadas no canal infravermelho para ciclone Idai: (a) 12 UTC 09/03, (b) 06 UTC 10/03, (c) 12 UTC 11/03, (d) 18 UTC 11/03, (e) 00 UTC 14/03, (f) 18 UTC 14/03. A escala de cores indica a temperatura (°C) do topo das nuvens (Fonte: <a href="https://rammb-data.cira.colostate.edu/tc_realtime/">https://rammb-data.cira.colostate.edu/tc_realtime/</a> ; acessado em 05 de Maio de 2022).	92
Figura 5.3. Médias diárias da altura geopotencial em 500 hPa para os dias (a) 09, (b) 10, (c) 11, (d) 12, (e) 13 e (f) 14 de Março.	94
Figura 5.4. Condições oceânicas no Canal de Moçambique representadas pela TSM (°C) do GHRSSST (painel superior), SSHA (m) do AVISO (painel médio) e TCHP (kJ/cm <sup>2</sup> ) calculado com base no HYCOM (painel inferior) os dias 09 (painel esquerdo) e 16 (painel direito) de Março de 2019.	96
Figura 5.5. Evolução da intensidade do ciclone Idai de acordo com o vento máximo (VMAX; m/s) e a pressão mínima (MSLP; hPa) estimadas pelo RSMC-LR para todo o ciclo de vida do sistema. As áreas sombreadas em vermelho e azul representam a passagem do Idai sobre áreas de SSHA positivas e negativas, respectivamente, e a linha vertical preta representa o instante (00Z15Mar) do landfall.	98
Figura 5.6. Trajetórias reproduzidas pelas previsões de conjunto do ECWMF para o ciclone Idai (linhas cinzas) para inicializações no dia 07 (esquerda) e 10 (direita) de Março de 2019. Os quadrados indicam a posição do sistema conforme a previsão para 12 UTC do dia 14 de Março. A linha preta indica a trajetória observada entre 10 e 15 de Março e a ampulheta representa posição observada 12 UTC do dia 14 de Março. As cores representam a pressão mínima do sistema em hPa (Fonte: <a href="https://www.ecmwf.int/en/newsletter/160/news/ecmwf-works-universities-support-response-tropical-cyclone-idai">https://www.ecmwf.int/en/newsletter/160/news/ecmwf-works-universities-support-response-tropical-cyclone-idai</a> ; acessado em 30 de Novembro de 2021).	99
Figura 5.7. Domínios usados nas simulações do ciclone Idai com COAWST. A figura inteira representa a área do domínio-mãe de 15 km e o retângulo preto o domínio aninhado de 3 km, ambos do WRF, enquanto o retângulo vermelho representa o domínio do ROMS (8 km).	100
Figura 5.8. (a) Trajetórias, (b) erros de trajetórias e (c, d) intensidades do ciclone Idai conforme representada pela referência (RSMC-LR) e pelos diferentes conjuntos de dados (CFS, ERA5 e GFS025) entre 1200 UTC de 09 e 1200 UTC de 15 de Março de 2019. O CFS está representado pelo CFSv2.	102

Figura 5.9. (a) Trajetórias, (b) erros de trajetórias e (c, d) intensidade do ciclone Idai conforme representada pela referência (RSMC-LR) e pelo WRF inicializado a partir dos diferentes conjuntos de dados (CFS, ERA5 e GFS025) entre 1200 UTC de 09 e 1200 UTC de 15 de Março de 2019. O CFS está representado pelo CFSv2. ....	104
Figura 5.10. (a) Trajetórias, (b) erros de trajetória e (c, d) intensidade do ciclone Idai conforme representada pela referência (RSMC-LR) e pelo WRF inicializado entre 1200 UTC de 09 e 1200 UTC de 15 de Março de 2019, com a relaxação ativada (WRF-GFS025) e desativada (WRF-GFS025-SN). ....	107
Figura 5.11. Trajetórias do ciclone Idai conforme (a) representação pela referência do RSMC-LR pelas simulações e (b) erros de posição das simulações em relação à referência do RSMC-LR. ....	109
Figura 5.12. Séries temporais da intensidade do ciclone Idai a cada 6h representadas (a) pelo vento máximo e (b) pela pressão mínima no centro do sistema para os 4 experimentos numéricos e para a referência do RSMC-LR. ....	111
Figura 5.13. Condições iniciais de TSM (painel esquerdo) e a diferença entre a condição de TSM do dia 15 de Março e a condição inicial de 09 de Março (painel direito). Os quadrados assinalados em A e B em (e) representam as regiões oceânicas analisadas na Figura 5.16. ....	113
Figura 5.14. Evolução temporal entre 12Z de 09 de Março a 12Z de 16 de Março do perfil vertical de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e da componente U (m/s), V (m/s) e W ( $10^{-3}$ m/s) das correntes representados em (a), (b), (c) e (d), respectivamente, para a área representada pelo quadrado A na Figura 5.13e. A linha vertical preta em (a) representa o instante da chegada do Idai na área A, enquanto as linhas vermelha e azul representam os instantes por perfis verticais ilustrados na Figura 5.16a. ....	115
Figura 5.15. Evolução temporal entre 12Z de 09 de Março a 12Z de 16 de Março do perfil vertical de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e da componente U (m/s), V (m/s) e W ( $10^{-3}$ m/s) das correntes representados em (a), (b), (c) e (d), respectivamente, para a área representada pelo quadrado B na Figura 5.13. A linha vertical preta em (a) representa o instante da chegada do Idai na área B, enquanto as linhas vermelha e azul representam os instantes por perfis verticais ilustrados na Figura 5.16b. ....	116

- Figura 5.16. Perfis verticais de temperatura em instantes antes (linha azul) e após (linha vermelha) a passagem do ciclone Idai sobre a (a) área A e (b) área B. As localizações das áreas A e B onde foram extraídos os perfis estão representadas na Figura 5.13e. . 118
- Figura 5.17. Séries temporais dos fluxos de calor (a) latente e (b) sensível para as quatro simulações (a) WRF-CPL, (b) WRF-DYN, (c) WRF-OML e (d) WRF-CPL do ciclone Idai entre o dia 09 e 14 de Março de 2019. As séries temporais representam a média cada 6h em área de 100 por 100 km ao redor do centro do sistema. .... 119
- Figura 5.18. Séries temporais da temperatura da superfície do mar média em uma de 100x100 km ao redor do centro ciclone Idai, conforme representação dos 4 experimentos. .... 119
- Figura 5.19. Composições dos fluxos de calor (latente+sensível;  $W/m^2$ ) para as simulações (a) WRF-STC, (b) WRF-DYN, (c) WRF-OML e (d) WRF-CPL do ciclone Idai entre o dia 09 e 14 de Março de 2019 em uma área de 120x120 km ao redor do centro do sistema. .... 121
- Figura 5.20. Diferenças entre as composições dos fluxos de calor (latente+sensível;  $W/m^2$ ) entre as simulações (a) WRF-DYN, (b) WRF-OML e (c) WRF-CPL em relação a simulação controle (WRF-STC) do ciclone Idai entre o dia 09 e 14 de Março de 2019 em uma área de 120x120 km ao redor do centro do sistema. .... 122
- Figura 5.21. Média azimutal em um raio de ~200 km ao redor do centro do ciclone da seção vertical-radial do vento gradiente (m/s) para os experimentos (a) WRF-STC, (b) WRF-DYN, (c) WRF-OML e (d) WRF-CPL para todo o período de simulação..... 123
- Figura 5.22. Precipitação acumulada em 24h para os dias 11/03 (coluna esquerda), 13/03 (coluna central) e 15/03 (coluna direita) de acordo com a representação do (a – c) GPM, (d – f) WRF-STC, (g – i) WRF-DYN, (j – l) WRF-OML e (m – o) WRF-CPL. .... 124
- Figura 5.23. Trajetórias observadas e simuladas dos ciclones tropicais (a) Idai, (b) Funso, (c) Favio e (d) Eline. (e) Erros médios de trajetória e (f) erros de trajetória durante o pico de intensidade dado pela referência (RSMC-LR) para os quatro ciclones (Idai, Funso, Favio e Eline). .... 126
- Figura 5.24. Contornos de altura geopotencial em 500 hPa para o ERA5 (contornos em preto) e para a configuração do WRF-STC (contornos em vermelho) para os ciclones (a) Idai, (b) Funso, (c) Favio e (d) Eline. Os contornos representam a média para o intervalo de dias indicados no topo de cada painel. .... 128

Figura 5.25. Erros da velocidade de translação dos sistemas simulados em relação à referência do RSMC-LR representados pelo (a) viés e (b) raiz do erro médio quadrático (RMSE). Ambas as quantidades estão em percentuais relativos ao velocidade média observada de cada sistema. ....	129
Figura 5.26. Séries temporais da intensidade do ciclone (a, b) Idai, (c, d) Funso, (e, f) Favio e (g, h) Eline de acordo com a referência do RSMC-LR e as diferentes simulações com o WRF, representadas pelo VMAX (painel esquerdo) e pela MSLP (painel direito).....	130
Figura 5.27. Raiz do erro médio quadrático (RMSE) do (a) VMAX e (b) MSLP para 4 configurações de simulações para cada um dos sistemas simulados. ....	132
Figura A 1. Domínios usados nas simulações do ciclone Funso (painel superior esquerdo), Favio (painel superior direito) e Eline (painel inferior) com COAWST. A figura inteira representa a área do domínio-mãe de 15 km e o retângulo preto o domínio aninhado de 3 km, ambos do WRF, enquanto o retângulo vermelho representa o domínio do ROMS (8 km). 157	
Figura A 2. Altura geopotencial em 500 hPa para o entre para os dias 09 e 10 de Março. Os horários estão indicados no título da Figura. ....	158
Figura A 3. Série temporal do cisalhamento vertical (m/s) do vento calculado em uma área anular que estende de 300 a 800 km em torno do centro do ciclone tropical Idai, com base nos resultados do experimento numérico WRF-STC. O Cisalhamento foi calculado em 3 diferentes camadas indicadas pela legenda. ....	159
Figura A 4. Temperatura potencial equivalente (K) em 500 hPa com base nas simulações do experimento WRF-STC para 12 UTC do dia 13 de Março (painel esquerdo) e 06 UTC do dia 14 de Março (painel direito).....	159

## Lista de Tabelas

Tabela 3.1. Sumário das principais características das reanálises atmosféricas utilizadas. ....	46
Tabela 3.2. Classificação de ciclones usada no SWIO de acordo com o VMAX. Significado das siglas (em inglês): TD – <i>Tropical Depression</i> ; MTS – <i>Moderate Tropical Storm</i> ; STS – <i>Severe Tropical Storm</i> ; TC – <i>Tropical Cyclone</i> ; ITC – <i>Intense Tropical Cyclone</i> ; VITC – <i>Very Intense Tropical Cyclone</i> ). .....	48
Tabela 3.3. Períodos e subperíodos considerados nas análises comparativas do IBTrACS e as reabálises do CFS e ERA5. ....	51
Tabela 3.4. Esquemas de parametrizações físicas usadas nas simulações com o WRF.....	54
Tabela 3.5. Nomes dos experimentos conduzidos e sua condição de TSM. ....	57
Tabela 3.6. Nomes, datas de início, e término e campo usado como condição inicial e de contorno dos sistemas simulados. ....	59
Tabela 4.1. Climatologia mensal e anual de ciclones tropicais no SWIO para os períodos 1980 – 2019 (P1) e 2000 – 2019 (P2), representadas pela média e desvio padrão (DP). ....	61
Tabela 4.2. Probabilidade de detecção ou taxa de acerto (POD), em percentagem (%), calculada para o SWIO com base nos sistemas presentes no CFS e ERA5, aplicando o método de método de correspondência. Em parênteses encontra-se a POD considerando todos os sistemas do IBTrACS sem controle de qualidade. ....	66
Tabela 4.3. Duração média $\pm$ desvio padrão dos ciclones tropicais no SWIO conforme o IBTrACS, CFS e ERA5 para diferentes períodos de dados. Em parênteses estão os percentis de 10, 50 e 90%. ....	68
Tabela 5.1. Diferenças médias de posição (km) e velocidades médias de translação dos sistemas e os respectivos desvios padrão, das de cada uma das simulações em relação a trajetória observada pelo RSMC-LR.....	110

## Lista de Abreviaturas

CFS	Climate Forecast System
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CFSv2	Climate Forecast System operational analysis version 2
CISK	Conditional Instability of Second Kind
COAWST	Coupled Ocean-Atmosphere-Waves-Sediment Transport modeling system
ECMWF	European Centers for Medium-Range Weather Forecast
ERA5	ECWMF Reanalysis 5th generation
GFS	Global Forecast System
GHRSSST	Group for High Resolution Sea Surface Temperature
GPM	Global Precipitation Mesearument
HYCOM	HYbrid Coordinate Ocean Model
IBTrACS	International Best Track Archive for Climate Stewardship
MSLP	Minimum Sea Level Pressure
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OSTIA	Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
ROMS	Regional Oceanic Modeling System
RSMC-LR	Regional Specialized Meteorological Center, La Reunion
SIOD	Subtropical Indian Ocean Dipole
SSHA	Sea Surface Height Anomaly
SWIO	Southwest Indian Ocean
TCHP	Tropical Cyclone Heat Potential
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VMAX	Vento Máximo
WISHE	Wind-Induced Surface Heat Exchange
WMO	World Meteorological Organization
WRF	Weather Research and Forecasting

# Sumário

<b>Lista de Figuras .....</b>	<b>17</b>
<b>Lista de Tabelas .....</b>	<b>24</b>
<b>Lista de Abreviaturas.....</b>	<b>25</b>
<b>1 Introdução .....</b>	<b>28</b>
1.1 Motivação.....	28
1.2 Objetivos .....	30
<b>2 Revisão bibliográfica .....</b>	<b>32</b>
2.1 Ciclones tropicais .....	32
2.1.1 Desenvolvimento e intensificação de ciclones tropicais .....	34
2.1.2 Interações atmosfera-oceano .....	36
2.2 Ciclones tropicais no SWIO .....	37
2.3 Ciclones tropicais em modelos numéricos .....	39
2.3.1 Importância do acoplamento oceânico em simulações numéricas de ciclones tropicais .....	40
2.3.2 Ciclones tropicais em modelos regionais no SWIO .....	42
<b>3 Material e métodos .....</b>	<b>45</b>
3.1 Reanálises atmosféricas.....	45
3.1.1 O conjunto ERA5 .....	45
3.1.2 O conjunto CFS .....	46
3.2 Dados Best-Track .....	46
3.3 Identificação e rastreamento dos sistemas.....	49
3.4 Identificação de ciclones tropicais .....	51
3.5 O modelo regional acoplado COAWST.....	52
3.5.1 O modelo WRF .....	53
3.5.2 O modelo ROMS.....	55
3.5.3 Acoplamento .....	57
3.5.4 Definição dos experimentos .....	57
3.6 Dados observacionais .....	59
3.6.1 Temperatura da superfície do mar do GHRSSST .....	59
3.6.2 Anomalias da altura da superfície do mar .....	59

3.6.3	Precipitação do GPM .....	60
<b>4</b>	<b>Representação dos ciclones tropicais no Sudoeste do Oceano Índico pelas reanálises do CFS e ERA5 .....</b>	<b>61</b>
4.1	Climatologia de ciclones tropicais no SWIO .....	61
4.2	Avaliação das reanálises do CFS e ERA5 .....	65
4.2.1	Probabilidade de detecção .....	66
4.2.2	Duração dos sistemas .....	68
4.2.3	Densidade de trajetórias e gênese .....	70
4.2.4	Diferenças de posição das trajetórias .....	73
4.2.5	Intensidade dos sistemas .....	78
4.3	Sumário .....	86
<b>5</b>	<b>Experimentos de sensibilidade com modelo regional acoplado .....</b>	<b>90</b>
5.1	Estudo de caso do ciclone tropical Idai .....	90
5.1.1	Descrição do sistema .....	90
5.1.2	Setup do modelo .....	99
5.1.3	Resultados das simulações com o COAWST .....	108
5.2	Efeito geral do acoplamento na representação das trajetórias e intensidades dos sistemas .....	125
5.2.1	Trajetoórias .....	125
5.2.2	Intensidade .....	129
5.3	Sumário .....	132
<b>6</b>	<b>Conclusões .....</b>	<b>135</b>
6.1	Representação das trajetórias e intensidades dos ciclones pelas reanálises .....	135
6.2	Representação das trajetórias e intensidades pelo modelo regional acoplado COAWST .....	137
6.3	Limitações e sugestões para trabalhos futuros .....	139
	<b>Referências Bibliográficas .....</b>	<b>141</b>
	<b>Apêndice A – Figuras complementares do Capítulo 5 .....</b>	<b>157</b>

## 1 Introdução

Os ciclones tropicais são dos sistemas de tempo mais memoráveis ocorrentes nos trópicos. Globalmente, são reconhecidos como um dos fenômenos meteorológicos mais devastadores que existem. De acordo com Mohanty et al. (2013), estima-se que só nas últimas cinco décadas estes sistemas tenham sido responsáveis pela morte de mais de meio milhão de pessoas. A penetração dos ciclones tropicais em regiões continentais possui, muitas vezes, consequências catastróficas. Eles são o maior responsável pelas perdas de vidas e propriedades ao longo de diversas regiões costeiras em bacias oceânicas onde eles ocorrem; exemplos claros dessas perdas incluem os casos emblemáticos do ciclone tropical Bhola ocorrido na Baía de Bengala em Novembro de 1970 que causou a morte de mais de 300.000 pessoas no Bangladesh (Dube et al., 1997, 2009), o caso do furacão Mitch que causou perdas estimadas de 11 000 vidas devido às inundações e deslizamentos de terra na América Central em 1998 (Cerveny & Newman, 2000), o caso do furacão Katrina em agosto de 2005 que deixou cerca de 1.500 mortos nos Estados Unidos da América (Blake et al., 2007).

### 1.1 Motivação

Os ciclones tropicais se formam e desenvolvem em regiões oceânicas tropicais e subtropicais onde específicas condições ambientais da atmosfera e do oceano estão reunidas (Palmen, 1948; Gray, 1968; Henderson-Sellers et al., 1998). Uma dessas regiões onde esses sistemas ocorrem é o Sudoeste do Oceano Índico (*SouthWest Indian Ocean – SWIO*; 0 – 40°S e 30 – 100°E), cuja atividade ciclônica representa cerca de 14% da global (Mavume, 2008; WMO, 2017). A penetração continental (*landfall*) destes sistemas tende a ter consequências desastrosas em regiões costeiras, devido ao vento forte, precipitação intensa e inundações costeiras causadas pela sobre-elevação do nível do mar (Bié et al., 2017), que pode atingir mais de 5 m. Nesta porção oceânica em particular, o impacto da penetração continental destes sistemas tende ainda a ser exacerbado devido ao desfavorecimento socioeconômico dos países da região, particularmente Moçambique e Madagascar, onde a maior parte da população habita ao longo das regiões costeiras e cuja sobrevivência é dependente de recursos (pesca e agricultura) que estas regiões são capazes de prover; além disso, as infraestruturas costeiras são notavelmente frágeis e os sistemas de aviso-prévio deficientes.

Em um passado recente, diversos ciclones tropicais afetaram, com consequências desastrosas, os países limítrofes do SWIO, particularmente os dois acima referidos (Moçambique e Madagascar). Por exemplo, a memorável temporada ciclônica do ano 2000 na qual a penetração continental do ciclone tropical Eline no mês de Fevereiro (Reason & Keibel, 2004) foi responsável pela perda de cerca de 700 vidas humanas e mais de 2 milhões pessoas foram afetadas por inundações na região costeira central de Moçambique, além de prejuízos estimados em meio bilhão de dólares (Vitart et al., 2003); logo em seguida o ciclone tropical Hudah em Março do mesmo ano penetrou regiões de Moçambique e Madagascar aumentando o rastro de destruição deixado pelo Eline semanas antes. Estima-se que o ciclone Hudah tenha sido responsável pela morte de cerca de 111 pessoas em Madagascar e outras cerca de 300.000 ficaram afetadas pelo ciclone (Chang-Seng & Jury, 2010). Recentemente, o intenso ciclone tropical Idai (ocorrido em Março de 2019), chamou atenção da mídia global devido ao rastro de destruição deixado nos países do sudeste de África (Devi, 2019). Tido como um dos sistemas meteorológicos mais desastrosos a ocorrer no Hemisfério Sul, e no SWIO em particular, o Idai formou-se no limite oeste do SWIO e causou a morte de mais de 1000 pessoas, a maior parte delas (mais de 700) em Moçambique, e perdas que superam os 2 bilhões de dólares em danos nos países do sudeste de África (WMO, 2019). Na mesma temporada do Idai, o ciclone Kenneth (Abril de 2019), o sistema mais intenso a penetrar a costa de Moçambique (Mawren et al., 2020), causou 45 fatalidades e perdas estimadas em 100 milhões dólares. Apesar de ter alta atividade ciclônica (Mavume et al., 2009; Leroux et al., 2018) e com consequências catastróficas, os ciclones tropicais no SWIO receberam pouca atenção em comparação com outras bacias oceânicas. Isto se deve em parte devido a escassez de observações e pessoal especializado na região (Mavume, 2008). Para mitigar os impactos destes sistemas na sociedade, entender suas características e ser capaz de prevêê-los com boa precisão são de crucial importância.

Por um lado, as características dos ciclones tropicais e de seu ambiente atmosférico em larga escala têm sido amplamente estudadas com base em informações de reanálises atmosféricas, tanto regionalmente quanto globalmente (e.g. Vitart et al., 2003; Reason & Keibel, 2004; Sriviver & Huber, 2006; Hart et al., 2007; Camargo et al., 2007; Schenkel et al., 2018; Manhique et al., 2021), devido a sua ampla cobertura temporal e homogeneidade espacial (Thorne & Vose, 2010). Dado ao amplo uso de reanálises para abordar aspectos relacionados a estes sistemas, avaliar sua capacidade em representar os próprios ciclones tropicais pode ser crucial para interpretar e contextualizar resultados, particularmente à

medida que os modelos usados para produzir tais reanálises começam a atingir resoluções que deveriam permitir uma representação mais realística destes sistemas (e.g. Mogensen et al., 2017). Além disso, a representação destes sistemas nestes conjuntos de dados de reanálises pode ter implicações sobre como seu ambiente em larga escala está sendo representado. Vários trabalhos avaliaram a capacidade de diversas reanálises atmosféricas globais em representar ciclones tropicais, mas a maior parte destes estudos foca nas bacias oceânicas do Hemisfério Norte (Hatsushika et al., 2006; Manning & Hart, 2007; Schenkel & Hart, 2012; Zick & Matyas, 2015; Malakar et al., 2020). Regiões como o SWIO foram fracamente cobertas apenas por trabalhos que avaliaram a capacidade das reanálises na representação de ciclones tropicais em uma perspectiva global (e.g. Murakami, 2014; Hodges et al., 2017). Avaliações de reanálises atmosféricas com foco no SWIO não existem na literatura especializada.

Por outro lado, representação das trajetórias de ciclones tropicais em modelos numéricos de previsão do tempo melhorou substancialmente ao longo das últimas décadas (Rogers et al., 2006). Contudo, o melhoramento na previsão da intensidade teve evolução mais lenta. Deficiências na representação da intensidade destes sistemas têm sido atribuídas a vários fatores, entre eles: resolução grosseira das grades usadas pela maior parte dos modelos globais de previsão e falta de acoplamento ao ambiente oceânico (Bender et al., 2007; Mogensen et al., 2017). Com o advento do aparato computacional, o uso de modelos de área limitada com grades regionais refinadas e que contam com o acoplamento dinâmico ao ambiente oceânico têm mostrado resultados promissores tanto na representação da trajetória quanto da intensidade de ciclones tropicais (e.g. Zambon et al., 2014a; Pullen et al., 2017).

## 1.2 Objetivos

Para contribuir na compreensão destes sistemas no SWIO, este trabalho teve objetivo duplo: (i) avaliação objetiva da performance de duas reanálises atmosféricas modernas em representar tropicais no SWIO e (ii) explorar o efeito do acoplamento oceano-atmosfera no representação de ciclones tropicais em uma porção particular do SWIO (Canal de Moçambique). Os objetivos específicos incluem:

- (i) Atualizar a climatologia de ciclones tropicais no SWIO com base nas informações mais longas disponíveis desde a era satelital (1980 – 2019);

- (ii) Fazer uma avaliação abrangente sobre como estão representadas as trajetórias e intensidades dos ciclones tropicais no SWIO em duas reanálises modernas de alta resolução;
- (iii) Avaliar se a regionalização com o modelo regional acoplado COAWST é capaz de melhorar a representação de casos de interesse em uma porção de interesse no SWIO;
- (iv) Avaliar como diferentes graus de complexidade do acoplamento da temperatura da superfície do mar (TSM) são capazes de melhorar a representação dos sistemas de interesse.

O remanescente da tese segue a seguinte estrutura: a revisão bibliográfica é apresentada no Capítulo 2, que inclui uma breve informação sobre ciclones tropicais e a importância do oceano na sua representação em modelos numéricos. No Capítulo são apresentadas as principais bases de dados e ferramentas usadas na presente pesquisa, que incluem as reanálises atmosféricas, a ferramenta e método usado no rastreamento dos ciclones nas reanálises e o modelo regional acoplado escolhido para conduzir os testes de sensibilidade. Os resultados estão divididos em dois capítulos principais. O Capítulo 4 apresenta a avaliação das reanálises atmosféricas na representação de ciclones tropicais no SWIO e o Capítulo 5 expõe os resultados dos experimentos de sensibilidade com o modelo regional acoplado. Cada dos capítulos dos resultados termina apresentando discussão/sumário. Por fim, o Capítulo 6 apresenta as conclusões desta pesquisa, ao mesmo tempo que identifica limitações e faz sugestões para pesquisas futuras.

## 2 Revisão bibliográfica

### 2.1 Ciclones tropicais

Ciclone tropical é o termo genérico de um sistema meteorológico de baixa pressão, não frontal, de escala sinótica, com convecção organizada e persistente e centro bem definido com circulação ciclônica fechada e bem definida em superfície (Frank, 1977). Dependendo da sua região de formação, ao atingir um estágio de desenvolvimento específico (vento máximo sustentado superior a 32 m/s) estes sistemas recebem designações próprias como Furações (Atlântico Norte e Pacífico Nordeste), Tufões (Pacífico Noroeste) e Ciclones Tropicais nas demais bacias oceânicas.

Os ciclones tropicais ocorrem com maior frequência nos meses de verão em regiões oceânicas tropicais e subtropicais onde a temperatura da superfície do mar (TSM) excede os 26°C e geralmente acima dos 5° em relação equador (Palmen, 1948). Embora o limiar de TSM de 26–27°C seja amplamente usado para definir critérios de formação destes sistemas, a formação de ciclones tropicais em águas oceânicas abaixo deste limiar já foi reportada, como o caso do Furacão Catarina no Atlântico Sul (Vianna et al., 2010). Eles se formam a partir de distúrbios tropicais pré-existente que muitas vezes são desprendidos de áreas de baixa pressão associadas à zona de convergência intertropical ou ao cavado de monção (Gray, 1968; WMO, 2017), a partir de distúrbios embebidos em ondas de leste (Jury et al., 1991; Parker & Jury, 1999); ou ainda a partir de sistemas de distúrbios de latitudes médias que passam por transição tropical: o clássico caso do Furacão Catarina (2004) no Atlântico Sul é um exemplo desse tipo de formação (McTaggart-Cowan et al., 2006; Pereira Filho et al., 2010). Para que o ciclone tropical se desenvolva outras condições dinâmicas e termodinâmicas são necessárias; essas condições incluem, basicamente, (i) elevados valores de vorticidade relativa na baixa troposfera, (ii) fraco cisalhamento vertical do vento, (iii) elevados valores de umidade relativa em baixos e médios níveis da troposfera, (iv) instabilidade condicional em uma camada atmosférica profunda e (v) uma camada de mistura oceânica relativamente profunda (Gray, 1968).

A dinâmica e energética de ciclones tropicais difere daquela dos ciclones extratropicais. Enquanto os sistemas de latitudes médias derivam sua energia de regiões baroclínicas associadas os contrastes térmicos de massas de ar com características termodinâmicas distintas, os ciclones tropicais se originam e são mantidos em ambientes

barotrópicos onde a condensação do vapor de água e liberação de calor latente são de importância primordial para a manutenção do sistema (Anthes, 1982; Emanuel, 2003).

O ciclo de vida e a estrutura dos ciclones tropicais foram extensivamente descritos em Anthes (1982) e também apresentados em revisões relativamente recentes de Emanuel (2003) e Wang & Wu (2004). Os sistemas possuem distintos ciclos de vida. Ciclones tropicais que atingem o nível de maturação podem ter o seu ciclo de vida dividido em 4 estágios, conforme a Figura 2.1.

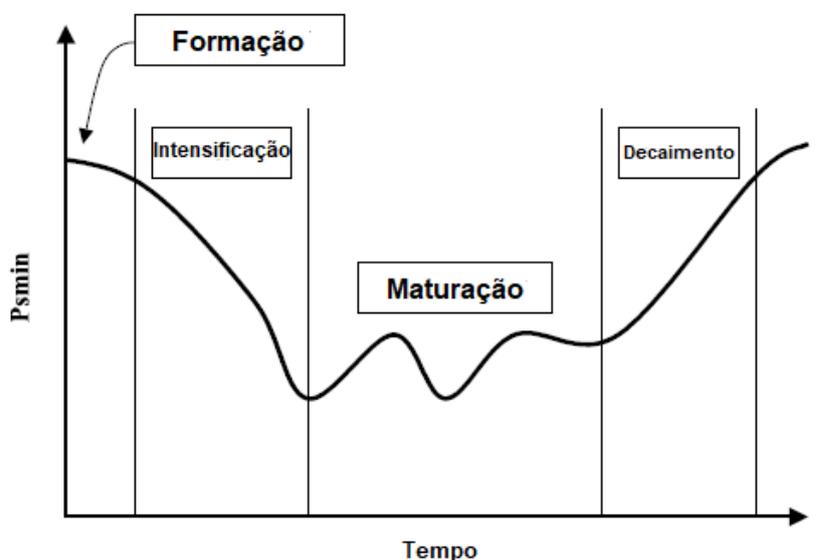


Figura 2.1. Diagrama esquemático ilustrando o ciclo de vida de um ciclone tropical (Adaptado de Wang & Wu, 2004).

O ciclo de vida de um ciclone tropical típico incluem os estágios de (i) formação, (ii) intensificação, (iii) maturação e (iv) dissipação. Estes estágios estão associados a mudanças na intensidade e estrutura da tempestade. No primeiro estágio, um gatilho é necessário para iniciar a formação; esse gatilho é fornecido por distúrbios incipientes que podem ser provenientes, por exemplo, conforme referido acima, da zona de convergência intertropical ou de outras fontes de distúrbios, como as ondas de leste ou cavado de monção. Dadas condições ambientais favoráveis, o distúrbio incipiente se organiza e dá início a fase de intensificação do sistema. Nesta fase, o sistema se torna auto sustentado e consegue se manter sem necessitar de uma forçante externa para continuar evoluindo. Continuando em condições atmosféricas e oceânicas favoráveis, a intensificação continua levando o sistema ao pico do seu estágio de desenvolvimento, a maturação. Neste estágio em um ciclone tropical mais intenso com estrutura relativamente simétrica e um olho bem definido é discernível. Neste estágio, o

intenso vórtice se mantém pelas elevadas quantidades energia que extrai do oceano para se sustentar. A fase de decaimento inicia-se quando se desloca para regiões com condições ambientais desfavoráveis, seja porque o sistema desloca-se sobre uma região com baixos valores de TSM, elevados valores de cisalhamento vertical do vento ou quando a penetração continental ocorre (Anthes, 1982; Wang & Wu, 2004).

### 2.1.1 Desenvolvimento e intensificação de ciclones tropicais

Duas teorias são largamente aceitas para explicar o processo de intensificação de ciclones tropicais. Uma delas, a *Conditional Instability of Second Kind* (CISK; Ooyama, 1982), relaciona a intensidade do sistema a características da camada limite planetária (especificamente o papel da convergência de massa associada à vortacidade ciclônica na camada de Ekman) enquanto a outra, a *Wind-Induced Surface Heat Exchange* (WISHE; Emanuel, 1986) coloca ênfase no desenvolvimento e intensificação do sistema na temperatura da superfície do mar (TSM), particularmente no desequilíbrio termodinâmico entre a superfície do mar e troposfera superior. Em ambas teorias, o mecanismo principal de geração de energia para o sistema consideram o oceano como um fator crucial para a manutenção dos sistemas. Uma descrição destas teorias é apresentada de forma breve em WMO (2017) e resumidas em seguida.

A CISK é uma teoria que tenta explicar o desenvolvimento e intensificação de ciclones tropicais. Com base na CISK, a convergência de ar quente e úmido ao longo da camada limite de um ciclone tropical é a fonte de toda umidade disponível para alimentar a convecção nas paredes do olho do sistema. A condensação do vapor de água devido a intensa convecção libera calor latente que é posteriormente convertido em energia mecânica que impulsiona a circulação do sistema. Segundo a CISK, a fricção ao longo da camada limite desempenha papel importante (i) na desaceleração do vento, causando o desequilíbrio do balanço gradiente (que rege o equilíbrio de forças em vórtices do tipo ciclone tropical), modificando o ângulo que o vento faz com as isolinhas de pressão, e (ii) induzindo a convergência que é responsável pelo transporte de ar úmido para o centro do sistema ao longo da camada limite, que posteriormente condensa durante a convecção e fornece energia ao sistema. Assim, para que o sistema continue se intensificando, a geração de energia pela liberação de calor latente deve superar a dissipação de energia pela fricção na camada limite.

Portanto, com base nesta teoria, a fricção na camada limite é um importante mecanismo modulador da intensificação destes sistemas, que é dependente de distúrbios pré-existentes.

Por sua vez, a WISHE é uma teoria desenvolvida por Emanuel (1986) que baseia seu modelo conceitual a uma analogia ao ciclo de Carnot (Figura 2.2), onde a energia térmica é convertida em energia mecânica. O ciclo de Carnot é um sistema fechado, no qual diferença de temperatura entre camadas provê a energia térmica para colocar o sistema em movimento. De acordo com a WISHE, o ar que converge em direção ao ciclone é aquecido pelo fluxo de calor sensível proveniente do oceano e também pela fricção que causa a desaceleração do vento na camada limite. Este aquecimento é equilibrado pela expansão adiabática a medida que o ar flui em direção ao centro de baixa pressão e o resfriamento diabático devido a evaporação (fluxos de calor latente do oceano). A WISHE assume que estes processos estão em equilíbrio e não há, por tanto, mudanças de temperatura no ar que flui ao longo da camada limite do sistema. Diferente da CISK, a WISHE não coloca na ênfase convergência friccional na camada limite e sim no desequilíbrio térmico existente entre a troposfera superior e a superfície do mar modulada pela TSM. Contudo, assim como na CISK, na WISHE, o desenvolvimento de um sistema em ciclone tropical depende da pré-existência de um distúrbio.

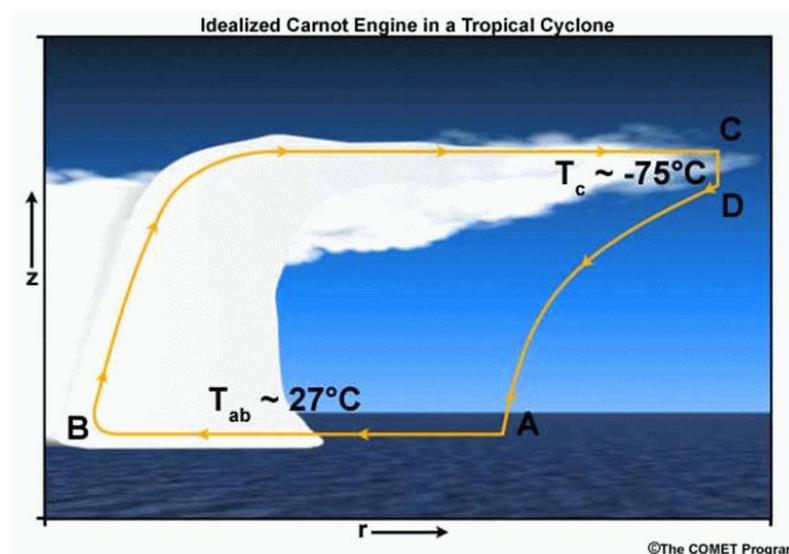


Figura 2.2. Diagrama esquemático do fluxo de energia térmica em um ciclone tropical idealizado conforme um motor que segue o ciclo de Carnot (Fonte: [http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook\\_2nd\\_edition/navmenu.php?tab=9&page=4.1.2](http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/navmenu.php?tab=9&page=4.1.2) )

### 2.1.2 Interações atmosfera-oceano

Embora as duas teorias que tentam descrever o desenvolvimento de ciclones tropicais coloquem ênfase em mecanismos dinâmico-termodinâmicos distintos, ambas concordam que a principal fonte de energia para os sistemas provém da condensação de vapor de água durante a convecção profunda, e a fonte dessa umidade é o oceano.

Ciclones tropicais geralmente ocorrem sobre águas oceânicas onde a TSM excede 27°C; estes sistemas são alimentados pelos fluxos de calor latente e de calor sensível (em menor grau). O vento intenso associado a estes sistemas interage com o oceano adjacente criando mudanças da TSM de três formas: (i) trocas de calor com a atmosfera, (ii) mistura vertical responsável pelo entranhamento vertical de água de camadas mais baixas e (iii) bombeamento de Ekman induzido pela divergência do escoamento em superfície (Price, 1981; Shay et al., 2000). Todos estes processos agem no sentido de reduzir a TSM e conseqüentemente modular a intensidade do sistema. O resfriamento da superfície do mar associado a passagem de ciclones tropicais pode chegar até 8°C (Emanuel, 1999). O resfriamento por mistura vertical é processo que geralmente domina o resfriamento da superfície do mar, enquanto perdas evaporativas devido aos fluxos de calor latente representam uma pequena componente na redução da TSM com contribuições entre 10 e 20% (Price, 1981; Shay et al., 2000).

Geralmente, o decréscimo da TSM tende a contribuir com retroalimentação negativa na intensidade do sistema através da redução dos fluxos com a atmosfera. A intensidade dessa retroalimentação pode depender de alguns fatores como a estratificação do oceano (Mogensen et al., 2017) e a velocidade de translação do sistema (Yablonsky & Ginis, 2009). Não obstante, experimentos numéricos feitos por Lee & Chen (2014) sugeriram que a formação de camada limite estável devido a presença de ar quente sobre uma TSM menos elevada associada a esteira fria do sistema; o ar localizado nessa camada limite pode permanecer mais tempo sobre essa região e ganhar energia adicional através dos fluxos de calor e umidade ao ser transportado para o núcleo do sistema, contribuindo para compensar o efeito negativo da redução da TSM. Adicionalmente, a modulação da camada limite atmosférica-marinha pela TSM já foi estudada por diversos trabalhos, tanto do ponto de vista observacional quanto de modelagem numérica (Pezzi et al., 2005; Pezzi et al., 2009; Acevedo et al., 2010; Camargo et al., 2013). Os resultados destes trabalhos mostraram que em uma região oceânica de forte gradiente horizontal de TSM (região Confluência Brasil-Malvinas), sobre o lado quente da superfície do mar, uma condição atmosférica instável prevalecia, e associada a ela observa-se

uma camada limite atmosférica-marinha mais espessa com vento fortalecido próximo a superfície; enquanto situação inversa é notada sobre o lado de TSM mais baixa. Associado a este mecanismo de modulação atmosférica pela TSM, Pullen et al. (2017) argumentam que o fortalecimento do vento em próximo a superfície em região de TSM relativamente elevada propiciou condições de fraco cisalhamento vertical do vento na baixa troposfera podendo ter desempenhado um papel preponderante na intensificação do Furacão Catarina (2004) quando este passava sobre feições oceânicas com anomalias positivas de TSM.

Assim, as condições oceânicas na superfície do mar desempenham um papel no controle da intensidade e desenvolvimento de ciclones tropicais. Um ciclone pode intensificar ou decair, dependendo das condições nas camadas superficiais do oceano.

## 2.2 Ciclones tropicais no SWIO

A climatologia de ciclones tropicais no sudoeste do oceano Índico é estudada desde os trabalhos de Jury & Pathack (1991) e Jury (1993). Em média, aproximadamente 12 ciclones tropicais se formam por ano sobre o SWIO (Mavume et al., 2009). Grande parte destes sistemas tem sua gênese sobre a região central da bacia preferencialmente entre os meses de Novembro e Abril, com o pico de ocorrência entre os meses de Janeiro e Março associado aos elevados valores de TSM durante este período (Leroux et al., 2018; Mavume et al., 2009) e ao posicionamento mais ao sul da zona de convergência intertropical (Tyson & Preston-Whyte, 2000). Embora valores mínimos de TSM superiores a 26°C sejam considerados necessários para formação de ciclones tropicais, sobre esta porção oceânica em particular, os sistemas se formam preferencialmente em regiões de TSM climatológica superior a 27°C (Mavume et al., 2009; Figura 2.3).

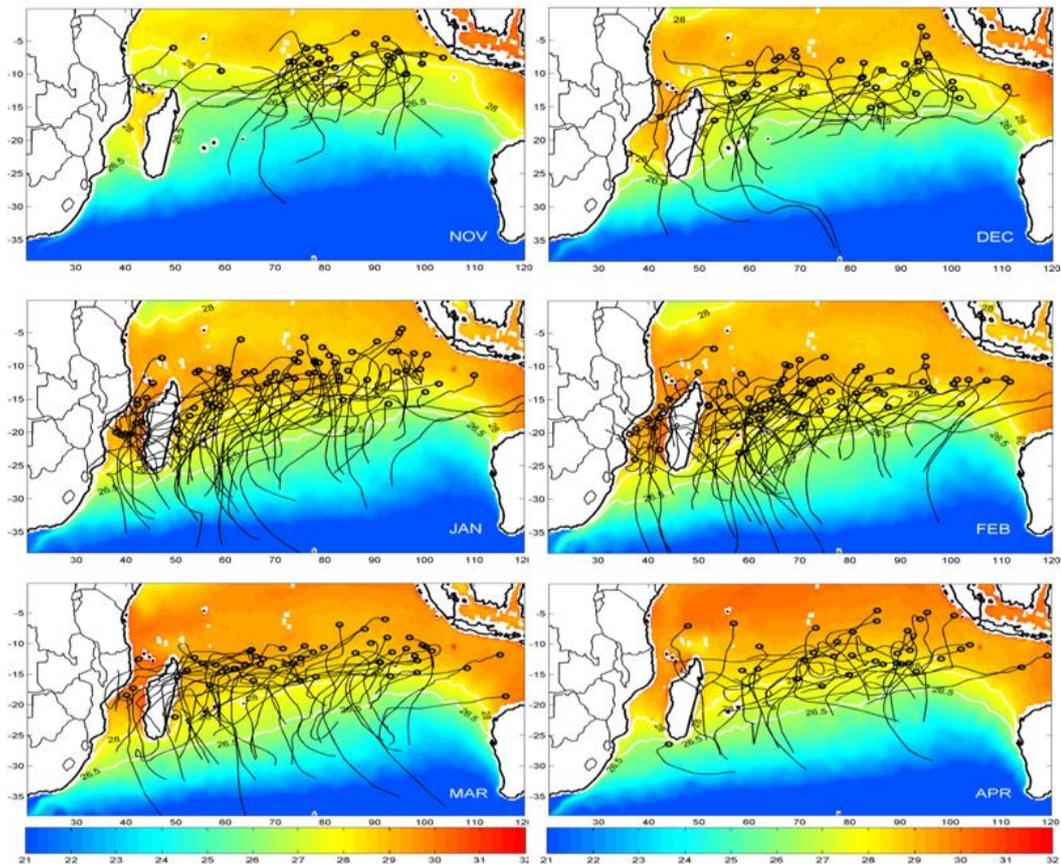


Figura 2.3. Gênese e trajetórias dos ciclones no sudoeste do Índico entre 1998 e 2005 nos meses de Novembro a Abril. Em sombreado a TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) climatológica mensal e os contronos destacados em branco representam as isotermas de  $26.5^{\circ}\text{C}$  e  $28^{\circ}\text{C}$  (Mavume et al., 2009).

Sobre o sudoeste do oceano, à semelhança de outras bacias oceânicas, a atividade ciclônica e suas flutuações dependem de condições ambientais de larga escala, cujas mudanças são causadas por vários fenômenos oscilatórios da atmosfera-oceano. Os fenômenos de baixa frequência da atmosfera e/ou do oceano que influenciam a atividade ciclônica no SWIO estão relativamente bem documentados, e são descritos de forma resumida abaixo.

O El Niño – Oscilação Sul (*El Niño – Southern Oscillation - ENSO*) é um dos fenômenos mais importante do acoplamento atmosfera-oceano que afeta variabilidade interanual do clima em escala global (Ho et al., 2006). No SWIO, Vitart et al. (2003) investigaram a relação entre o padrão de trajetórias dos ciclones tropicais e o ENSO, tendo encontrado que trajetórias mais zonais eram mais frequentes em anos La Niña, associadas à anomalias negativas do vento zonal de oeste entre 850 hPa e 250 hPa, enquanto trajetórias mais curvas aparentavam ser frequentes em anos El-Niño onde uma anomalia inversa do vento zonal prevalecia. Mais tarde, Ash & Matyas (2012) argumentaram que apenas o ENSO

não é suficiente para explicar o padrão de trajetórias observado e que a TSM local do SWIO através do SIOD (*Subtropical Indian Ocean Dipole*; Behera & Yamagata, 2001) também modula as trajetórias dos sistemas nesta porção do Índico. Estes autores (Ash & Matyas, 2012) mostraram que em condições de ENSO positivo e SIOD negativo as trajetórias dos ciclones tendem a ser curvas e durante ENSO negativo ou neutro e um SIOD positivo os ciclones tropicais tendem a apresentar trajetórias mais zonais. Diversos trabalhos mostraram que a principal influência do ENSO sobre a atividade ciclônica no SWIO está no deslocamento zonal da área de maior ocorrência de gênese; sendo anos El-Niño caracterizados por maior ocorrência a leste de 75°E enquanto anos La-Niña apresentam maior densidade de gênese a oeste do mesmo meridiano (Ho et al., 2006).

Bessafi & Wheeler (2006) e Ho et al. (2006) estudaram a modulação da gênese dos ciclones tropicais em escala subsazonal pela Oscilação de Madden-Julian (MJO) e mostraram que a gênese era mais frequente quando a fase ativa da MJO encontrava-se sobre o oceano Índico, próximo a Indonésia, e menos frequente nas restantes fases. Essa modulação ocorre principalmente pelo fortalecimento (enfraquecimento) da vortacidade em baixos níveis e o enfraquecimento (fortalecimento) do cisalhamento vertical do vento na fase ativa (inativa) da MJO.

A influência da QBO (*Quasi-Biennial Oscillation*; Baldwin et al., 2001) na atividade ciclônica do SWIO foi estudada por Jury (1993). Seus resultados indicaram a ocorrência de maior gênese de sistemas durante a fase leste da QBO. Nesta fase da QBO, o vento médio climatológico (de oeste) predominante em altos níveis é enfraquecido pelo vento de leste da estratosfera inferior, promovendo fraco cisalhamento do vento e conduzindo a maior formação de sistemas nesta porção oceânica.

### **2.3 Ciclones tropicais em modelos numéricos**

Estudos pretéritos mostraram que os modelos de circulação geral mesmo em suas resoluções grosseiras (~ 100 – 200 km) eram capazes de reproduzir, com certa habilidade, vórtices com características similares aos dos ciclones tropicais, particularmente em parâmetros como convergência, valores elevados do conteúdo de umidade e precipitação intensa relacionada aos ciclones tropicais (Manabe et al., 1970; Bengtsson et al., 1982; Vitart & Stockdale, 2001). A representação destes sistemas era contudo deficiente, representando sistemas muito menos intensos e com diâmetros maiores que os observados devido à baixa

resolução espacial dos modelos globais na época (e.g. Camargo et al., 2007), sendo a representação destes sistemas ainda menos realística em regiões como o Sudoeste do Oceano Índico (Vitart et al., 1997; Camargo et al., 2005).

Com o avanço do aparato computacional, o emprego de modelos globais de previsão tornou-se possível, com plataformas de modelagem global sendo capazes de chegar a resoluções próximas entre 16 e 9 km, tal como o atual sistema de previsão do centro europeu *European Centers for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) (e.g. Mogensen et al., 2017; Kolstad, 2021). Mesmo com os recentes avanços, a representação de intensidades pelos modelos globais ainda tendem, em média, a prever ciclones mais fracos que os observados (Haiden et al., 2015).

A modelagem regional tem como objetivo central produzir estudos e/ou previsões para uma determinada área limitada focando na resolução espacial da área de interesse e áreas adjacentes. O uso de modelos regionais oferece certas vantagens comparativamente aos modelos globais, tal como o custo computacional reduzido pois estes se restringem apenas na região de interesse, permitindo com que grades de maior resolução sejam implementadas (Walsh & Watterson, 1997; Landman et al., 2005); isto permite melhor representação das feições de superfície, como a topografia por exemplo, fazendo com que sistemas de tempo com escalas menores possam ser melhor resolvidos como mostra. O emprego de modelos regionais com resoluções entre 1 e 5 km mostra-se capazes de reproduzir ciclones tropicais cuja intensidade é comparável com as observações (e.g. Zambon et al., 2014a).

### **2.3.1 Importância do acoplamento oceânico em simulações numéricas de ciclones tropicais**

Nas últimas décadas, a previsão das trajetórias dos ciclones tropicais sofreu melhorias significativas (Rogers et al., 2006). Estas melhorias são atribuídas principalmente ao avanço do aparato computacional que permitiu uso de resoluções de grade cada vez melhores nos modelos numéricos e também ao processo de assimilação de dados observacionais em algumas bacias oceânicas que permitiu uma melhor representação dos vórtices e da física associada a estes sistemas (Bender et al., 2007; Rogers et al., 2006). Contudo, esta melhoria na previsão da trajetória dos ciclones tropicais não foi acompanhada pelo respectivo avanço na previsão de suas intensidades (DeMaria et al., 2005; Rogers et al., 2006). Parte das deficiências são atribuídas à resolução espacial dos modelos, juntamente com as formulações

das parametrizações e a ausência do acoplamento dinâmico ao ambiente oceânico. Zambon et al. (2014a) argumentam que a questão da resolução horizontal vem sendo continuamente superada com a evolução computacional, enquanto o problema das parametrizações está sendo melhorado através de estudos contínuos nesta área pesquisa (e.g. Lim et al., 2015; Moon et al., 2007; Stoney et al., 2017; Sun et al., 2014; Torn & Davis, 2012).

A importância do oceano na intensidade dos ciclones tropicais tem sido desde muito tempo reconhecida (e.g. Malkus & Riehl, 1960; Miller, 1958). Chan et al. (2001) sugeriram, a partir de experimentos numéricos, que valores de TSM iguais ou superiores a 27°C são necessários para que um ciclone tropical possa se intensificar. Deste modo, valores elevados de TSM permitem a troca mais eficiente de fluxos, sustentando ciclones mais intensos. Não obstante, a passagem de ciclones tropicais sobre a superfície oceânica tende a reduzir a TSM, principalmente, através de processos como mistura vertical (entranhamento) e ressurgência, reduzindo os fluxos com a atmosfera e limitando a intensificação do sistema, particularmente em sistemas com translação mais lenta (Yablonsky & Ginis, 2009). Adicionalmente, a presença de feições oceânicas de mesoescala podem resultar na modificação da intensidade dos ciclones tropicais, tal como mostram os trabalhos de Shay et al. (2000) e Oey et al. (2006) para os casos dos furacões Opal e Wilma, respectivamente, no Golfo do México que se intensificaram rapidamente após passar por vórtices anticiclônicos. Mavume (2008) também mostra alguns casos de ciclones tropicais que tiveram rápida intensificação após passarem por regiões com vórtices quentes sobre o sudoeste do Oceano Índico. A correta representação destes processos pode ser alcançada acoplando um modelo atmosférico a um modelo oceânico tridimensional.

Bender et al. (2007) mostraram que a plataforma de previsão operacional de furacões do Oceano Atlântico Norte e Pacífico Leste, o *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory model* (GFDL), teve melhorias significativas após o aprimoramento da parametrização dos fluxos de momento bem como devido a inclusão de um modelo oceânico tridimensional, mais especificamente, o *Princeton Ocean Model* (POM). Mogensen et al. (2017) investigaram o desempenho da plataforma de previsão acoplada do ECMWF para diferentes resoluções nos modelos atmosférico e oceânico em uma série de ciclones tropicais no Pacífico Noroeste. Seus resultados mostraram que o impacto do acoplamento na melhoria da previsão é dependente das características do sistema simulado e das condições nas camadas superficiais do oceano.

Warner et al. (2010) desenvolveram e testaram a plataforma de modelagem regional acoplada *Coupled Ocean-Atmosphere-Waves-Sediment Transport modeling system* (COAWST) na simulação do Furacão Isabel ocorrido no Atlântico Norte em Setembro de 2003, tendo notado que intensidade do sistema simulado era bastante sensível a TSM imposta e que a intensidade é subestimada quando a TSM é resolvida dinamicamente pelo modelo oceânico tridimensional. Mais tarde, Zambon et al. (2014a) também usaram o COAWST para estudar o Furacão Ivan ocorrido no Golfo do México em Setembro de 2004. Estes autores mostraram que o uso do modelo completamente acoplado resultou numa relativa subestimativa da intensidade do sistema em comparação com a observação, porém a magnitude do erro era muito menor no modelo acoplado em relação ao não acoplado. Posteriormente, Zambon et al. (2014b) mostraram através de simulações com o COAWST que o nível de complexidade na representação da interface oceano-atmosfera não afetava a trajetória do Furacão Sandy e que o modelo completamente acoplado produziu o menor erro de intensidade do sistema. Usando o COAWST, Pullen et al. (2017) mostraram que a inclusão de uma TSM variável resolvida pelo modelo acoplado trouxe melhorias na reprodução do Furacão Catarina (ocorrido em 2004 no Atlântico Sul), particularmente de sua trajetória próximo ao landfall, onde o Furacão passou por feições oceânicas (Vianna et al., 2010) que podem ter modulado sua intensidade.

Olabarrieta et al. (2012) usaram o COAWST para estudar a dinâmica do sistema acoplado atmosfera-oceano durante a ocorrência do Furacão Ida e sua transição para sistema extratropical. Seus resultados mostram que o modelo acoplado capturou e representou devidamente os principais aspectos dinâmicos atmosféricos e oceânicos associados este evento extremo, ressaltando a habilidade do COAWST em simular devidamente a dinâmica do sistema acoplado oceano-atmosfera sem contar com um processo de assimilação de dados. Estes trabalhos, mostram que as plataformas de modelagem regional são ferramentas bastante úteis no estudo de sistemas e processos ocorrentes na interface oceano-atmosfera dos quais os ciclones fazem parte. No SWIO, pouco foi feito em termos de aplicações destas ferramentas.

### **2.3.2 Ciclones tropicais em modelos regionais no SWIO**

A avaliação da habilidade de modelos regionais em simular os ciclones tropicais no SWIO é relativamente recente. Landman et al. (2005) usaram o modelo *Regional Climate Model* version 2 (RegCM2) com resolução horizontal de 60 km para estudar o efeito da

escolha do domínio na simulação de ciclones tropicais no sudoeste do Índico. Apesar apresentarem deficiências em representar a intensificação dos sistemas, os resultados de Landman et al. (2005) mostraram que a localização da fronteira aberta desempenha um papel crucial na simulação de ciclones que se propagavam para o interior do domínio a partir da mesma borda. Estes autores ainda mostraram que a presença da ilha de Madagascar no domínio afeta significativamente a trajetória dos ciclones tropicais, pela sua influência no escoamento em baixos níveis.

Mbedzi (2010) usou o modelo RegCM3, com resolução horizontal similar à usada por Landman et al. (2005), para estudar ciclones tropicais no sudoeste do Índico, focando na previsibilidade sazonal do modelo regional. Seus resultados mostraram boa concordância entre o modelo e as observações em termos das variáveis atmosféricas de larga escala tais como o cisalhamento vertical do vento e vorticidade relativa em baixos níveis; além disso o modelo foi capaz de captar de forma razoável algumas características dos sistemas, tais como locais de gênese, frequência e sua variabilidade interanual porém com subestimativa no número de ocorrência dos sistemas. Samson et al. (2014) implementaram o modelo regional acoplado NOW (NEMO-OASIS3-WRF) com  $1/4^\circ$  de resolução espacial para reproduzir as condições climáticas do oceano Índico, incluindo o SWIO, tendo obtido distribuições espaciais e sazonais realísticas de ciclones tropicais, mas suas intensidades, particularmente os sistemas mais intensos, estavam subestimadas.

Pianezze et al. (2018) usaram um sistema de modelagem completamente acoplado (atmosfera-oceano-ondas) em alta resolução (2 km) para reproduzir o ciclone tropical Bejisa (2014), ocorrido no SWIO a leste de Madagascar, e notaram que os sistema completamente acoplado tinha impacto limitado na translação e intensidade do sistema, embora a intensidade tenha sido subestimada devido a mistura excessiva da camada de mistura induzida pela inclusão das ondas. Contudo, uma representação realística das condições de agitação marítima foi alcançado com o uso de um sistema completamente acoplado. Também estudando o ciclone Bejisa, Bielli et al. (2021) usaram a mesma plataforma de modelagem que Pianezze et al. (2018) para investigar o impacto da complexidade da representação da TSM na representação do sistema. Seus resultados sugeriram que o impacto do grau de acoplamento nos fluxos de calor e momento é semelhante nas simulações acopladas a um modelo unidimensional de camada de mistura e a um modelo oceânico tridimensional, ambas com uma redução de 20% nos fluxos de calor na região do núcleo interno do sistema em relação à simulação com TSM invariável.

Com base no apresentado acima, alguns esforços foram feitos para avaliar a aplicabilidade de modelos regionais acoplados na representação de ciclones tropicais no SWIO, porém nenhum desses esforços focou na região do Canal de Moçambique, onde o impacto da penetração continental destes sistemas tem consequências desastrosas. Tais esforços são parte dos objetivos desta pesquisa.

## 3 Material e métodos

### 3.1 Reanálises atmosféricas

No presente trabalho, dois conjuntos de reanálises globais de última geração são avaliados em termos de sua capacidade em representar ciclones tropicais na porção sudoeste do Oceano Índico (SWIO) no período entre 1980 e 2019. Os referidos conjuntos de dados atmosféricos incluem a reanálise atmosférica de quinta geração (ERA5; Hersbach et al., 2020) produzida pelo *European Center for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) e o conjunto formado pela reanálise *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR, Saha et al., 2010) e pela análise operacional *Climate Forecast System operational analysis version 2* (CFSv2; Saha et al., 2014) ambas produzidas pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) dos Estados Unidos da América (EUA).

#### 3.1.1 O conjunto ERA5

O ERA5 é a mais recente reanálise atmosférica global com a melhor resolução espacial e temporal disponível publicamente. É o sucessor do ERA-Interim, sendo gerada a partir da integração da plataforma de modelagem global acoplada (*Integrated Forecast System* - IFS) do ECMWF, com uma resolução espacial nativa de ~31 km e 137 níveis verticais para a componente de modelagem atmosférica, desde 1979 até o presente. Para a correção de possíveis vieses nos campos modelados, dados observacionais são incorporados no sistema através do esquema de assimilação de dados variacional em 4 dimensões (4DVAR). O ERA5 é disponibilizado publicamente em uma grade global regular com 0,25° por 0,25° de resolução espacial em latitude e longitude através do programa europeu *Copernicus Climate Change Service* (CS3; <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/search?type=dataset>). As saídas possuem alta resolução de temporal (1h), contudo, a resolução temporal de 6h foi escolhida no presente trabalho pela necessidade de comparar os resultados do ERA5 com as informações observadas e também com o CFS, de modo que ambas tenham a mesma resolução temporal.

### 3.1.2 O conjunto CFS

No presente trabalho, *Climate Forecast System* (CFS) é usado para designar o conjunto de dados atmosféricos que abrange a reanálise CFSR (Saha et al., 2010) e a análise operacional CFSv2 (Saha et al., 2014), ambos produzidos pelo NCEP com base no mesmo sistema de modelagem. O CFSR foi produzido entre Janeiro de 1979 e Março/2011, a partir de onde foi substituído pela análise operacional CFSv2 que contém melhorias no conjunto de modelagem e também no sistema de assimilação de dados (Saha et al., 2011). O CFS é um conjunto global produzido por uma plataforma de modelagem global acoplada com uma resolução espacial de ~38 km, com 64 níveis verticais. Suas variáveis atmosféricas em diferentes níveis de pressão são disponibilizadas em uma grade global regular com 0,5° de resolução espacial a cada 6h, desde 1979 até o presente (Janeiro/1979 a Março/2011 para o CFSR e Abril/2012 até o presente para CFSv2). O conjunto do CFS se vale de um sistema de assimilação de variacional em 3 dimensões (3DVAR) para ingerir dados observacionais. Aliado ao 3DVAR, o CFS possui um tratamento específico para vórtices do tipo ciclone tropical, onde a posição do vórtice é corrigido (ou inserido caso esteja ausente) no sistema de previsão com base em informações de trajetórias observadas. Este procedimento é conhecido como realocação de vórtice, e representa um diferencial em relação ao ERA5, por exemplo. Adicionalmente, o CFS conta ainda com acoplamento oceânico. As informações do ERA5 e do CFS estão sumarizadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1. Sumário das principais características das reanálises atmosféricas utilizadas.

Reanálise	Resolução do modelo	Resolução de saída	Período de dados	Assimilação de dados	Tratamento de ciclones tropicais
CFS (CFSR+CFSv2)	~38 km	0,5°x0,5°	1979 – Presente	3DVAR	Realocação de vórtices
ERA5	~31 km	0,25°x0,25°	1979 – Presente	4DVAR	-

## 3.2 Dados Best-Track

Nesta pesquisa, a base de dados de referência para avaliação de ciclones tropicais representados nas reanálises é constituída, principalmente, por informações pós-processadas de posição (latitude e longitude) e intensidade (vento máximo e pressão mínima no centro)

dos sistemas, a cada 6h. Estes dados são denominados de *Best-Track* (BT). Os parâmetros que constituem os dados BT resultam da análise de informações obtidas partir de imageamento por satélites através de método operacional de análise e previsão de ciclones tropicais conhecido como técnicas Dvorak (Velden et al., 2006).

As técnicas de Dvorak se valem de informações fornecidas por imagens de satélites para relacionar o padrão de distribuição de nuvens e suas temperaturas de brilho com a intensidade dos sistemas (vento máximo sustentado). A pressão mínima no centro do sistema é posteriormente estimada a partir de relações empíricas entre o vento máximo sustentado e pressão mínima no centro do sistema (e.g. Atkinson & Holliday, 1977). Essas estimativas podem ser refinadas com informações observadas *in-situ*, como dados coletados por vôos de reconhecimento e/ou boias, onde e quando disponíveis.

Além das medidas de posição e intensidade, dados BT podem conter outras informações, tais como o raio do vento máximo sustentado, o raio da isóbara fechada mais externa, velocidade de translação, nome do sistema e sua classificação. É importante destacar que as informações (incluindo a intensidade em alguns casos) não estão disponíveis para todos os sistemas presentes nos registros do *Best-Track*, particularmente para os sistemas mais antigos.

As informações das trajetórias e intensidades dos sistemas (BT) são obtidas a partir do *International Best Track Archive for Climate Stewardship* (IBTrACS; Knapp et al., 2010), para as temporadas ciclônicas entre 1980 a 2019. O IBTrACS é um projeto que unifica e disponibiliza todas as informações disponíveis de BT provenientes das diversas fontes/agências de monitoramento de ciclones tropicais nas diversas bacias oceânicas. Neste trabalho, foram selecionados dados BT do IBTrACS provenientes das agências oficiais da Organização Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization* – WMO) responsáveis pelo monitoramento de ciclones no sul do oceano Índico: (i) o Centro Meteorológico Regional Especializado das Ilhas Reunião (*Regional Specialized Meteorological Center, La Reunion* – RSMC-LR), mantido pelo serviço meteorológico francês (*Meteo-France*); e (ii) o serviço meteorológico da Austrália (*Bureau of Meteorology* – BOM), que mantém os centros de alertas de ciclones tropicais de Perth, Darwin e Brisbane. O RSMC-LR é responsável pelo monitoramento e previsão de sistemas na porção oeste do Índico, enquanto a porção leste é da responsabilidade do BOM.

As estimativas do vento máximo sustentado (VMAX) dos ciclones feitas através das técnicas de Dvorak são originalmente reportadas em nós (kt; Velden et al., 2006), porém aqui

os dados são convertidos para m/s (1 kt = 0,5144 m/s). O VMAX corresponde à magnitude do vento máximo observado a 10 m acima de uma superfície lisa, conforme o padrão estabelecido pela WMO (WMO, 2017). As diversas agências responsáveis de monitoramento de ciclones aplicam diferentes períodos médios para reportar o VMAX (entre 1 e 10 minutos); no sul do Oceano Índico, as agências aplicam o período médio de 10 minutos (10-min).

Os ciclones tropicais possuem diferentes classificações, em função de sua intensidade, nas diferentes regiões oceânicas onde eles ocorrem, particularmente após atingirem um estágio específico de seu desenvolvimento. A classificação oficial usada no SWIO (e.g. WMO, 2017; Leroux et al., 2018) em função do VMAX (10-min) está ilustrada na Tabela 3.2.

Tabela 3.2. Classificação de ciclones usada no SWIO de acordo com o VMAX. Significado das siglas (em inglês): TD – *Tropical Depression*; MTS – *Moderate Tropical Storm*; STS – *Severe Tropical Storm*; TC – *Tropical Cyclone*; ITC – *Intense Tropical Cyclone*; VITC – *Very Intense Tropical Cyclone*).

VMAX 10-min ( $\text{ms}^{-1}$ )	Classificação SWIO	Sigla
$13,9 \leq \text{VMAX} < 17,4$	Depressão Tropical	TD
$17,4 \leq \text{VMAX} < 24,6$	Tempestade Tropical Moderada	MTS
$24,6 \leq \text{VMAX} < 32,9$	Tempestade Tropical Severa	STS
$32,9 \leq \text{VMAX} < 46,3$	Ciclone Tropical	TC
$46,3 \leq \text{VMAX} < 59,6$	Ciclone Tropical Intenso	ITC
$\text{VMAX} \geq 59,6$	Ciclone Tropical Muito Intenso	VITC

Os ciclones tropicais no SWIO possuem ciclo anual muito bem definido, ocorrendo com maior frequência (85%) entre os meses de Novembro e Abril, sendo este período frequentemente denominado como temporada ciclônica do SWIO (Mavume et al., 2009; Griffin & Bosart, 2014), e esta denominação é mantida nesta pesquisa. Anualmente menos de um ciclone por mês se formou nos demais meses fora da temporada ciclônica (maio – outubro) ao longo do SWIO entre 1979 e 2004 (Ho et al., 2006), e este padrão parece se manter mesmo incluindo uma série mais extensa de dados (Figura 3.1). Portanto, este trabalho foca apenas no período entre Novembro – Abril (temporada ciclônica); os termos temporada, período e época ciclônica são usados de forma intercambiável ao longo do trabalho. Uma temporada ciclônica abrange dois anos distintos: inicia em 01 de Novembro de um determinado ano e termina em 30 de Abril do ano seguinte. Este trabalho considera o ano da temporada aquele no qual a temporada termina. Por exemplo, a temporada ciclônica de 2000 se inicia a 01 de Novembro de 1999 e termina em 30 de Abril de 2000. O período de avaliação deste trabalho se estende deste 01 de Novembro de 1979 (temporada ciclônica 1980) a 30 de Abril de 2019 (temporada ciclônica 2019), cobrindo 40 temporadas ciclônicas.

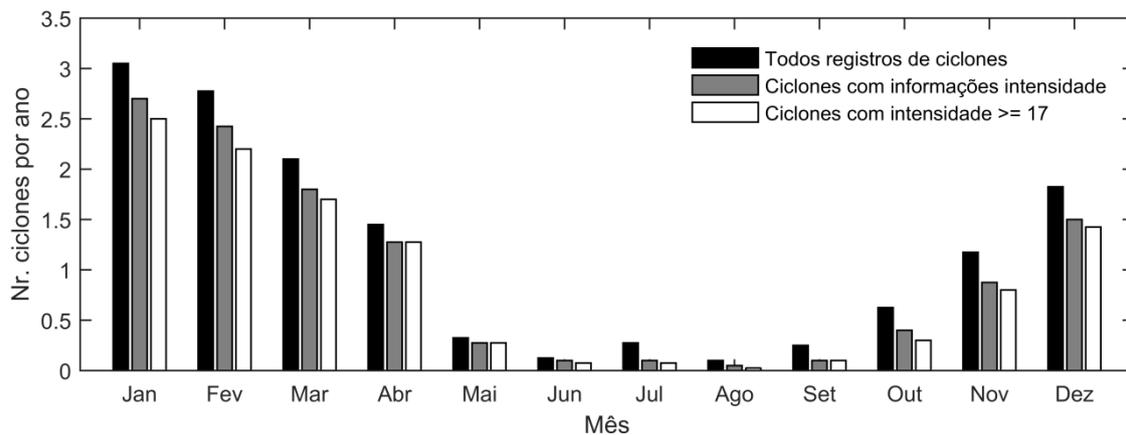


Figura 3.1. Ciclo anual de ciclones tropicais no SWIO de acordo com os dados IBTrACS, entre as temporadas de 1980 e 2019.

### 3.3 Identificação e rastreamento dos sistemas

A avaliação de ciclones em reanálises é dependente da capacidade de esses sistemas serem identificados e rastreados nessas bases de dados. No presente estudo, a identificação e o rastreamento dos sistemas tropicais no SWIO são realizados a partir do algoritmo TRACK, que adota a metodologia desenvolvida por Hodges (1994, 1995, 1999). Neste método, potenciais sistemas ciclônicos são rastreados usando a vorticidade relativa. Embora ruidoso, o uso do campo da vorticidade relativa para identificação e rastreamento de sistemas ciclônicos apresenta vantagens pelo fato de sistemas serem facilmente identificados nesta variável, mesmo em seus estágios precusores em relação a variáveis como pressão ao nível do mar ou altura geopotencial onde os sistemas são mais precisamente identificados em estágios avançados de desenvolvimento; além disso, há o fato de a vorticidade ser menos influenciada pelo escoamento de fundo em larga escala (Hodges, 1995; 1999; Hodges et al., 2011). Neste trabalho é usado o campo vertical médio de vorticidade relativa nos níveis de 850, 700 e 600 hPa, por melhorar a coerência temporal dos sistemas identificados, conforme sugerido por Hodges & Emerton (2015) e Hodges et al. (2017), em relação ao uso de um único nível de vorticidade.

A vorticidade relativa foi calculada a partir das componentes zonais e meridionais do vento fornecidas pelas reanálises, a cada 6h. Por apresentar maior grau de detalhe dos sistemas atmosféricos que vão desde a escala sinótica até escalas temporais menores, o campo de vorticidade relativa é bastante ruidoso, particularmente em resoluções espaciais elevadas (Hodges, 1999). Conforme Hodges et al. (2017), o campo de vorticidade relativa é

espectralmente filtrado usando o truncamento triangular no número de onda 63 (T63) para remover o campo em larga-escala com números de onda menores que 5, retendo os números de onda entre 6 e 63. O ruído associado a fenômenos com escalas espaciais menores é suavizado pela filtragem de coeficientes espectrais (e.g. Hoskins & Hodges, 2005) pelo método descrito por Sardeshmukh & Hoskins (1984).

O rastreamento de sistemas ciclônicos pelo TRACK é iniciado buscando pontos de grade com valores mínimos locais de vorticidade relativa inferiores ao limiar de  $-5 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$  a cada instante de tempo. Estes mínimos são definidos como o centro dos sistemas, que são posteriormente refinados aplicando o esquema de maximização descrito em Hodges (1995). O esquema de maximização busca localizar centros de vorticidade mínima eventualmente localizados fora dos pontos de grade a partir um esquema de interpolação. Com base nos mínimos locais identificados, as trajetórias dos sistemas são inicialmente formadas conectando centros de mínimos de vorticidade relativa de um determinado instante com o instante posterior pelo método do vizinho mais próximo (*nearest neighbor*), que é posteriormente refinado por um método de refinamento adaptativo baseado na otimização uma função-custo (*cost function*) restringida por características dos sistemas, como distância de deslocamento e suavidade das trajetórias (Hodges, 1995).

O rastreamento dos sistemas ciclônicos foi feito em todo o hemisfério sul para 40 temporadas ciclônicas, de 1980 a 2019. Somente sistemas que tenham uma duração superior a dois dias (oito instantes de tempo consecutivos) são retidos para posterior filtragem de ciclones tropicais. Igualmente aos dados do IBTrACS, somente sistemas que tiveram metade do seu tempo de vida dentro dos limites geográficos do SWIO (30 – 100°E; 0 – 40°S) são considerados para posterior análise.

O período entre as temporadas ciclônicas de 1980 e 2019 é o período base do presente trabalho, no qual as características das reanálises em representar os ciclones tropicais no SWIO são investigadas. Contudo, devido a algumas peculiaridades dos dados, subperíodos são considerados sempre que conveniente para as análises. Tais subperíodos, juntamente com o intervalo de datas, e suas abreviações estão definidos na Tabela 3.3. O período P2 (2000 – 2019), coincidentemente abrange metade do período base, corresponde à extensão mais confiável dos dados do IBTrACS/RSMC-LR para o SWIO (Leroux et al., 2018). O período P3 que se estende entre 2000 e 2011 representa a intersecção entre o período mais confiável dos dados do IBTrACS e o CFSR, e o período P4 entre 2012 e 2019 que representa o período de intersecção entre extensão mais confiável do IBTrACS e o CFSv2.

Tabela 3.3. Períodos e subperíodos considerados nas análises comparativas do IBTrACS e as reabálises do CFS e ERA5.

<b>Abreviatura do período e subperíodos</b>			
P1	P2	P3	P4
<b>Extensão temporal</b>			
1980 – 2019	2000 – 2019	2000 – 2011	2012 – 2019

### 3.4 Identificação de ciclones tropicais

Com todos os sistemas ciclônicos rastreados nas reanálises pelo TRACK, os ciclones tropicais foram isolados dos demais sistemas adotando o método de correspondência direta, conforme Hodges et al. (2017).

Neste método, a identificação dos sistemas rastreados nas reanálises é feita aplicando um critério de correspondência espaço-temporal em relação aos ciclones tropicais presentes no BT do IBTrACS, sem imposição de qualquer restrição na estrutura, intensidade e/ou estágio de desenvolvimento do sistema. Portanto, um sistema presente no BT do IBTrACS é considerado o mesmo (correspondente) na reanálise quando existe uma intersecção temporal entre eles e, durante esse período de intersecção, a distância média de separação entre os dois sistemas (trajetórias) não excede 4° (geodésicos). Quando mais de um sistema na reanálise cumpre requisitos de correspondência definidos, o sistema com a menor distância média de separação é considerado.

Nesta pesquisa, diferente dos trabalhos que aplicaram este método para estudar ciclones extratropicais (e.g. Hodges et al., 2003; Gramscianinov et al. 2020) e, à semelhança de Hodges et al. (2017), nenhuma restrição foi imposta no período mínimo de intersecção temporal em relação à duração dos sistemas. Como os sistemas rastreados pelo TRACK nas reanálises geralmente apresentam trajetórias mais longas que no BT do IBTrACS, muitas vezes abrangendo os estágios precursores até eventuais transições extratropicais, testes de imposição na duração mínima da intersecção temporal em relação à duração dos sistemas resultavam em menores correspondências, e desta forma não foram empregados.

### 3.5 O modelo regional acoplado COAWST

As simulações numéricas apresentadas nesta pesquisa foram conduzidas usando a plataforma de modelagem *Coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport* (COAWST; Warner et al., 2010), um sistema de modelagem regional construído a partir do acoplamento de modelos que representam o estado da arte nos ambientes atmosférico e oceânico. O COAWST foi desenvolvido no *United States Geological Survey* (USGS, EUA) e resulta do acoplamento do modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF; Skamarock et al., 2008), o oceânico *Regional Oceanic Modeling System* (ROMS; Shchepetkin & McWilliams, 2005) e o de ondas *Simulating WAVes Nearshore* (SWAN; Booij et al., 1999); mais recentemente a opção de modelagem de ondas com o modelo *WaveWatch III* (WW3; Tolman, 2009) foi incorporada. O COAWST conta ainda com um módulo de transporte de sedimentos, o *Community Sediment Transport Model* (CSTM; Warner et al., 2010), que pode ser acoplado ao modelo oceânico. O intercâmbio das variáveis entre os vários modelos que compõem o COAWST é feito através do acoplador *Model Coupling Toolkit* (MCT; Warner et al., 2008), um sistema completamente paralelizado que permite ao usuário definir quando as variáveis podem ser trocadas. O COAWST oferece também ao usuário possibilidades de ativação e desativação de cada um dos modelos que compõe o sistema. Para os propósitos desta pesquisa, apenas os modelos atmosférico (WRF) e oceânico (ROMS) são considerados. O modelo de ondas (SWAN ou WW3) e o módulo de transporte de sedimentos não foram ativados; isto significa que o efeito das ondas na evolução dos ciclones tropicais não é considerado no presente trabalho, e a rugosidade da superfície no WRF é tratada de acordo com a formulação de Charnock (1955).

A versão do COAWST usada aqui foi a 3.5, que por sua vez contempla as versões 4.1.2 e 3.7 dos modelos WRF e ROMS, respectivamente.

### 3.5.1 O modelo WRF

O modelo WRF com o núcleo dinâmico *Advanced Research WRF* (ARW) representa a componente atmosférica do COAWST; é a principal ferramenta de modelagem usada neste trabalho. O WRF é um modelo atmosférico de última geração desenvolvido e mantido em esforços conjuntos do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) e *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), ambos dos EUA, com foco tanto em aplicações operacionais quanto de pesquisa. O WRF resolve as equações que regem a dinâmica da atmosfera, completamente compressíveis, em modo não hidrostático (com opção hidrostática; porém esta opção não adotada nesta pesquisa), discretizadas em uma malha tipo C de Arakawa em uma coordenada vertical que segue o terreno. A integração no tempo é feita pelo esquema de Runge Kutta de 3ª ordem e conta com separação de modos para maior eficiência computacional, além de contar com vários esquemas de parametrizações físicas e processos resolvidos explicitamente. Detalhes pormenorizados sobre o WRF podem ser encontrados em Skamarock et al. (2008).

O WRF foi configurado em duas grades: a grade maior (grade-mãe, domínio 1) possui resolução horizontal de 15 km enquanto a grade aninhada (domínio 2), com razão de aninhamento de 1/5, tem resolução de 3 km. Com a grade-mãe definida em 15 km, a escolha da razão de aninhamento foi feita com base em testes (não ilustrados) que mostraram resultados melhores com a razão de 1/5 em a relação razão de 1/3 comumente usada, devido a maior resolução espacial da primeira. Os domínios possuem 36 níveis verticais em coordenada sigma e o topo da atmosfera definido em 50 hPa. Como as simulações envolveram um conjunto de eventos, a abrangência geográfica do domínio do modelo varia ligeiramente de acordo com o caso para minimizar o custo computacional, contudo os domínios foram centrados em aproximadamente 19°S e 42°E.

A parametrização de processos físicos no WRF pode ser subdividida, principalmente, em processos (i) terrestres, (ii) de superfície, (iii) de microfísica, (iv) radiação de onda longa, (v) radiação de onda curta, (vi) processos convectivos (cumulus) e (vii) de camada limite planetária. As parametrizações escolhidas para resolver cada um destes processos estão resumidas na Tabela 3.4. Todas as opções de parametrização foram aplicadas em ambas as grades (grade-mãe e aninhada), exceto os a parametrização de cumulus que foi acionada apenas na grade-mãe, uma vez que a grade aninhada possui resolução espacial suficiente para lidar com estes processos de forma explícita.

Embora o desempenho de cada esquema de parametrização possa ser dependente de cada caso de estudo, a maior parte dos esquemas acima foi escolhida por serem os esquemas mais amplamente utilizados em simulações numéricas de ciclones tropicais com o WRF (e.g. Zambon et al., 2014a; Moon et al., 2018; Mooney et al., 2019; Yesubabu et al., 2020; Ma, 2020), além de estarem de acordo com a sugestão do manual do WRF-ARW para uma configuração para simulação de Furacões. Não obstante, os esquemas de superfície e de camada limite foram escolhidos com base em testes de sensibilidade (não ilustrado).

Tabela 3.4. Esquemas de parametrizações físicas usadas nas simulações com o WRF.

<b>Processo físico</b>	<b>Esquema de parametrização</b>	<b>Referência</b>
Microfísica	WRF single-moment 6-class	Hong & Lim (2006)
Convecção	Kain-Fritsch	Kain (2004)
Camada limite planetária	Yonsei University	Hong et al. (2006)
Processos de superfície	MM5	Zhang & Anthes (1982)
Processos terrestres	Unified Noah land surface model	Chen & Dudhia (2001)
Radiação de onda longa	Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)	Mlawer et al. (1997)
Radiação de onda curta	Dudhia	Dudhia (1989)

Assim como a extensão geográfica do domínio varia em função do caso simulado, o conjunto de dados atmosféricos usados para fornecer as condições iniciais e de contorno também variou em função do caso simulado. A escolha destes conjuntos foi feita com base em testes. Os testes que ditaram a escolha dos campos são apresentados para um dos casos na secção 5.1.2a. Os campos atmosféricos escolhidos para serem usados como condição inicial e de fronteira (em função do caso simulado) foram a análise final do *Global Forecast System* (GFS) com  $0,25^\circ$  de resolução espacial em latitude e longitude (GFS025) ou a reanálise ERA5 (descrita no item 3.1.1), a cada 6-horas.

O GFS é um modelo global operacional do NCEP, que acopla quatro modelos separados (atmosfera, oceano, terrestre/solo e gelo marinho) para gerar dezenas de variáveis atmosféricas e terrestres. A análise GFS é o conjunto de dados usado como condição inicial do modelo GFS; ela resulta de uma junção de informações do modelo com uma grande quantidade de dados observacionais coletados de plataformas de satélites e observações *in-situ* que são ingeridas no modelo através de assimilação de dados, processo realizado quatro vezes ao dia para corrigir o viés do modelo.

As simulações com o WRF foram conduzidas com a opção de relaxação newtoniana ativada (nudging espectral). Detalhes da implementação da relação são apresentados e discutidos na seção dos resultados (item 5.1.2b).

### 3.5.2 O modelo ROMS

O *Regional Oceanic Modeling System* (ROMS; Shchepetkin & McWilliams, 2005) é um modelo de circulação oceânica e costeira, de superfície livre, não linear, de coordenada vertical que acompanha a topografia do fundo oceânico. O ROMS resolve as equações hidrodinâmicas que descrevem a evolução dos campos tridimensionais de correntes, temperatura, salinidade e elevação da superfície livre, considerando a aproximação hidrostática e a aproximação de Boussinesq, discretizadas em diferenças finitas em grade do tipo C de Arakawa. O ROMS é um modelo oceânico de coordenada vertical sigma de nova geração; ele conta com diversas opções de esquemas advectivos, modelos de fechamento turbulento e várias opções de condições de contorno lateral, na superfície e fundo oceânico (Shchepetkin & McWilliams, 2005). A integração temporal do ROMS também conta com a separação dos modos (barotrópico e baroclínicos) para maior eficiência computacional.

Para os propósitos do presente trabalho, o ROMS foi configurado em domínio regional, completamente contido na grade-mãe do WRF, em uma grade regular com resolução espacial de  $\sim 8$  km ( $1/12^\circ$ ). Apesar de o ROMS permitir grades aninhadas, o que possibilitaria que espaçamentos de grade ainda menores pudessem ser adotados, Halliwell et al. (2011) mostraram que uma resolução espacial mais fina que  $\sim 10$  km no modelo oceânico não trouxe melhoras substanciais nos resultados de simulação do Furacão Ivan. Uma das feições de interesse a serem resolvidas na região de estudo são os vórtices oceânicos de mesoescala e Halo et al. (2014) mostraram que o ROMS é capaz de resolver estas feições mesmo adotando resolução espacial inferior ( $\sim 21$  km) que a usada neste trabalho. Além disso, a escolha desta resolução levou em conta a resolução ( $1/12^\circ$ ) do campo oceânico a ser usado para inicializar o modelo, de modo a minimizar o impacto do *spin-up* (Bielli et al., 2021).

A grade do ROMS foi configurada em uma área cujo foco é o Canal de Moçambique. Na direção vertical foram adotados 36 níveis, com maior refinamento nas camadas superficiais e de fundo oceânico, conforme os parâmetros de estiramento vertical na superfície ( $\theta_s$ ) e no fundo ( $\theta_b$ ) oceânico definidos em 5 e 0,4, respectivamente, para que as camadas próximas a superfície e ao fundo oceânico possam ser melhor resolvidas.

A informação batimétrica da grade foi obtida dos dados topográficos do ETOPO2 (Smith & Sandwell, 1997) do NCEI (*National Centers for Environmental Information*; <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>), com resolução espacial de 2 minutos de grau em latitude e longitude. Estes dados foram interpolados para a resolução do modelo e suavizados por forma a manter o parâmetro de declividade inferior a 0,2 (Beckmann & Haidvogel, 1993). Esta suavização batimétrica é feita, em modelos de coordenada vertical sigma, de modo a evitar instabilidades numéricas que podem decorrer dos erros de truncamento associados a gradientes horizontais de pressão em regiões oceânicas de topografia com declividade acentuada (Ezer & Mellor, 1997).

As condições iniciais de contorno para ROMS foram fornecidas pela análise oceânica produzida pelo *HYbrid Coordinate Ocean Model* (HYCOM; Bleck, 2002). A análise oceânica global do HYCOM é produzida em uma grade global com resolução  $1/12^\circ$  (~8 km) e 40 níveis verticais. A análise faz uso do esquema da *Naval Research Lab (NRL) Coupled Ocean Data Assimilation* (HYCOM/NCODA; Cummings, 2006) para assimilar informações observacionais provenientes de diversas fontes.

O domínio do ROMS contém fronteiras abertas ao norte, sul e leste. Para os campos tridimensionais de temperatura, salinidade e velocidades foi adotada uma condição de contorno mista que inclui a condição radiacional do tipo Orlanski juntamente a uma relaxação newtoniana (Marchesiello et al., 2001) com uma escala temporal para o fluxo de entrada de 0,5 dias e para o fluxo de saída de 10 dias. Na superfície livre, o campo bidimensional da elevação foi especificado pelo método de Flather (1976). Foi adotado o esquema de fechamento turbulento *Generic Length Scale* (Warner et al., 2005) para o cálculo dos parâmetros de mistura vertical. Foi definido um passo de tempo de 100 segundos para os modos internos (modos baroclínicos) e 5 segundos para o modo externo (barotrópico). Contudo, algumas vezes o modelo apresentou instabilidades próximo à plataforma continental em situações de forçantes extremas associadas a de ciclones tropicais; nestes casos os passos de tempo do modo interno e externo ficavam restritos em 25 e 1,25 segundos, respectivamente.

### 3.5.3 Acoplamento

O acoplamento no COAWST é feito pelo MCT, que permite a troca de variáveis entre os vários modelos que compõem o sistema. Aqui, como apenas o WRF e o ROMS são considerados, apenas variáveis entre estas duas componentes são trocadas. O WRF fornece para o ROMS a tensão de cisalhamento do vento na superfície, fluxos de radiação de onda longa e curta na superfície, fluxos de calor latente e sensível na superfície, pressão ao nível do mar, precipitação e evaporação. O ROMS por sua vez fornece a temperatura da superfície do mar (TSM) ao WRF. O intercâmbio de variáveis foi definido para ocorrer a cada 10 minutos.

Como os modelos possuem diferentes resoluções de grade horizontal, uma interpolação das variáveis para as resoluções de grade desejadas é feita antes do intercâmbio. Os pesos das interpolações são gerados no início das simulações pelo *Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package* (SCRIP; Jones, 1999) e o remapeamento entre as grades é feito pelo método do vizinho mais próximo (Warner et al., 2010).

### 3.5.4 Definição dos experimentos

Para avaliar a relevância do acoplamento atmosfera-oceano quatro experimentos numéricos foram conduzidos (Tabela 3.5), variando o nível de complexidade da representação da condição de fronteira na superfície dada pela TSM.

Tabela 3.5. Nomes dos experimentos conduzidos e sua condição de TSM.

Nome experimento	Condição de TSM	Fonte da TSM
WRF-STC	Estática	OSTIA (condição inicial)
WRF-DYN	Dinâmica a cada 6h	OSTIA (diária)
WRF-OML	Dinâmica a cada 6h	Modelo 1D de camada de mistura
WRF-CPL	Dinâmica a cada 6h	ROMS

No primeiro experimento (WRF-STC), a condição de TSM proveniente dos campos condição inicial do WRF é mantida constante. Este é o experimento controle. Neste experimento a assinatura da passagem dos ciclones na TSM, usada como condição de fronteira inferior no WRF, não está presente. No segundo experimento (WRF-DYN) a condição de fronteira dinâmica na superfície é imposta pela atualização de uma TSM variável proveniente do *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA; (Donlon

et al., 2012), que é a mesma TSM usada na análise do ERA5 (Hersbach et al., 2020). Por conveniência, a TSM é extraída diretamente do ERA5. Esta TSM é diária, portanto, em um período de integração de 24h a simulação é iterada sob uma condição de TSM constante, embora ela seja fornecida ao modelo a cada 6h. Neste experimento, a assinatura do sistema sobre a TSM está presente, de acordo a representação da análise. No terceiro e quarto experimentos a TSM é modificada dinamicamente em função da solução do modelo atmosférico. No terceiro experimento (WRF-OML) a TSM é modificada usando um modelo unidimensional de camada de mistura oceânica. No quarto experimento (WRF-CPL) o WRF é completamente acoplado ao modelo oceânico (ROMS) que resolve a estrutura tridimensional do oceano.

No experimento 3, o modelo unidimensional de camada de mistura oceânica é baseado na formulação de Pollard et al. (1973) e implementado no WRF por Davis et al. (2008). Este modelo incorpora o *feedback*, obtido da mistura e aprofundamento da camada de mistura oceânica induzida pelo vento, na forma de mudanças na TSM que é posteriormente repassada para o WRF. Usando a tensão de cisalhamento do vento fornecida pelo modelo atmosférico, o modelo unidimensional emula correntes na camada de mistura que resultam no entranhamento de água fria proveniente de camadas mais profundas levando a mudanças na TSM. Este modelo é bastante simplificado, ele não assume transferência de calor entre os pontos de grade e tampouco considera advecção horizontal que induzem bombeamento de Ekman e resfriamento da superfície do mar.

Neste experimento (WRF-OML), a profundidade inicial da camada de mistura foi definida em 50 m e espacialmente uniforme, e a taxa de decaimento da temperatura (*lapse rate*) abaixo da camada de mistura foi definida em  $0,14^{\circ}\text{C}/\text{m}$ . Esta profundidade da camada de mistura está próxima de valores reportados no Canal de Moçambique (e.g. Mavume, 2008).

Foram selecionados 4 sistemas para serem simulados, mas apenas um foi analisado detalhadamente. O caso analisado detalhadamente foi o ciclone tropical Idai. Este caso recente, e um dos mais destrutivos já registrados na região do SWIO e ocorrido durante o desenvolvimento desta tese, merece destaque por ter sido o balizador da configuração do módulo atmosférico do COAWST, o WRF. A Tabela 3.6 os nomes dos sistemas simulados, suas datas de inicialização e de término e o campo atmosférico em larga escala usado para fornecer as condições iniciais de contorno. Com exceção do Eline, todos os sistemas foram simulados por um período próximo de 7 dias.

Tabela 3.6. Nomes, datas de início, e término e campo usado como condição inicial e de contorno dos sistemas simulados.

Nome do ciclone	Início da simulação	Término da simulação	Condição inicial e de contorno
Idai	1200 UTC 09/03/2019	1200 UTC 16/03/2019	GFS025
Funso	0600 UTC 20/01/2012	0600 UTC 28/01/2012	ERA5
Favio	0000 UTC 16/02/2007	0000 UTC 23/02/2007	ERA5
Eline	0000 UTC 19/02/2000	1200 UTC 22/02/2000	ERA5

### 3.6 Dados observacionais

Algumas informações observacionais por satélites foram usadas no presente trabalho para comparar os resultados simulados e/ou fazer uma breve descrição das condições ambientais em que o caso de estudo simulado se desenvolveu. Tais dados são descritos de forma a seguir de forma breve.

#### 3.6.1 Temperatura da superfície do mar do GHRSSST

As informações de TSM usadas para comparar com as simulações são provenientes do produto *Multi-scale Ultra-high Resolution SST* (MUR; Chin et al., 2017) produzido pelo *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST). O MUR é um produto de TSM global, diário e com resolução espacial  $0,01^\circ \times 0,01^\circ$  (~1 km). Este produto de TSM de altíssima resolução espacial incorpora medições de diversas fontes, incluindo informações de vários sensores a bordo de vários satélites e também medições *in-situ*, para reconstruir a TSM global aplicando interpolação ótima para preencher lacunas em regiões onde as observações não se encontram disponíveis em dado momento. Estes dados estão disponíveis desde 2002 até o presente.

#### 3.6.2 Anomalias da altura da superfície do mar

Informações da anomalia da altura da superfície do mar (*sea surface height anomaly* – SSHA) obtidas a partir de altimetria por satélite são produzidas pela *Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data* (AVISO) e atualmente distribuídas pela

*Copernicus Marine Environment Monitoring Service* (CMEMS; <http://marine.copernicus.eu>). Os mapas espaciais da SSHA a partir da combinação de medições de diferentes satélites e espacialmente interpolados para preencher eventuais lacunas (Ducet et al., 2000). O produto é disponibilizado em uma grade global regular com  $1/4^\circ$  de resolução espacial e uma resolução temporal diária, partindo desde finais de 1992 até o presente.

### **3.6.3 Precipitação do GPM**

Estimativas de precipitação por satélites do *Global Precipitation Measurement* (GPM; Hou et al., 2014), uma constelação satélites geoestacionários e órbita baixa que provê medições de precipitação e neve. Foram usadas informações de precipitação derivadas do algoritmo *Integrated Multi-Satellite Retrievals for GPM* (IMERG), que combina medições de quaisquer de satélites em operação para estimar a precipitação na maior parte da superfície da Terra. As estimativas do IMERG são fornecidas em uma grade global de  $0,1^\circ$  ( $\sim 10$  km) de resolução espacial e em três resoluções temporais (acumulados de 3 minutos, 3 horas e diários) desde 2015 até ao presente.

## 4 Representação dos ciclones tropicais no Sudoeste do Oceano Índico pelas reanálises do CFS e ERA5

Neste capítulo é apresentada a avaliação da performance das reanálises atmosféricas do CFS e do ERA5 em representar ciclones tropicais no SWIO, tendo como base os dados de referência do IBTrACS. Contudo, a disponibilidade de uma série de dados BT extensa torna oportuna a atualização da climatologia destes sistemas no SWIO. Neste contexto, uma breve climatologia dos ciclones tropicais no SWIO é apresentada com base nos dados BT do IBTrACS.

### 4.1 Climatologia de ciclones tropicais no SWIO

Na Tabela 4.1 estão os valores totais e médios mensais de ocorrência de ciclones tropicais no SWIO para dois períodos (P1 e P2). Para o período mais longo (P1, 1980 – 2019), 441 ciclones estão presentes nos dados do IBTrACS, correspondendo a uma média 11,03 ciclones tropicais por temporada. Este valor médio de longo período se encontra entre aqueles reportados por trabalhos anteriores como Mavume et al. (2009) (10,5 ciclones por ano no período 1980 – 2007) e Fink & Speth (1998) (12 ciclones por ano no período 1968 – 1997), cujas climatologias consideraram períodos de dados que abrangem temporadas anteriores a 1990. Do total, 290 (65,8%) sistemas ocorrem entre Janeiro e Março, o pico da atividade ciclônica.

Tabela 4.1. Climatologia mensal e anual de ciclones tropicais no SWIO para os períodos 1980 – 2019 (P1) e 2000 – 2019 (P2), representadas pela média e desvio padrão (DP).

Mês	P1: 1980 – 2019		P2: 2000 – 2019	
	Número	Média ± DP	Número	Média ± DP
Novembro	44	1,10 ± 0,81	23	1,15 ± 0,81
Dezembro	54	1,35 ± 0,92	26	1,30 ± 0,80
Janeiro	104	2,60 ± 1,37	47	2,35 ± 1,35
Fevereiro	103	2,58 ± 1,13	43	2,15 ± 1,04
Março	83	2,08 ± 1,16	41	2,05 ± 1,15
Abril	53	1,33 ± 0,83	27	1,35 ± 0,88
Total	441	11,03 ± 2,54	207	10,35 ± 2,62

Considerando apenas o período mais recente de dados (P2, 2000 – 2019; Tabela 4.1), 207 sistemas ocorreram segundo os dados de referência do IBTrACS, com um padrão de distribuição médio mensal comparável ao período P1. O período P2 possui uma média anual de 10,35 ciclones por temporada; embora este valor se encontre relativamente próximo à climatologia de longo período encontrada por Mavume et al. (2009), ele é ligeiramente maior aos valores médios reportados por trabalhos baseados em períodos mais recentes de dados, como por exemplo em Griffin & Bosart (2014) onde se reporta 9,4 ciclones por ano no período 1990 – 2013 e em Leroux et al. (2018), 9,7 ciclones por ano no período 1999 – 2016. Contudo, uma comparação direta com climatologias anteriores precisa ser cautelosa uma vez que diferentes fontes de dados, períodos e extensão da área do SWIO são considerados por cada pesquisa, além de que alguns trabalhos consideram apenas sistemas com intensidade igual ou superior a 17 m/s (e.g. Fink & Speth, 1998).

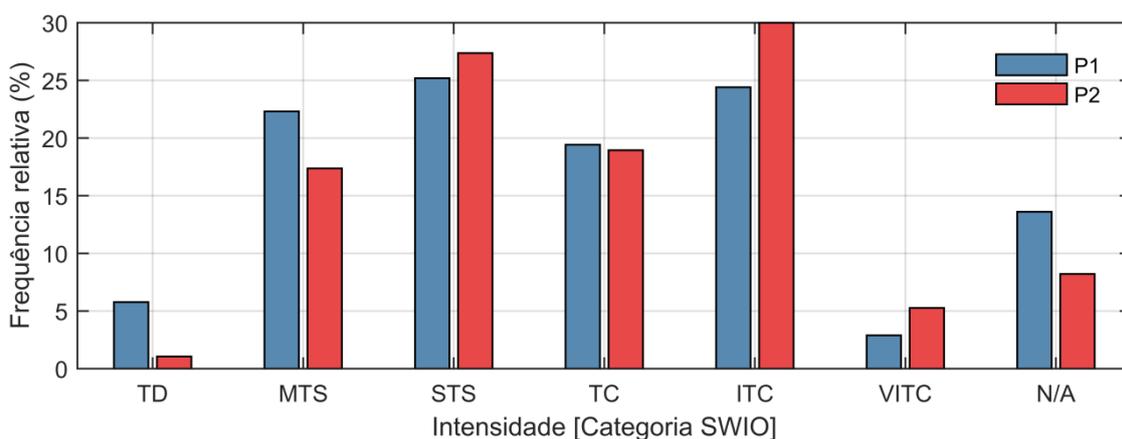


Figura 4.1. Distribuição da frequência relativa percentual em relação ao total dos sistemas com registro de intensidade, estratificada pela categoria de intensidade dos sistemas de acordo com a classificação usada no SWIO (TD, MTS, STS, ITC e VITC; Tabela 3.2) para os períodos P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019). N/A representa o percentual de sistemas sem informação de intensidade em relação ao total de ocorrências.

A Figura 4.1 mostra a frequência de ocorrências de sistemas no SWIO estratificados por sua categoria de intensidade. Do total de 441 (207), 60 (17) sistemas, não possuem informações de intensidade para o período P1 (P2), correspondente a aproximadamente 14% (8%). A frequência de ocorrência dos sistemas com registros de intensidade mostra uma distribuição próxima da normal; a maior frequência ocorre entre os estágios de tempestade tropical moderada (MTS) a ciclone tropical intenso (ITC). Durante P1 (P2), aproximadamente 94% (99%) atingiram no mínimo o estágio de MTS, intensidade a partir da qual o sistema é

atribuído um nome específico, e outros 47% (54%) atingiram o estágio de ciclone tropical, equivalente ao estágio de Furacão categoria 1 na escala de Saffir-Simpson.

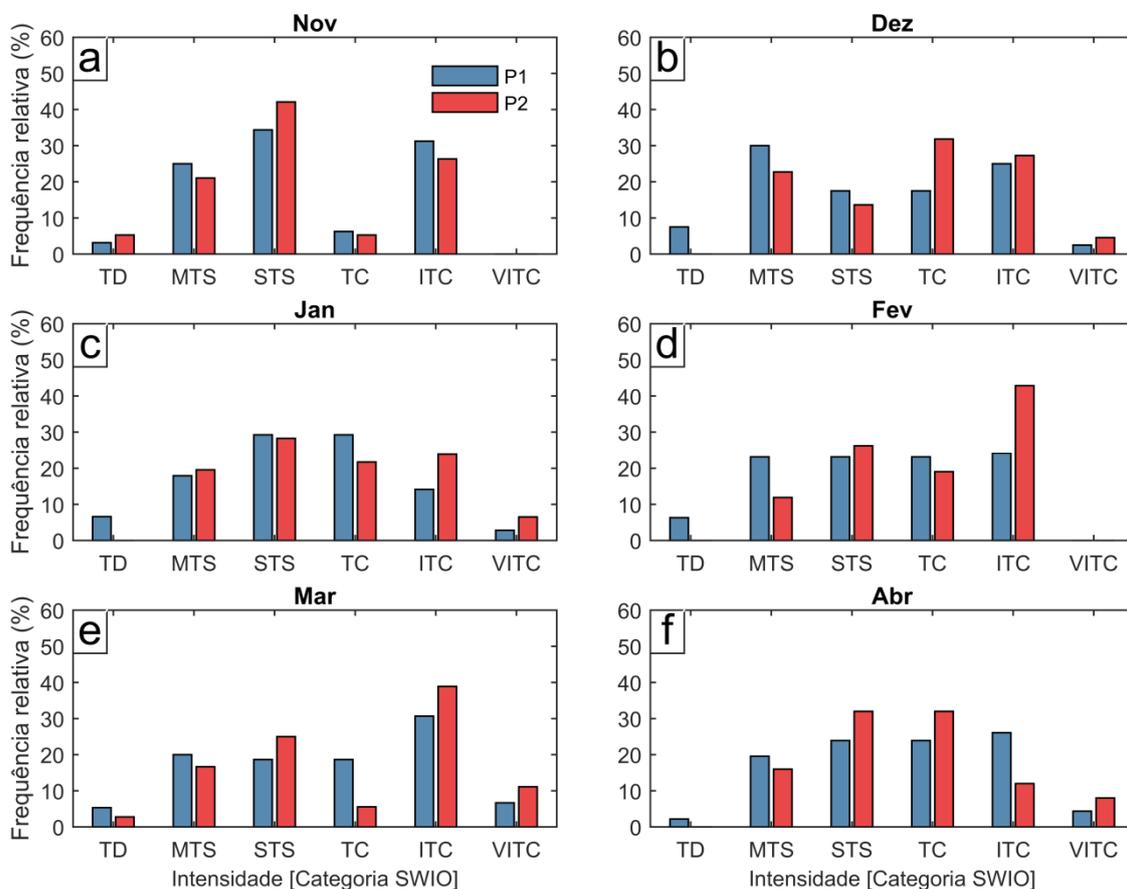


Figura 4.2. Distribuição da frequência relativa estratificada por categoria de intensidade, agrupadas mensalmente. A frequência é relativa ao total mensal de sistemas com registro de intensidade, para os períodos P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019).

Mensalmente, a distribuição de frequência de ocorrência dos sistemas em função de sua intensidade não mostra padrão preferencial nos diferentes meses para o período 1980 – 2019 (P1), conforme a Figura 4.2. Por outro lado, para a extensão de dados mais recentes (P2, 2000 – 2019), a distribuição de frequência em função da categoria dos sistemas mostra uma preferência no pico de ocorrência em função dos meses, onde o pico na frequência de ocorrência tende a deslocar-se para o estágio (categoria) de sistemas mais intensos com a evolução da temporada ciclônica (Figura 4.2). Para este período (P2), durante mês de Novembro (Figura 4.2a), o pico de frequência (~40%) ocorre para sistemas cuja intensidade máxima não excede a categoria tempestade tropical severa (STS) e nenhum ciclone tropical muito intenso se formou neste mês. Nos meses subsequentes de Dezembro (Figura 4.2b) e Janeiro (Figura 4.2c), a frequência aumenta para os sistemas que atingem o estágio de ciclone

tropical (TC) e ciclone tropical intenso (ITC); enquanto os sistemas cujo vento máximo se encontra na categoria de ciclone tropical intenso (ITC) são os mais frequentes durante os meses de Fevereiro (Figura 4.2d) e Março (Figura 4.2e). Este padrão de distribuição está particularmente relacionado com as condições na superfície e subsuperfície do oceano, como a temperatura da superfície do mar e o conteúdo de calor integrado desde a superfície à isoterma de 26°C (*tropical cyclone heat potential*; Leiper & Volgenau, 1972), que atingem seu pico favorável à formação e intensificação de ciclones tropicais durante os meses de Fevereiro e Março ao longo do SWIO (Mavume et al., 2009; Malan et al., 2013), sustentando a ocorrência de sistemas mais intensos nestes meses. Contudo, é curioso notar que no pico da temporada (Fevereiro) nenhum ciclone tropical muito intenso se formou, enquanto sua ocorrência nos demais meses (exceto Novembro) foi observada. Embora a razão para este padrão não esteja clara, é possível que seja devido a definição do limiar entre ciclones muito intensos (VITC) e intensos (ITC), uma vez que a frequência dos últimos mostra um pico bem expressivo em Fevereiro, à custa de nenhuma ocorrência para os primeiros.

As informações expostas na Tabela 4.1 mostram mudanças nos valores médios de ocorrências dos ciclones no SWIO. A redução na média anual de longo período (P1) de 11,03 para 10,35 ciclones por temporada no período mais recente (P2) sugere maior frequência de ciclones entre os anos 1980 e 1999 (11,7 ciclones por temporada), mostrando que cada vez menos sistemas se formam nesta porção oceânica do Índico com o decorrer do tempo. A Figura 4.3a mostra a variabilidade interanual de todos os sistemas no SWIO para o período P1 (1980 – 2020). O ajuste linear, através da regressão linear simples, apresenta um coeficiente angular negativo (-0,0631; estatisticamente significativo ao nível de 90% pelo teste *t-student*) sugerindo tendência de redução na atividade ciclônica, e esta redução é notada principalmente para os sistemas mais fracos (TD e MTS), conforme ilustra a Figura 4.3b.

Contrariamente aos sistemas mais fracos, os sistemas mais intensos (ITC e VITC) apresentam tendência de aumento (Figura 4.3d). Esta tendência é consistente com resultados de anteriores (e.g. Mavume et al., 2009; Malan et al., 2013) e estatisticamente diferente de zero ao nível de confiança de 95% pelo teste *t-student*. Mavume et al. (2009) encontraram correlação positiva entre o aumento no número de dias de ciclones intensos e um ligeiro aumento na temperatura da superfície do mar (TSM) no SWIO, enquanto Malan et al. (2013) mostraram que o aumento no número de dias de ciclones intensos coincide com a tendência aumento do conteúdo de calor no SWIO.

Em um contexto de mudança climática de origem antropogênica, por um lado, a redução na frequência total de ciclones tropicais é consistente com as projeções climáticas para o SWIO, que sugerem uma redução futura na frequência de ocorrência destes sistemas, associado ao fortalecimento da estabilidade estática da atmosfera devido ao aquecimento da alta troposfera (Malherbe et al., 2013). Por outro lado, o aumento do conteúdo do calor oceânico além de induzir maior frequência de sistemas mais intensos, também conduzirá ao fortalecimento da intensidade destes sistemas no SWIO, conforme sugerem os experimentos de sensibilidade para um ciclone tropical intenso pretérito, considerando condições de TSM de cenários futuros (Thompson et al., 2021). Contudo, afirmações sobre tendências precisam ser cautelosas devido a existência de incertezas nos dados, sobretudo para os períodos anteriores a temporada de 2000, conforme será discutido mais adiante.

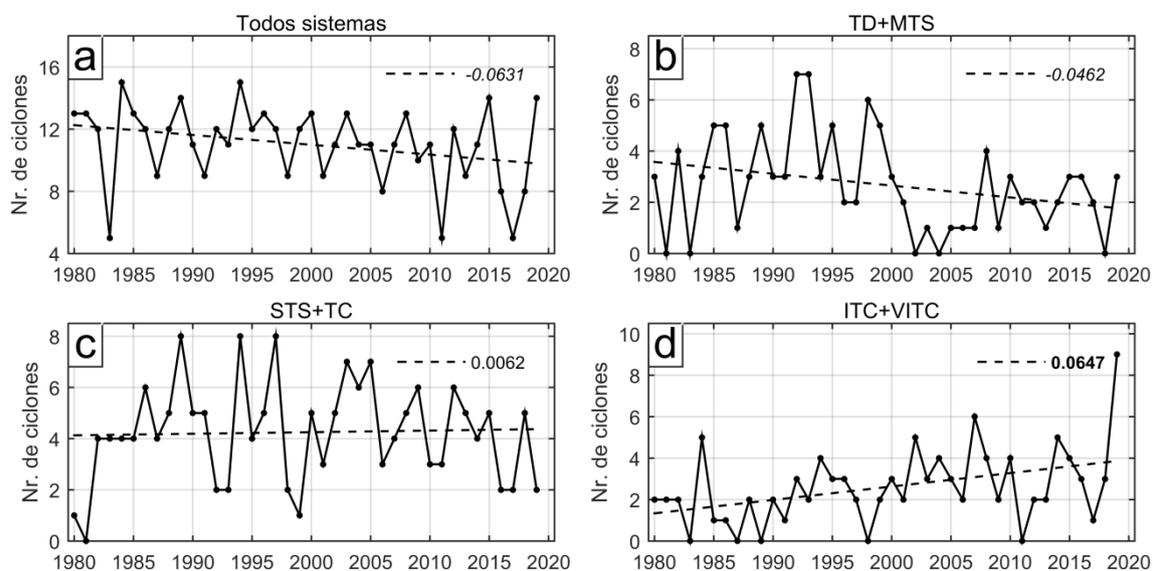


Figura 4.3. Variabilidade interanual de ciclones tropicais no SWIO para o período 1980 – 2019, representado por (a) todos os sistemas registrados, (b) sistemas menos intensos (TD+MTS), (c) sistemas de intensidade intermediária (STS+TC) e (d) sistemas intensos (ITC+VITC). As retas tracejadas representam o ajuste aos pontos através da regressão linear simples. Os números nas legendas indicam o coeficiente angular, valores estatisticamente diferentes de zero aos níveis de confiança de 95% e 90% estão em negrito e itálico, respectivamente.

## 4.2 Avaliação das reanálises do CFS e ERA5

Nesta subseção, a capacidade de representação de ciclones tropicais pelas reanálises atmosféricas do CFS e do ERA5 é avaliada a partir do método de correspondência direta, descrito na seção 3.4.

#### 4.2.1 Probabilidade de detecção

A probabilidade de detecção (*probability of detection* – POD) é uma medida estatística que expressa a taxa de acerto (Wilks, 2011). Para o caso das comparações dos ciclones tropicais do IBTrACS e os rastreados pelo TRACK nas reanálises, a POD é definida como sendo a fração (percentual) entre o número de sistemas presentes nas reanálises que possuem correspondência nas observações sobre o total de sistemas observados no IBTrACS. Outra métrica útil para avaliar a habilidade de detecção das reanálises seria a taxa de falso alarme (*false alarm rate*; Wilks, 2011), contudo o modo (limiar de vorticidade) como os sistemas foram rastreados e/ou filtrados/isolados constrange a aplicação desta métrica.

A Tabela 4.2 sumariza a capacidade das reanálises em detectar os ciclones tropicais com correspondência no IBTrACS, pelo método de correspondência direta. Para o período de estudo completo (P1, 1980 – 2019), 488 sistemas foram registrados no SWIO de acordo com os dados do IBTrACS sem aplicação de um controle de qualidade, isto é, considerando os dados originais do IBTrACS sem filtrar os sistemas. Destes, 47 (9,6%) sistemas têm duração inferior ou igual a 2 dias e/ou possuem sobreposição espacial e temporal com outros sistemas; quase todos (46 sistemas) registrados em temporadas ciclônicas anteriores ao ano 2000. Com a inclusão destes sistemas na base de dados do IBTrACS, a probabilidade de detecção (POD) dos ciclones tropicais pelas reanálises fica em torno de 90,5% para o CFS e 88,9% para o ERA5, conforme os números entre parênteses na Tabela 4.2. Para o CFS, esta POD é ligeiramente inferior porém comparável ao valor obtido por Hodges et al. (2017) para o Hemisfério Sul com base no CFSR para o período 1980 – 2012, aplicando o mesmo método e ferramenta.

Tabela 4.2. Probabilidade de detecção ou taxa de acerto (POD), em percentagem (%), calculada para o SWIO com base nos sistemas presentes no CFS e ERA5, aplicando o método de método de correspondência. Em parênteses encontra-se a POD considerando todos os sistemas do IBTrACS sem controle de qualidade.

	1980 – 2019	2000 – 2019	2000 – 2011	2012 – 2019
CFS	98,19 (90,57)	100	100	100
ERA5	97,50 (88,93)	99,52	100	98,77

Excluindo os sistemas cuja duração não excede 2 dias e/ou suas ocorrências apresentam sobreposição temporal e espacial com algum outro sistema, restam 441 sistemas nos registros do IBTrACS para o domínio definido do SWIO. Nestas condições, a taxa de

acerto (POD) das reanálises é melhor e fica próxima de 98% em ambas reanálises (Tabela 4.2). A imposição no tempo de vida mínimo dos sistemas (2 dias) durante o rastreamento explica parcialmente a melhora na POD das reanálises. Adicionalmente, existe uma incerteza associada a alguns sistemas nos dados do IBTrACS, particularmente os de curta duração. Uma inspeção visual nos dados do IBTrACS revelou que parte dos sistemas excluídos são fragmentos de outros sistemas com durações maiores ou sistemas com registros duplicados na mesma temporada ciclônica (não ilustrado).

A ocorrência de sistemas com duração não superior a dois dias mostra um decréscimo com o tempo, e a partir da temporada de 2000 nenhum sistema foi registrado (Figura 4.4). De fato, informações mais antigas estão sujeitas a incertezas, particularmente antes de 1993 quando ainda não havia sido estabelecido o centro regional especializado (RSMC-LR) (WMO, 2016); e o monitoramento dos sistemas era feito individualmente pelas agências meteorológicas de alguns países do SWIO. Sem um procedimento operacional padrão entre as elas, algumas agências rastreavam de forma completamente separada circulações associadas a diferentes estágios do mesmo sistema (Schreck et al., 2014), que são incluídos como sistemas distintos no IBTrACS. Embora o IBTrACS seja um projeto relativamente recente, ele apenas une os dados provenientes de diversas fontes, sem que nenhuma reanálise seja feita, como por exemplo, revisita às imagens de satélites e outros dados (Knapp et al., 2010). O controle de qualidade para os dados do SWIO parece ser uma empreitada em curso, conforme referem Leroux et al. (2018).

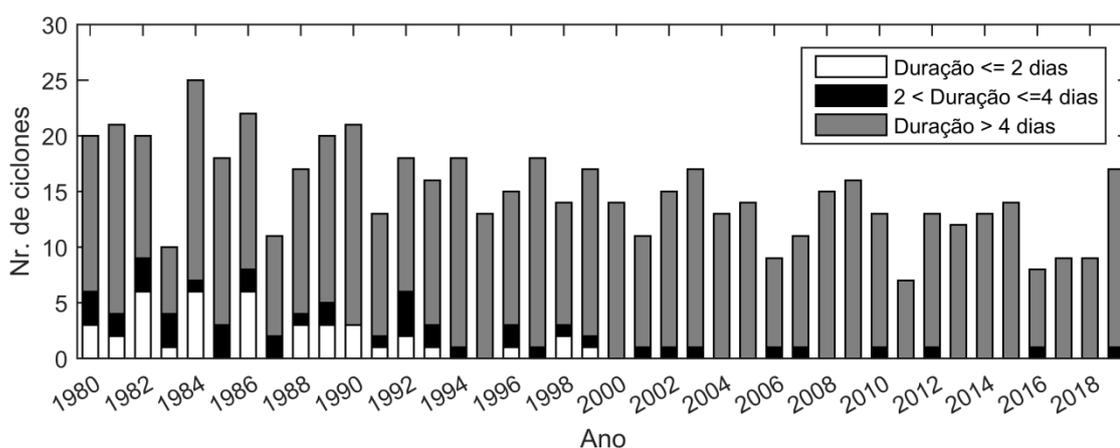


Figura 4.4. Variabilidade interanual de ciclones tropicais no SWIO discriminada pelo tempo de vida dos sistemas, com base nos dados do IBTrACS.

Para as últimas duas décadas de dados (P2, 2000 – 2019), a reanálise do CFS foi capaz de detectar todos os sistemas presentes no IBTrACS (POD de 100%) e o ERA5 detectou

99,52% deles, revelando melhorias no período mais recente (Tabela 4.2). Além da exclusão do período menos confiável (1980 – 1999), a melhoria na taxa de acerto das reanálises está relacionada à qualidade e quantidade de dados assimilados pelas reanálises (Saha et al., 2010; Hersbach et al., 2020). A Tabela 4.2 também mostra que o conjunto do CFS manteve uma POD consistente de 100% entre os dois períodos distintos que marcam o final do CFSR (P3, 2000 – 2011) e a introdução do CFSv2 (P4; 2012 – 2019), sugerindo não haver diferenças na capacidade de detecção de ciclones tropicais entre o CFSR e CFSv2. Para o ERA5 a POD é de 100% para o período 2000 – 2011, e é relativamente menor no período 2012 – 2019 (98,77%), no qual um sistema presente no IBTrACS não foi reproduzido.

#### 4.2.2 Duração dos sistemas

Os ciclones tropicais no SWIO possuem um tempo de vida médio próximo de 10 dias, de acordo com os dados do IBTrACS para o período mais extenso de dados (P1; 1980 – 2019), com ligeiras variações nos demais períodos considerados (Tabela 4.3), porém sem significância estatística ao nível de 95% pelo teste *t-student*.

Tabela 4.3. Duração média  $\pm$  desvio padrão dos ciclones tropicais no SWIO conforme o IBTrACS, CFS e ERA5 para diferentes períodos de dados. Em parênteses estão os percentis de 10, 50 e 90%.

	P1 (1980 – 2019)	P2 (2000 – 2019)	P3 (2000 – 2011)	P4 (2012 – 2019)
IBTrACS	10,4 $\pm$ 4,6 (4,9/10,0/16,1)	10,7 $\pm$ 4,2 (5,6/10,0/15,5)	11,2 $\pm$ 4,5 (6,3/10,5/17,1)	10,0 $\pm$ 3,5 (5,2/9,8/14,9)
CFS	15,5 $\pm$ 6,7 (7,5/14,8/24,5)	17,2 $\pm$ 6,8 (9,1/16,5/25,2)	17,0 $\pm$ 6,4 (9,2/16,0/25,0)	17,4 $\pm$ 7,3 (9,2/17,0/25,6)
ERA5	18,8 $\pm$ 7,3 (10,3 / 17,8 / 20,8)	19,1 $\pm$ 6,7 (10,8/18,4/28,5)	19,0 $\pm$ 6,8 (10,7/18,5/27,6)	19,1 $\pm$ 6,3 (12,1/18,3/30,5)

Seguindo os resultados da subsecção anterior, que definiu a duração mínima dos ciclones em 2 dias, a maioria deles (90%) possui duração inferior a 16 dias para período P1 (Figura 4.5; Tabela 4.3). O padrão de distribuição da duração dos sistemas observados P2 (2000 – 2019) é similar ao período mais longo P1 (1980 – 2019), sugerindo consistência na duração dos sistemas no período mais recente em comparação com o anterior. A comparação entre os períodos considerados P3 e P4 mostra que, no último, a distribuição de frequências encontra-se ligeiramente deslocada para esquerda (Figura 4.5b), sugerindo ocorrência de sistemas com tempos de vida inferiores aos demais períodos, evidenciados também tanto pela

média e desvio padrão ligeiramente menores, quanto pelos percentis (Tabela 4.3). O percentil de 90% para o período P4 é de 14,9 dias, e nenhum ciclone com duração superior a 20 dias ocorreu neste período de dados. Embora raros, sistemas com duração maior que 20 dias são observados no SWIO (~3% entre 1980 e 2019), como o caso atípico do ciclone tropical Eline (Reason & Keibel, 2004) ocorrido entre 01 e 29 de Fevereiro do ano 2000 (duração de 28,5 dias), com formação e dissipação entre as longitudes 115°E e 18°E, respectivamente, de acordo com dados do IBTrACS.

Os dados mostram que em ambas as reanálises os sistemas identificados possuem tempos de vida superiores às observações (Figura 4.5). Conforme a Tabela 4.3, para todo o período de dados (P1) a duração média dos sistemas identificados nas reanálises do CFS (15,5 dias) e do ERA5 (18,8 dias) são aproximadamente 48% e 80% maiores em relação aos sistemas observados presentes no IBTrACS. No período com melhor qualidade de dados (P2), a duração média dos sistemas nas reanálises é ligeiramente maior, 17,20 dias para o CFS e 19,05 dias para o ERA5, aumentando as diferenças comparativamente ao IBTrACS (Tabela 4.3). A Figura 4.5a mostra que a distribuição destes sistemas de durações maiores é generalizada ao longo dos diferentes intervalos de duração. A temporada de 2000 marca a chamada era moderna de satélites meteorológicos (Hersbach et al., 2020), e a assimilação destes dados pelas reanálises, e a consequente melhoria na representação dos campos de larga escala, pode explicar o aumento no tempo de vida dos sistemas rastreados nas reanálises pelo TRACK.

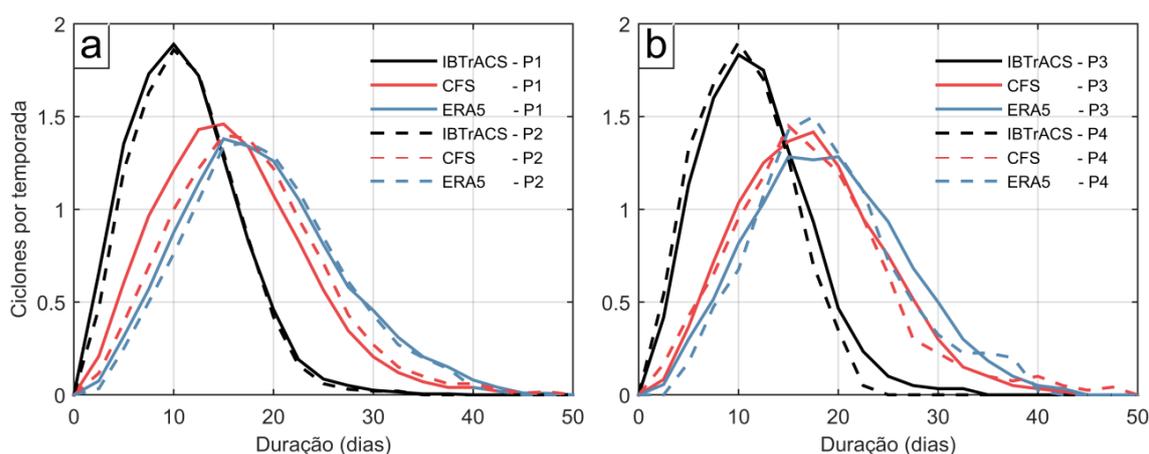


Figura 4.5. Distribuição de frequência (ciclones por temporada) da duração (em dias) dos ciclones nos dados do IBTrACS, CFS e ERA5 para os períodos (a) P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019), e (b) P3 (2000 – 2011) e P4 (2012 – 2019), separados em intervalos de dois dias.

Comparando as durações de ambas reanálises de modo geral, os ciclones tropicais identificados no ERA5 possuem durações mais longas que o CFS, tanto em termos médios (Tabela 4.3) quanto nos diferentes intervalos de distribuição (Figura 4.5). Contrariamente ao IBTrACS, e embora não estatisticamente significativa, a duração dos sistemas rastreados no CFS no período P4 (correspondente ao CFSv2) é, em média, maior que no período P3 (correspondente ao CFSR a partir da temporada de 2000), ilustrando ligeiras diferenças nos dois conjuntos do CFS (Tabela 4.3); diferença similar é notada também para o ERA5 nos dois períodos de comparação.

As durações estendidas dos ciclones tropicais identificados nas reanálises estão ligadas ao processo de rastreamento, como a definição de um limiar relativamente baixo de vorticidade relativa e também pela não imposição de qualquer critério de identificação (dependente do ciclo de vida do sistema) durante o rastreamento. Estas peculiaridades permitem ao TRACK rastrear sistemas ainda em seus estágios percursoros (distúrbios ondulatórios, por exemplo) até eventuais transições extratropicais ou depressões persistentes após a penetração dos ciclones no continente. Apesar de as trajetórias do IBTrACS no SWIO serem ligeiramente mais longas comparativamente à outras bases de dados como o da *Joint Typhoon Warning Center* por exemplo (Murakami, 2014), o acompanhamento dos sistemas não abrange estágios de vida tão prolongados, limitando-se muitas vezes aos estágios do ciclo de vida típicos dos ciclones tropicais.

### 4.2.3 Densidade de trajetórias e gênese

A distribuição espacial da densidade de trajetórias dos ciclones tropicais no SWIO com base na referência observacional do IBTrACS e das reanálises do CFS e ERA5, para os períodos P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019) está ilustrada na Figura 4.6. Conforme o IBTrACS (Figura 4.6a e b) a maior densidade de trajetórias observada de ciclones tropicais, com valores entre ~1 e ~3,5 ciclones por temporada por área, ocorre ao longo da faixa zonal entre 10 e 20°S, entre as longitudes 50 e 95°E. Esta faixa corresponde à principal região de formação de ciclones tropicais no SWIO (Gray, 1968; Jury, 1993; Mavume et al., 2009; Leroux et al., 2018). Ao longo do Canal de Moçambique, é notável um máximo relativo na densidade de trajetórias, com valores atingindo 2 ciclones por temporada, sendo consistente com Mavume et al. (2009) que encontraram uma ocorrência média de 2 dois ciclones por ano na mesma região. Este máximo de densidade ciclônica no Canal de Moçambique se estende

por latitudes mais ao sul comparativamente à porção do SWIO a leste da ilha de Madagascar, e além de sistemas que deslocam para dentro do canal a partir do oceano aberto a leste de Madagascar, este aumento da atividade ciclônica nesta porção do SWIO também está relacionada a sistemas que se formam dentro do próprio Canal de Moçambique. O padrão de variabilidade espacial da densidade de ciclones no SWIO representado pelo IBTrACS é bastante similar tanto no período P1 (Figura 4.6a) quanto no período P2 (Figura 4.6b).

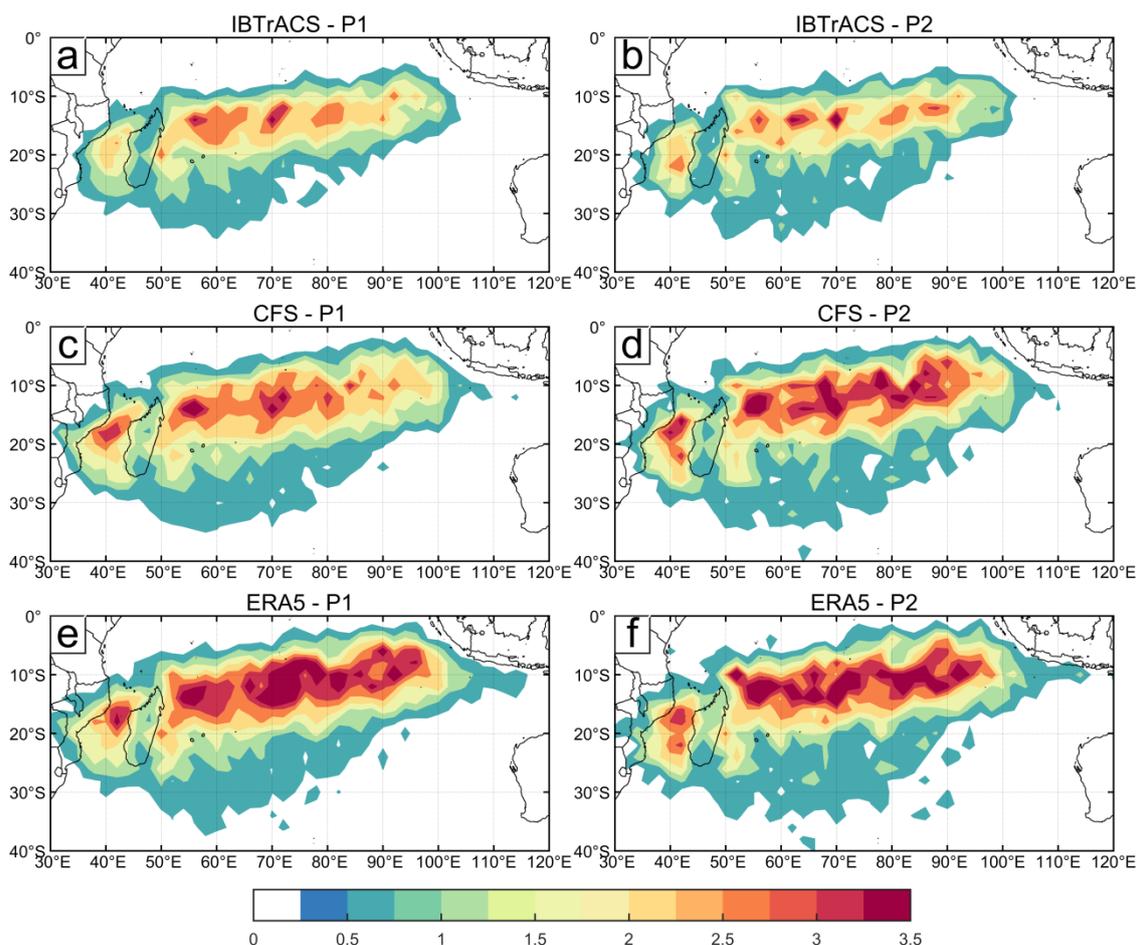


Figura 4.6. Densidade de trajetórias (ciclones por temporada) conforme representado pelos dados do (a, b) IBTrACS, (c, d) CFS e (e, f) ERA para os períodos P1 (1980-2019; painel esquerdo) e P2 (2000-2019; painel direito). Os pontos das trajetórias dos ciclones foram agrupados espacialmente em grades de  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  de latitude e longitude.

O padrão espacial da densidade de sistemas representado pelas reanálises do CFS (Figura 4.6c) e ERA5 (Figura 4.6e) é similar à referência do IBTrACS (Figura 4.6a), como é de esperar, uma vez que os mesmos sistemas estão sendo considerados, embora note-se um prolongamento mais expressivo a norte de  $5^{\circ}S$  nas reanálises em comparação ao IBTrACS. Em termos de magnitudes, as densidades de ciclones representadas pelas reanálises estão mais

realçadas, com valores máximos atingindo cerca 4,9 e 5 ciclones por temporada por área para o CFS (Figura 4.6c) e ERA5 (Figura 4.6e), respectivamente, para o período P1, valor este que equivale aproximadamente ao dobro da densidade do IBTrACS. Este padrão de magnitude aumentada da densidade de ciclones nas reanálises é devido a sistemas com durações mais longas que os observados; e é ainda mais intenso e espacialmente distribuído no ERA5 onde a duração dos sistemas é, em média, 80% maior que do IBTrACS em ambos períodos P1 e P2 (Figura 4.6e-f) e também no CFS para o período P2 onde a duração dos sistemas é ligeiramente mais estendida que no P1 (Figura 4.6c-d).

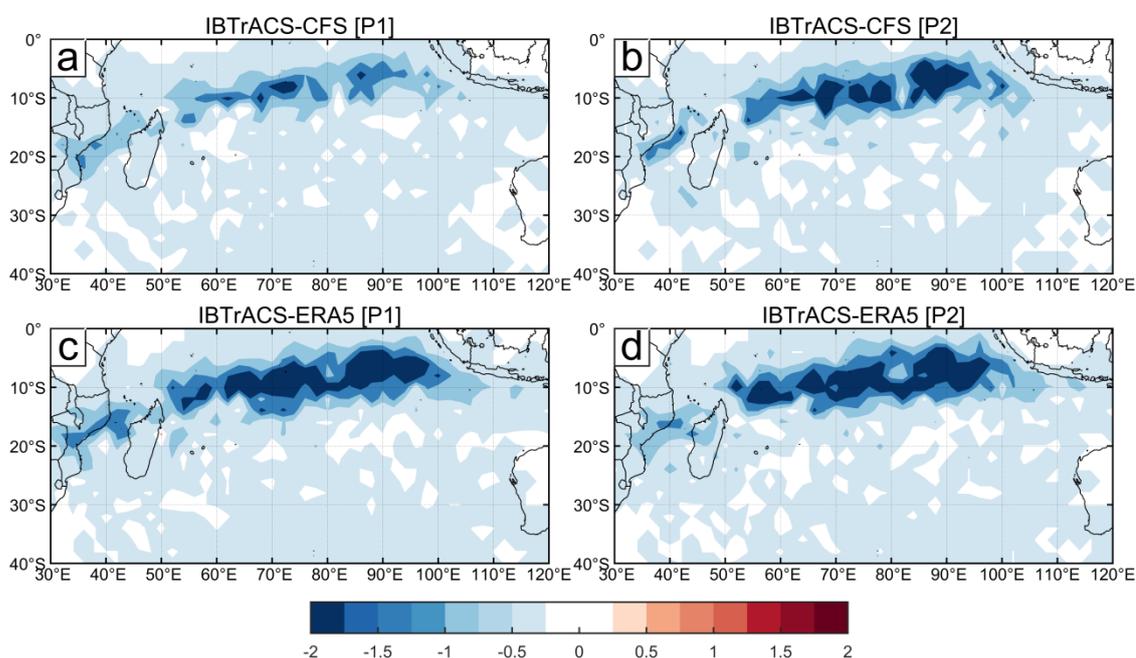


Figura 4.7. Diferença da densidade de trajetórias entre o IBTrACS e a reanálise do (a, b) CFS e (c, d) ERA5 para os períodos 1980–2019 (P1, painel esquerdo) e 2000 – 2019 (P2, painel direito). Os pontos das trajetórias dos ciclones foram agrupados espacialmente em grades de  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$  de latitude e longitude.

A diferença entre a densidade de trajetórias do IBTrACS em relação às reanálises do CFS e do ERA5 (Figura 4.7) mostra diferenças negativas substanciais entre os dados observacionais e as reanálises entre na faixa latitudinal entre 5 e 15°S na região oceânica a leste de Madagascar; o mesmo ocorre na área que se estende de sudoeste a nordeste entre 8 e 22°S ao longo do Canal de Moçambique, mostrando que a densidade de ciclones está enviesada nestas regiões pelas reanálises. Estas faixas correspondem às principais regiões de gênese de ciclones tropicais ao longo do SWIO, tanto nas observações quanto nas reanálises.

O fato de a maior diferença na densidade de trajetórias ocorrer ao longo das regiões de gênese indica que o rastreamento tende a identificar tempos de vida mais longos dos sistemas

durante os estágios precursoros (pré-ciclones) em relação aos estágios pós-ciclone. Por um lado, durante estágios precursoros, uma perturbação tropical pode viajar ao longo da bacia central do SWIO antes que encontre condições favoráveis para seu desenvolvimento e se transforme em ciclone tropical. Distúrbios ondulatórios de leste com durações entre 10 e 20 dias e capazes de organizar convecção conducentes à formação de ciclones tropical já foram identificados no SWIO central (Jury et al., 1991; Jury, 1993). Por outro lado, nos estágios pós-ciclones, os sistemas dissipam-se rapidamente ao penetrar o continente, ou ao encontrar condições atmosféricas baroclínicas de latitudes médias/subtropicais hostis ao seu desenvolvimento, a menos que desta interação os sistemas passem por transição extratropical, o que já foi reportado por alguns trabalhos anteriores (Griffin & Bosart, 2014; Bieli et al., 2019). Vale também notar as que pode se inferir que as diferenças entre as reanálises parece expressiva; estas diferenças devem estar ligadas a características dos sistemas de modelagem usados em cada uma das bases, como sua resolução espacial e esquemas de assimilação de dados.

#### **4.2.4 Diferenças de posição das trajetórias**

A diferença de posição das trajetórias, alternativamente denominada erro de trajetória ou distância de separação, é definida como sendo o comprimento do arco no grande-círculo entre dois pontos dados pelas trajetórias do IBTrACS e da reanálise no mesmo instante de tempo.

A Figura 4.8 apresenta as distribuições de frequência das diferenças médias de posição, definida como diferença média durante todo o ciclo de vida dos sistemas, entre as reanálises e os dados observados do IBTrACS. Para os dois conjuntos de reanálises as distribuições são similares nos diferentes períodos em análise. Para o período mais extenso de dados (P1), as diferenças médias de posição variam desde valores mínimos em torno de 24 km, em ambas reanálises, até valores máximos que podem chegar a 390 e 429 km para o CFS e ERA5, respectivamente. O pico de frequência (valor modal) localiza-se em torno de 50-60 km ( $\sim 0,5^\circ$ ) nos dois conjuntos, sendo que a maior parte dos sistemas, representados pelo percentil de 90%, possui distâncias médias de separação inferior 150 km no CFS e 184 km no ERA, indicando melhor performance do CFS em representar as trajetórias médias dos sistemas no período P1 (Figura 4.8a).

A partir da temporada de 2000 (período P2), embora a moda (pico de frequência) se mantenha em distâncias de separação média em torno dos 50-60 km em ambas as reanálises, sua frequência é maior que no período P1. Este aumento de frequência no valor modal ocorre à custa da redução na frequência para distâncias médias superiores a 90 km, revelando melhorias nas duas reanálises no período mais recente. Adicionalmente, as distribuições mostram que, neste período de dados (P2), a performance do ERA5 em representar trajetórias é ligeiramente superior comparada ao CFS conforme sugere a Figura 4.8a, bem como os valores dos percentis de 90% que ficam próximos de 111 km para o CFS e 89 km para o ERA5.

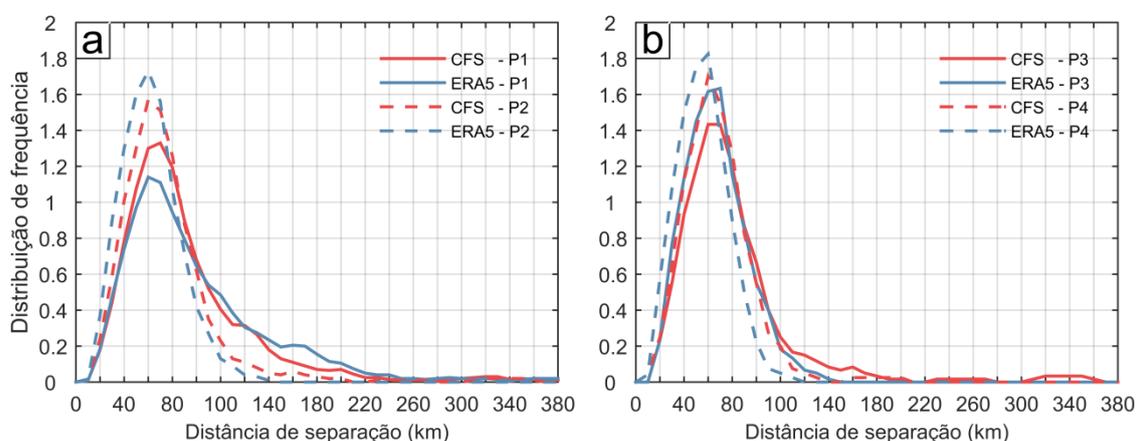


Figura 4.8. Distribuição da distância média de separação (km) entre a trajetória dos sistemas do IBTrACS e das reanálises do CFS e ERA5 para os períodos (a) P1 (1980-2019) e P2 (2000-2019) e (b) P3 (2000-2011) e P4 (2012-2019).

Embora a análise para os períodos P3 (2000-2011) e P4 (2012-2019) (Figura 4.8b) tenha como foco avaliar diferenças no conjunto do CFS (uma vez que o CFSR foi descontinuado para dar lugar ao CFSv2, com plataforma de modelagem e assimilação de dados ligeiramente melhoradas), ambas as reanálises apresentam menores erros médios de trajetória em relação IBTrACS no período P4 em relação ao P3. Este padrão, além de mostrar melhorias do CFSv2 em relação ao CFSR, reforça que de modo geral que as reanálises tendem a representar melhor as trajetórias dos sistemas nos períodos mais recentes.

A distribuição espacial das diferenças médias de posição, em pontos de grade de  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ , entre as reanálises e as observações está apresentada na Figura 4.9. Para o período 1980-2019 (P1; Figura 4.9a, c), ambas reanálises apresentam alguns padrões similares em termos de diferenças de posição. As maiores de diferenças de posições ( $> 150$  km) tendem a ficar concentradas na parte mais tropical do SWIO, principalmente ao norte de  $12^{\circ}S$ ; é nesta

área onde se concentra a maior parte da gênese dos sistemas SWIO, e conforme ilustrado e discutido mais adiante as reanálises tem pouco habilidade em representar as trajetórias nos estágios iniciais dos sistemas. Para o mesmo período, em comum também se encontra a região onde as reanálises apresentam maior concordância espacial com as trajetórias do IBTrACS, com diferenças médias de posição menores que 80 km; estas áreas localizam-se próximo às regiões continentais, particularmente ao longo do Canal de Moçambique e se prolongando por latitudes mais ao sul de 30°S. Adicionalmente, o conjunto do CFS consegue reproduzir, com boa concordância em relação ao ERA5, as trajetórias observadas em uma faixa zonal entre 12 e 22°S na porção oceânica a leste de Madagascar.

Considerando o período 2000-2019 (P2; Figura 4.9b, d), ambos os conjuntos apresentam um padrão espacialmente generalizado de regiões onde as diferenças de posições não excedem os 80 km, particularmente para o ERA5, revelando melhor concordância das reanálises em replicar as trajetórias dos sistemas no período mais recente. Embora o CFS ainda apresente diferenças significativas na porção ao norte 12°S, ao sul desta latitude as diferenças de posição tendem a ser ligeiramente menores em comparação com o ERA5.

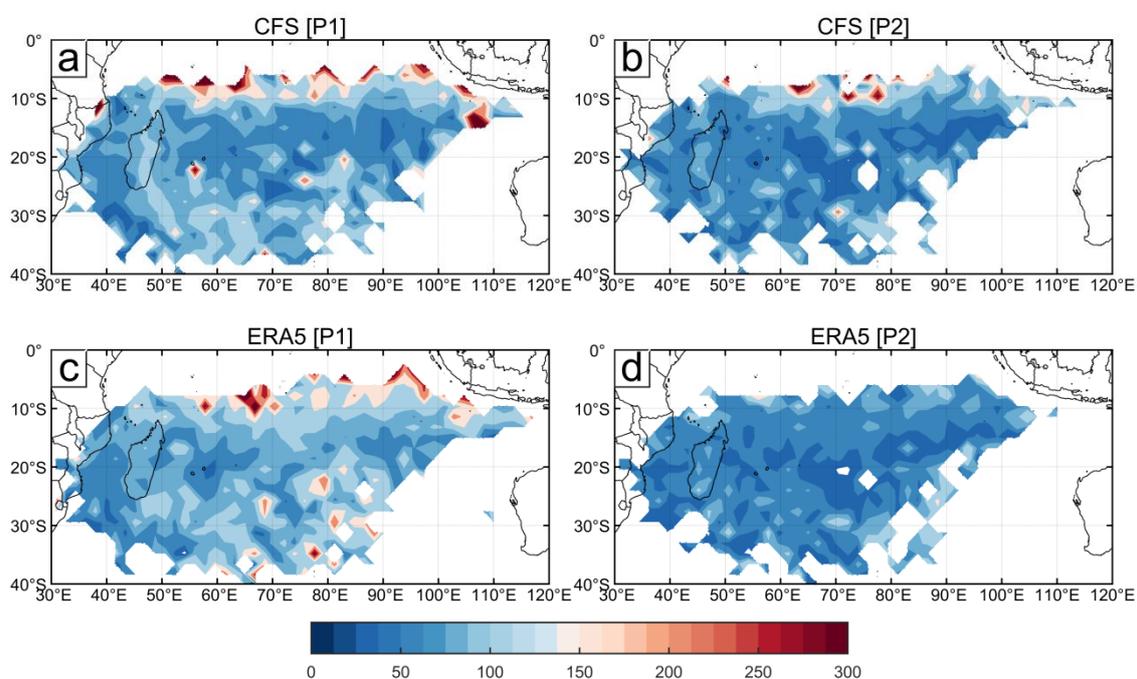


Figura 4.9. Variabilidade espacial da diferença de posição (km) entre os pontos de trajetória do IBTrACS e a reanálise do (a, b) CFS e (c, d) ERA para os período P1 (1980–2019, painel esquerdo) e P2 (2000–2019, painel direito), mapeadas considerando a média da distância de separação em pontos estratificados em uma grade com resolução de 2°x2°.

A Figura 4.10 mostra as diferenças de posição estratificadas pelo estágio de desenvolvimento dos sistemas, de acordo com a classificação usada no SWIO. Os maiores erros de trajetórias ocorrem nos estágios menos intensos dos sistemas (TD e MTS) e decrescem conforme a intensificação dos sistemas, de tal modo que no estágio de ciclone tropical muito intenso (VITC) as reanálises apresentam os menores erros de trajetória. Este padrão é comum em ambas as reanálises, tanto no período 1980-2019 (P1; Figura 4.10a) quanto no período mais recente entre 2000 e 2019 (P2; Figura 4.10b). A comparação entre as reanálises sugere que o ERA5 possui melhor habilidade em representar as trajetórias durante os estágios de menor intensidade (TD e MTS) enquanto o CFS é melhor em reproduzir as trajetórias dos sistemas quando atingem os estágios de intensidade moderada em diante (STS, TC, ITC e VITC).

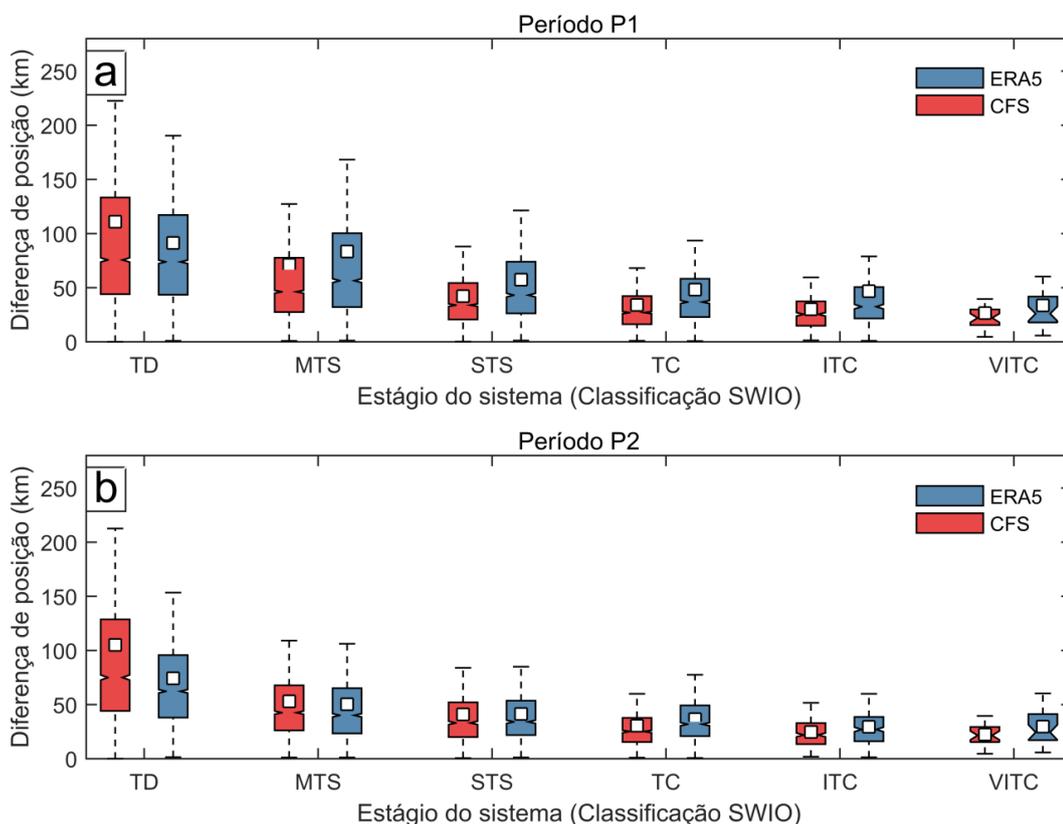


Figura 4.10. Diferenças de posição (km) das trajetórias dos sistemas entre o IBTrACS e as reanálises, estratificadas pelo estágio de intensidade dos sistemas conforme a classificação usada no SWIO. Os quadrados no interior das caixas representam a média.

A Figura 4.10 mostra que, de modo geral, as trajetórias são mal representadas pelas reanálises nos estágios de menor intensidade dos sistemas; contudo, tais estágios são geralmente alcançados tanto durante o processo de intensificação e quanto de decaimento dos

sistemas. Para verificar em qual destas fases as reanálises tendem a sub-representar as trajetórias, a Figura 4.11 apresenta as diferenças de posição estratificadas em horas após o instante inicial reportado pelo IBTrACS. É possível notar que os erros de trajetória são maiores nos instantes iniciais dos sistemas, particularmente entre 00h e 48h, reduzindo gradualmente com o decorrer do tempo até atingir valores mínimos entre 108h e 156h. Considerando que sistemas no SWIO duram em média algo próximo de 10 dias (240h), é razoável afirmar que entre 108 e 156h ocorre, em média, o pico de intensidade dos sistemas, e por isso o menor erro de trajetória situa-se entre estas defasagens em relação ao instante inicial. A partir de 156h em diante as diferenças tendem a aumentar novamente, porém sem atingir os níveis alcançados nos instantes iniciais. A ocorrência de maiores erros de trajetória nos instantes iniciais justifica o fato de eles estarem espacialmente concentrados ao norte dos 12°S, local preferencial de gênese dos sistemas, como ilustra a Figura 4.9. Adicionalmente, as diferenças de posição nos instantes iniciais são maiores no CFS que no ERA5 e essas diferenças são mais exacerbadas no período 1980-2019 (P1; Figura 4.11a) que no 2000-2019 (P2; Figura 4.11b), ilustrando melhora substancial do ERA5 no último período.

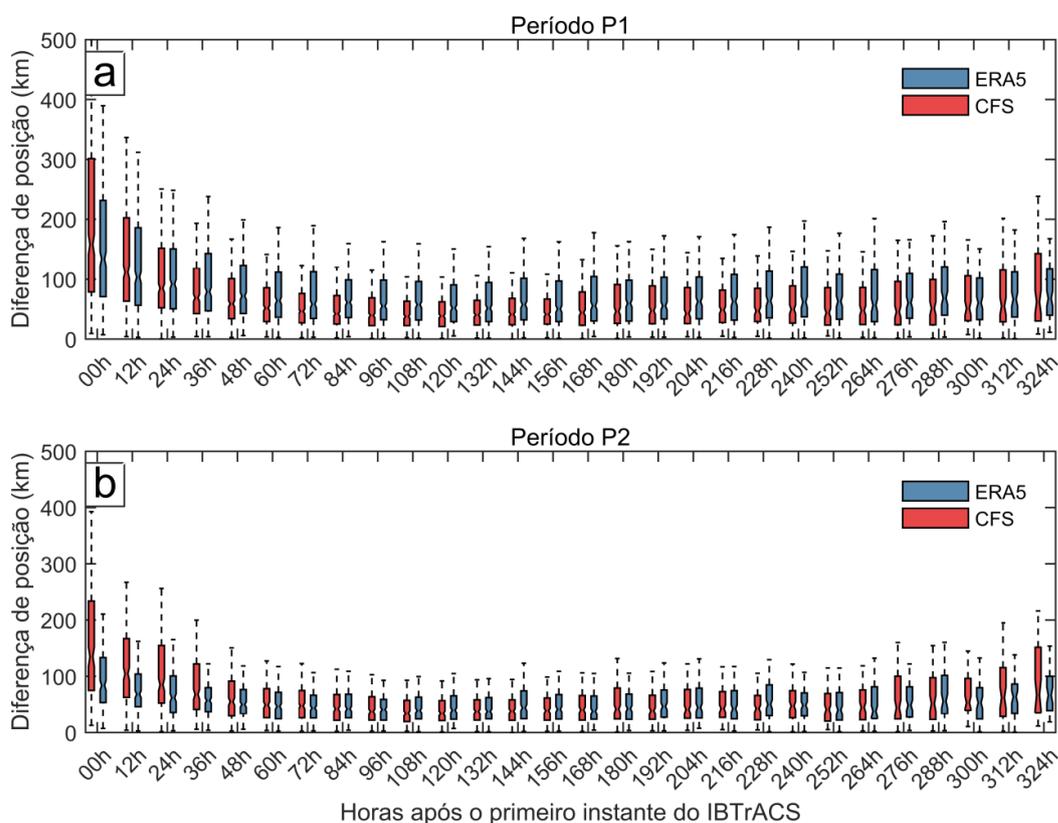


Figura 4.11. Diferenças de posição (km) das trajetórias dos sistemas entre o IBTrACS e as reanálises, estratificadas em horas após o primeiro instante do sistema no IBTrACS (considerado aqui 00h) até a hora 324h, em intervalos de 12h.

#### 4.2.5 Intensidade dos sistemas

##### a) Distribuição da intensidade máxima

Nesta subsecção a intensidade dos sistemas é avaliada com base em informações disponíveis do vento máximo (VMAX) e da pressão mínima ao nível do mar no centro dos sistemas (*minimum sea level pressure* - MSLP). As distribuições destas duas variáveis, considerando o pico dos sistemas (máximo VMAX), estão ilustradas na Figura 4.12.

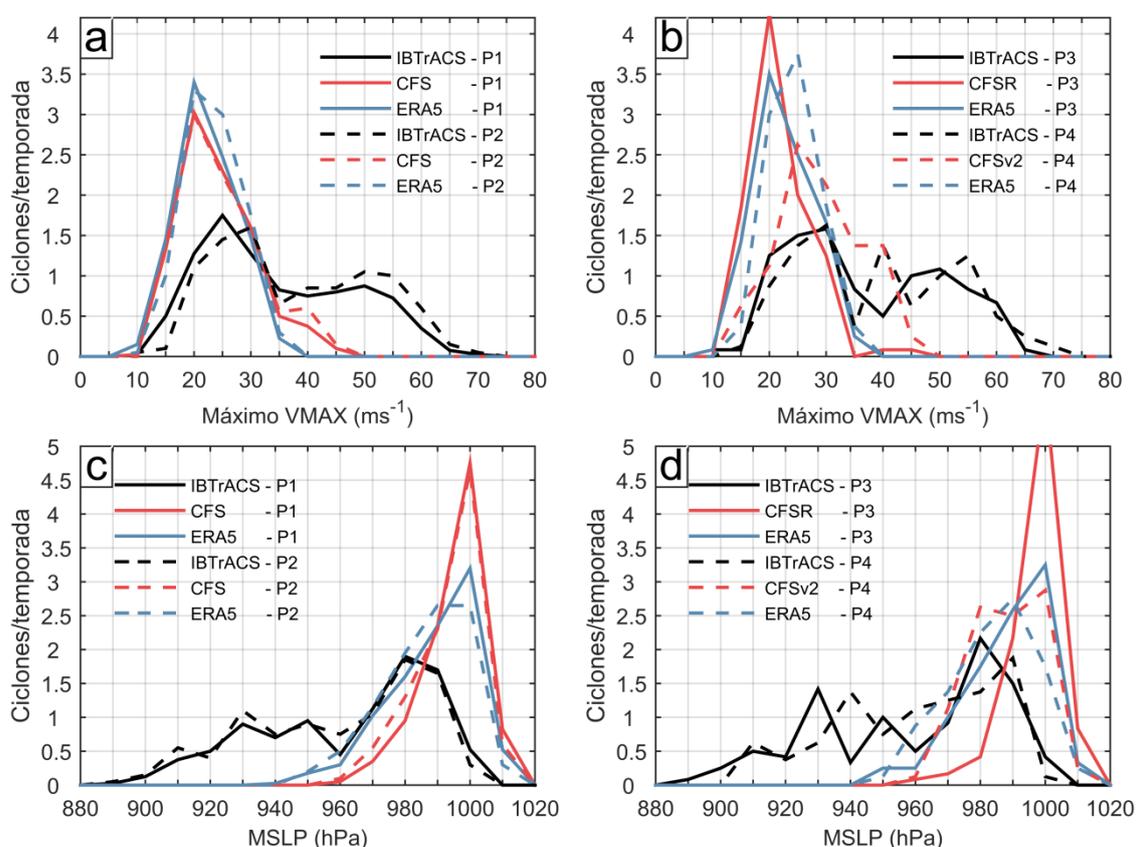


Figura 4.12. Distribuição de frequência (ciclones por temporada) da intensidade dos sistemas de acordo o (a, b) máximo vento máximo (VMAX) e (c, d) correspondente pressão mínima (MSLP) dos sistemas nos dados do IBTrACS, CFS e ERA5 para os períodos (a, c) P1 (1980 – 2019) e P2 (2000 – 2019), e (b, d) P3 (2000 – 2011) e P4 (2012 – 2019).

As distribuições das intensidades mostram, de modo geral, que os sistemas são subestimados pelas reanálises (Figura 4.12a); este comportamento não é surpreendente uma vez que espera-se, a priori, que limitada resolução espacial das reanálises globais impossibilite a reprodução de sistemas tão intensos quanto os observados (e.g. Walsh et al., 2007), mesmo valendo-se do benefício da assimilação de dados. Em termos do vento máximo,

o conjunto da reanálise do CFS consegue representar sistemas mais intensos que o ERA5 particularmente para VMAX acima 30 m/s, tanto no período 1980 – 2019 (P1) quanto para o período relativamente mais recente, entre 2000 e 2019 (P2), sendo que o sistema mais intenso representado pelo CFS atingiu o VMAX superior a 45 m/s e no ERA5 o sistema mais intenso teve seu VMAX restrito em valores próximos de 37 m/s. Ainda em termos do VMAX, é interessante notar que no período mais recente (P2), tanto o IBTrACS quanto as reanálises, particularmente o CFS, tendem a representar maior frequência de sistemas nas caudas de suas distribuições, sugerindo ocorrência de sistemas mais intensos nas últimas duas décadas. Este padrão é consistente à tendência positiva observada no número de ocorrências de ciclones tropicais intensos (ITC) e muito intensos (VITC), apresentada na seção 4. Ainda em relação ao conjunto CFS, esta representação de sistemas mais intensos da cauda de sua distribuição, parece ser uma contribuição particular do CFSv2 em relação ao CFSR, conforme sugere a Figura 4.12b.

Em termos de pressão mínima no centro dos sistemas (MSLP), o padrão parece ser invertido em relação àquele do vento máximo. Para esta variável, a reanálise do ERA5 tende a representar sistemas mais profundos em relação ao CFS, embora ambos conjuntos de reanálises subestimem o aprofundamento dos sistemas (Figura 4.12b). Em comparação ao CFSR, o conjunto do CFSv2 parece ligeiramente melhor ao seu antecessor em termos de abaixamento de pressão, embora na maior parte dos sistemas esse aprofundamento seja inferior ao do ERA5, para o mesmo período de comparação (Figura 4.12c). Estas peculiaridades na representação da intensidade máxima dos sistemas pelas reanálises, onde um conjunto (CFS) consegue representar melhor o VMAX e outro conjunto (ERA5) a MSLP, pode ser indicativo de diferenças na estrutura espacial dos sistemas, conforme representação de cada reanálise.

A Figura 4.13 apresenta a distribuição conjunta do vento máximo sustentado (VMAX) e a pressão mínima no centro do sistema (MSLP), amplamente conhecida como relação vento-pressão. As duas variáveis foram extraídas no momento de intensidade máxima do sistema, definido pelo VMAX. Esta distribuição conjunta realça as características das reanálises mencionadas anteriormente: ambas reanálises subestimam a intensidade dos sistemas, particularmente os mais intensos. O ajuste aos pontos da distribuição conjunta sugere que, embora subestime, o CFS apresenta uma curva de ajuste cuja tendência é similar àquela dos dados observados pelo IBTrACS, enquanto o ERA5 apresenta uma curva de ajuste ligeiramente distinta das demais. A Figura 4.13 mostra que, considerando a relação vento-

pressão observada, a reanálise do ERA5 tende a reproduzir sistemas com vento menos intensos em relação ao respectivo abaixamento de pressão no centro dos sistemas, particularmente para sistemas mais intensos, cujo VMAX excede os 30 m/s. O padrão de distribuição conjunto vento-pressão é consistente em todos os períodos/subperíodos considerados. Contudo é importante notar a melhoria do CFS no período P4 em relação ao P3, que destaca melhorias introduzidas no CFSv2 comparado ao CFSR. Mas também, importa referir que ciclones mais intensos tendem a ocorrer no período mais recente, o que pode estar por trás da aparente melhoria do CFSv2.

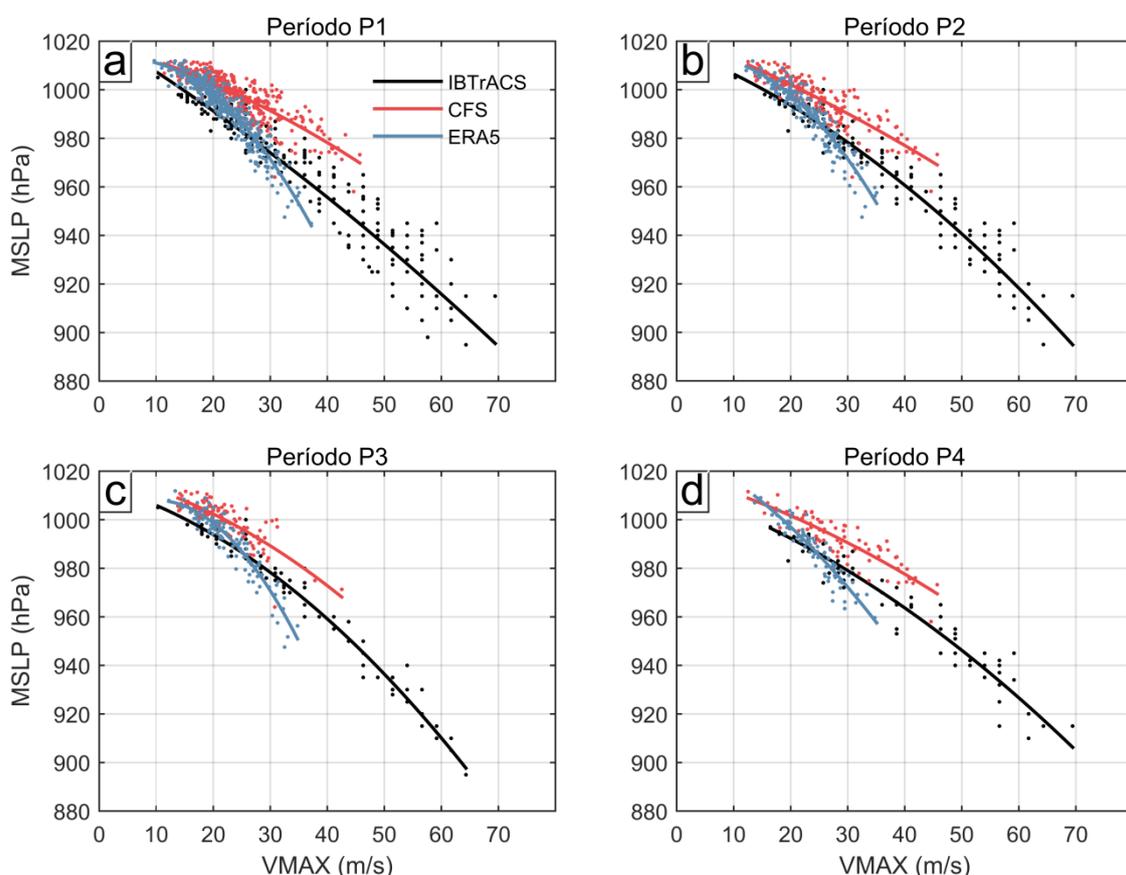


Figura 4.13. Distribuição conjunta do VMAX (m/s) e MSLP (hPa) para o período (a) P1 (1980 – 2019), (b) P2 (2000 – 2019), (c) P3 (2000 – 2011) e P4 (2012 – 2019). O VMAX e a MSLP da distribuição foram extraídos no pico de intensidade de cada sistema. A linha sólida representa o ajuste dos pontos a uma função polinomial de segundo grau.

*b) Variabilidade espacial da intensidade*

A distribuição espacial média da intensidade dos sistemas no SWIO conforme seu vento máximo (VMAX) e sua pressão mínima (MSLP) estão ilustradas na Figura 4.14 e Figura 4.15, respectivamente, conforme representação do IBTrACS e das reanálises do CFS e

ERA5. Para o VMAX (MSLP), no conjunto observacional do IBTrACS os sistemas atingem, em média, a sua intensidade máxima em uma faixa zonal em torno (ligeiramente ao norte) de 20°S, com valores médios que variam entre ~20 e ~40 m/s (~990 e ~970 hPa) conforme ilustram as Figura 4.14a, b (Figura 4.15a, b), sendo que os sistemas possuem suas intensidades médias mais realçadas no período P2 como mostra a Figura 4.14b (Figura 4.15b). Esta faixa latitudinal de máxima intensidade é consistente com resultados anteriores para o Hemisfério Sul de modo geral (e.g. Hodges et al., 2017), e também coincide com a faixa onde o conjunto do CFS apresenta os menores erros de trajetórias na região oceânica do SWIO a leste de Madagascar (Figura 4.9a).

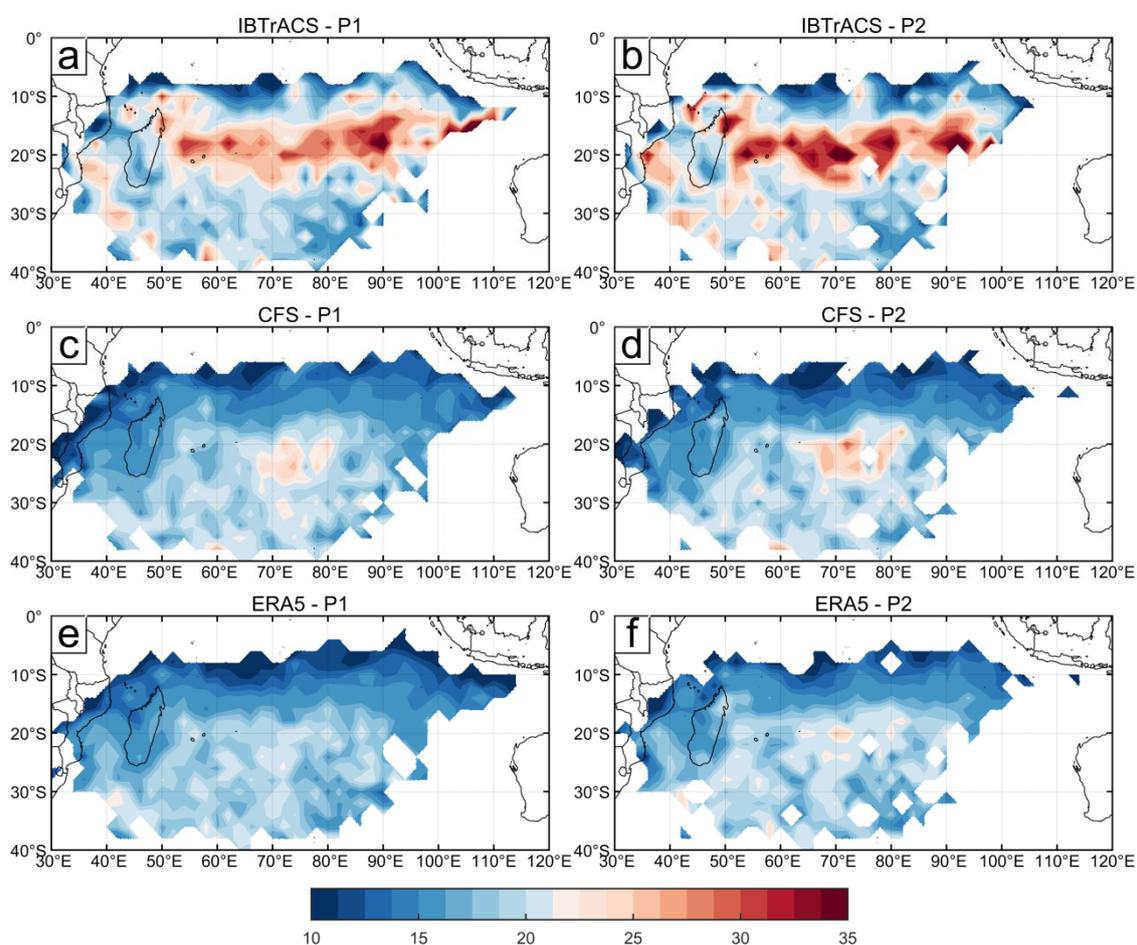


Figura 4.14. Variabilidade espacial do vento máximo (VMAX) médio (m/s) conforme o (a, b) IBTrACS e a reanálise do (c, d) CFS e (e, f) ERA5 para os períodos P1 (1980–2019, painel esquerdo) e P2 (2000–2019, painel direito). A variabilidade foi mapeada considerando a média do VMAX que coincidem em cada ponto de grade em uma grade com resolução de 2°x2°.

A limitação das reanálises em reproduzir a distribuição espacial e, particularmente, a intensidade média dos sistemas é evidente. Na maior parte do SWIO, a intensidade média dos sistemas conforme a reprodução espacial das reanálises não excede 20 m/s (excede 990 hPa),

particularmente para o ERA5 (CFS). No conjunto do CFS o vento máximo médio fica em torno de 25 m/s para o período P1 (Figura 4.14c) e ligeiramente maior (~30 m/s) no período P2 (Figura 4.14d), enquanto no ERA5 estes valores ficam em torno de 21 e 24 m/s para os períodos P1 (Figura 4.14e) e P2 (Figura 4.14f), respectivamente. Em ambos os conjuntos de reanálises, esses máximos encontram ligeiramente deslocados mais para o sul, embora, tal como nas observações, ocorram próximos de 20°S.

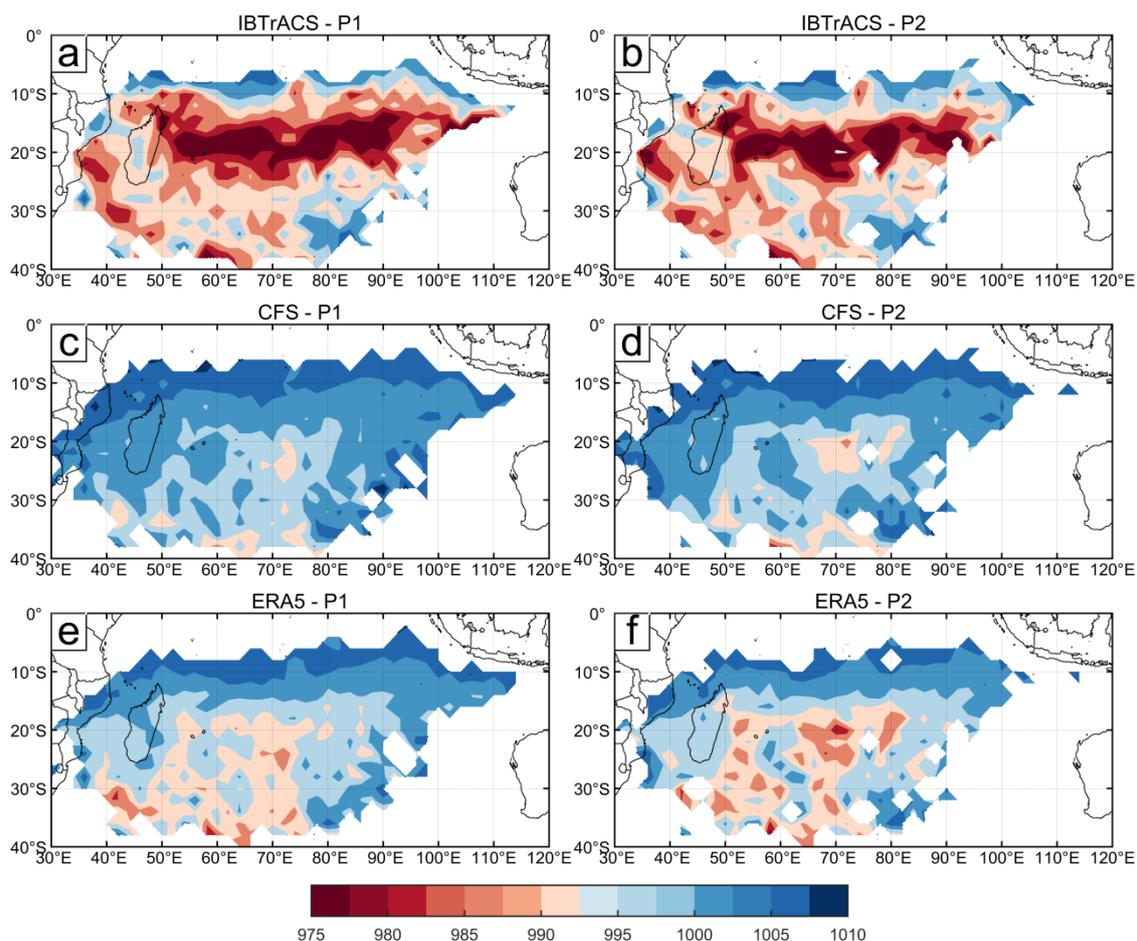


Figura 4.15. Variabilidade espacial da pressão mínima (MSLP) médio (hPa) conforme o (a, b) IBTrACS e a reanálise do (c, d) CFS e (e, f) ERA5 para os períodos P1 (1980–2019, painel esquerdo) e P2 (2000–2019, painel direito). A variabilidade foi mapeada considerando a média da MSLP que coincidem em cada ponto de grade em uma grade com resolução de 2°x2°.

Adicionalmente, em termos da pressão atmosférica, a região ao sul de 20°S em ambas as reanálises apresenta valores médios de MSLP comparáveis aos valores máximos, sugerindo ocorrência considerável de sistemas cuja intensidade é alcançada em latitudes bem mais ao sul de 20°S (entre 20 e 40°S). Embora esta característica esteja também presente nas observações, o que pode indicar reintensificação dos sistemas associada a transições extratropicais, cuja ocorrência já foi reportada no SWIO (e.g. Griffin & Bosart, 2014; Bieli et al., 2019), onde os

sistemas adquirem diâmetros maiores e, portanto, são melhor representados pelas reanálises na atual resolução espacial. Além disso, em grades gaussianas, usadas em ambos conjuntos de reanálise, a resolução horizontal aumenta à medida que se desloca em direção aos polos; isto pode também ajudar a explicar a ligeira melhoria na representação dos sistemas pelas reanálises em latitudes superiores a 20°S.

c) *Erros de intensidade em função do estágio do sistema*

As diferenças de intensidade dos sistemas em função de seus estágios de desenvolvimento, de acordo com o vento máximo (VMAX) e pressão mínima (MSLP) estão ilustradas nas Figura 4.16 e Figura 4.17.

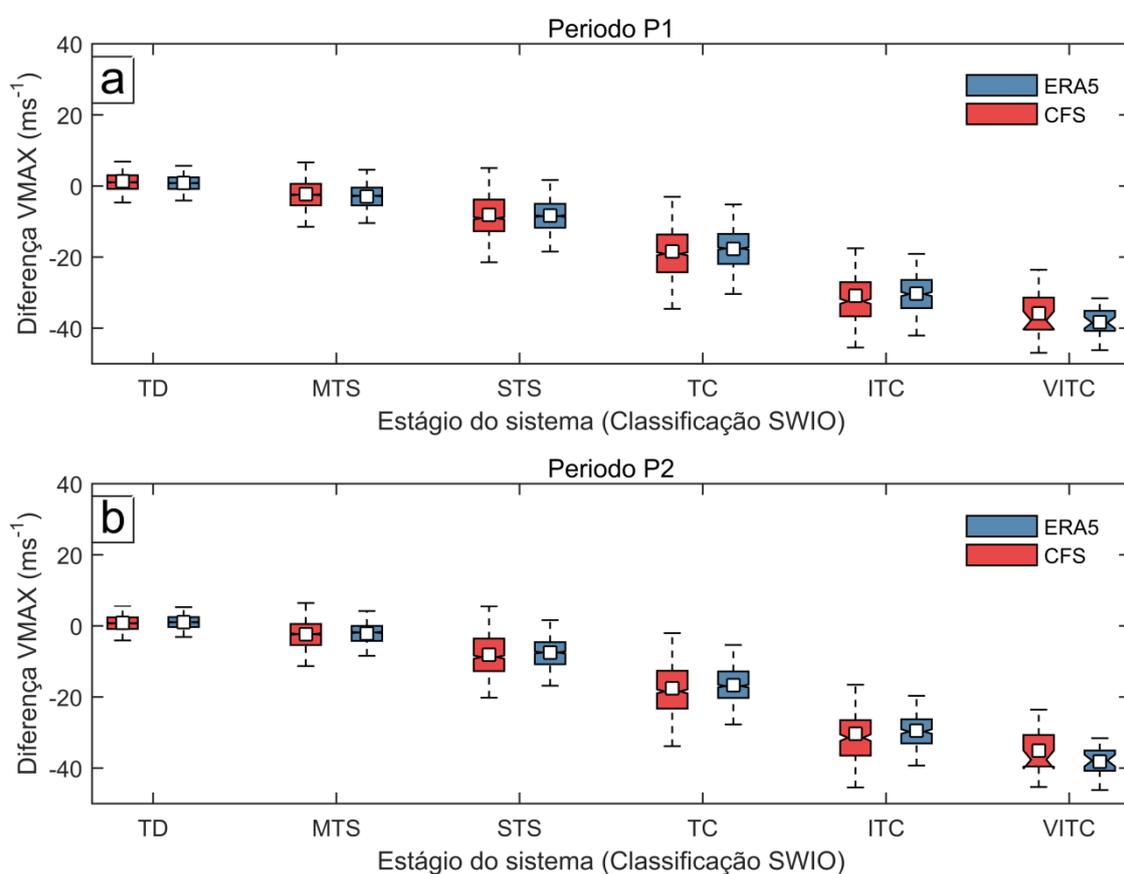


Figura 4.16. Diferenças do VMAX (m/s) dos sistemas entre o IBTrACS e as reanálises, estratificadas por seu estágio de desenvolvimento, de acordo a classificação do SWIO, nos períodos (a) P1 (1980 – 2019) e (b) P2 (2000 – 2019). Os quadrados no interior das caixas representam a média.

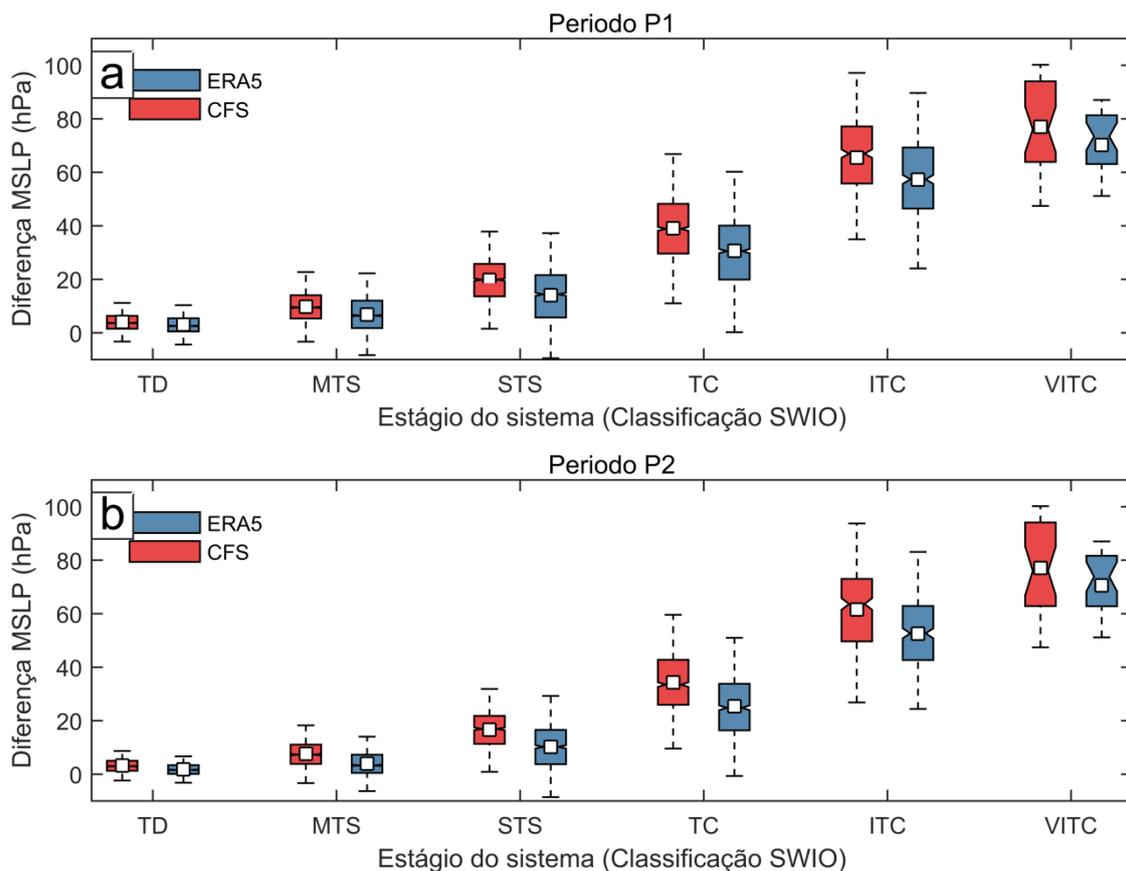


Figura 4.17. Diferenças da MSLP (hPa) dos sistemas entre o IBTrACS e as reanálises, estratificadas por seu estágio de desenvolvimento, de acordo a classificação do SWIO, nos períodos (a) P1 (1980 – 2019) e (b) P2 (2000 – 2019). Os quadrados no interior das caixas representam a média.

Em termos do VMAX (Figura 4.16), os dois conjuntos de reanálises conseguem melhor representar, com menor erro médio ( $\sim 1$  m/s), o estágio menos intenso dos sistemas (TD). As diferenças de intensidade aumentam em função da intensidade do sistema, onde as reanálises subestimam os sistemas, e essas diferenças atingem o seu pico no estágio máximo de intensificação (VITC). Neste estágio, o erro médio do vento atinge  $\sim 35$  e  $\sim 38$  m/s para o CFS e ERA5, respectivamente, em ambos períodos (P1 e P2); os dados mostram que o CFS apresenta uma variabilidade maior do erro, particularmente em direção a erros menores, sugerindo que neste estágio (VITC) o CFS representa a intensidade dos sistemas com erros ligeiramente menores em comparação ao ERA5, apesar de seus erros médios serem próximos e representarem entre 58 e 64%, respectivamente, do limiar inferior da categoria VITC. É importante notar que nos demais estágios, os erros médios são comparáveis ( $< 1$  m/s) para as duas reanálises, embora o CFS apresente maior variabilidade do erro.

De forma similar ao vento, os erros de MSLP (Figura 4.17) apresentam menores erros nos estágios iniciais dos sistemas e sistematicamente aumentam à medida que o sistema se

torna mais intenso, até atingir os erros mais elevados (~77 hPa para o CFS e ~70 hPa para ERA5, em média) no estágio de ciclone tropical muito intenso. Este padrão é consistente nas duas reanálises, tanto no período 1980 – 2019 (P1; Figura 4.17a) quanto no 2000 – 2019 (P2; Figura 4.17b). Contudo, é importante notar que o ERA5 apresenta erros ligeiramente menores de abaixamento de pressão em todos os estágios, e essa diferença dos erros médios entre o ERA5 e o CFS vai se ampliando com o evoluir do sistema para estágios de intensidades elevadas.

Para complementar a análise dos erros de intensidade dos sistemas nos conjuntos de reanálises, a Figura 4.18 apresenta a tabela de contingência da intensidade máxima dos sistemas constrangida pela representação do vento máximo das reanálises versus vento máximo das observações (IBTrACS).

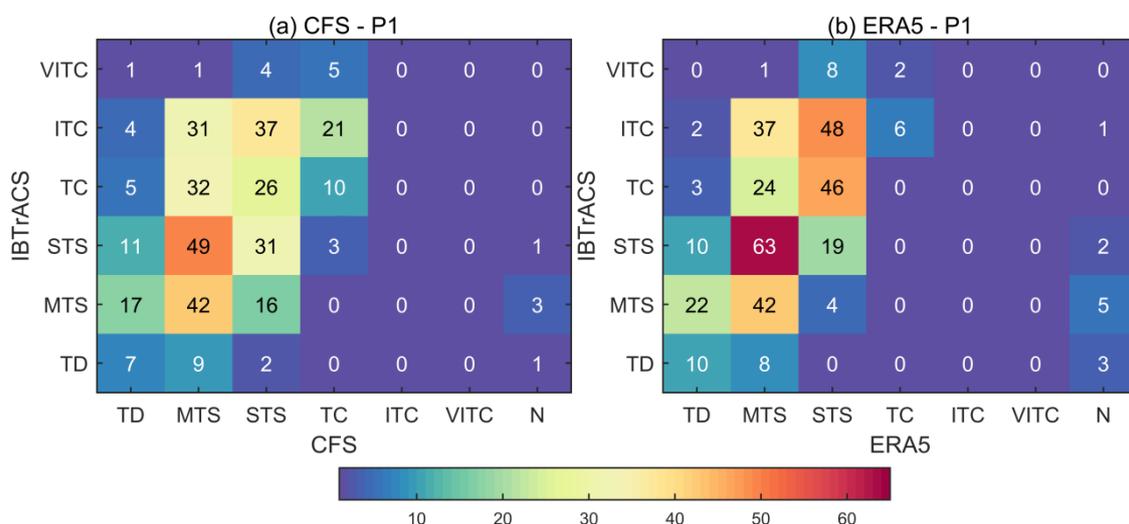


Figura 4.18. Tabela de contingência da intensidade máxima dos sistemas de acordo com vento máximo representado pelas reanálises do (a) CFS e (b) ERA5, para período P1 (1980 – 2019), em relação ao vento máximo representado para o IBTrACS para cada sistema. A coluna N (última) representa o número de sistemas que as reanálises reproduzem abaixo do estágio de depressão tropical (TD).

A tabela de contingência ilustrada na Figura 4.18 reforça os resultados das figuras anteriores que mostram que o CFS tende a representar mais sistemas com vento mais intenso que o ERA5. Este comportamento pode ser notado pela quantidade de sistemas cujo vento máximo se enquadra dentro da categoria de ciclone tropical (TC) nos dados dos CFS (39 sistemas) versus aqueles que se enquadram na mesma categoria nos dados do ERA (8 sistemas); embora maior parte dos (todos) sistemas tenham tido suas categorias subestimadas pela reanálise do CFS (ERA5).

Paras as categorias em que existe correspondência entre o vento da reanálise e do IBTrACS, o ERA5 conseguiu representar com melhor taxa de acerto (10 sistemas) a categoria de depressão tropical (TD) e com uma taxa de acerto comparável ao CFS (42 sistemas) a categoria de tempestade tropical moderada (MTS). Nas demais categorias até ciclone tropical, a reanálise do CFS representa melhor os sistemas em relação ao ERA5. Contudo, as duas reanálises (CFS e ERA5) não foram capazes de reproduzir sistemas com ventos tão intensos além categoria de ciclone tropical (TC). Isto é, no período 1980 – 2019, para todos sistemas observados que possuem informações de intensidade (VMAX) e que as reanálises foram capazes de detectar (369 sistemas no CFS e 366 no ERA5), nenhuma das duas reanálises foi capaz de representar algum sistema cujo vento máximo se enquadra nas categorias de ciclone tropical intenso (ITC) e/ou muito intenso (VITC). Além disso, 5 sistemas no CFS contra 9 sistemas no ERA5 foram classificados com intensidades abaixo da categoria de depressão tropical (TD), e a maior parte destes sistemas (3 no CFS e 5 no ERA5) foram classificados como tempestade tropical moderada (MTS), de acordo com o vento do máximo da observação (IBTrACS).

### 4.3 Sumário

Neste capítulo, a habilidade de duas reanálises globais de alta resolução espacial, em representar ciclones tropicais em termos de suas posições e intensidades, foi avaliada para o Sudoeste do Oceano Índico. Embora alguns trabalhos tenham avaliado a capacidade de representação destes sistemas globalmente em várias reanálises (Murakami, 2014; Hodges et al., 2017), este estudo apresentou de análise abrangente focando apenas no SWIO.

#### *Probabilidade de detecção*

Ambas as reanálises consideradas foram capazes de detectar acima de 97% dos sistemas presentes no IBTrACS para o período mais extenso (1980 – 2019), quando é feito um mínimo controle de qualidade nos dados do IBTrACS. O referido controle de qualidade, que resultou na melhoria na taxa certo, envolveu a remoção de sistemas cuja duração fosse inferior a dois dias e aqueles que possuem sobreposição temporal e espacial com outros sistemas de duração igual ou superior. Estes sistemas, considerados aqui de incertezas, são predominantes em temporadas ciclônicas anteriores ao ano 2000. As incertezas nos dados *best-track* são conhecidas e não ocorrem apenas no SWIO e tampouco envolvem apenas

sistemas discrepantes como os identificados neste trabalho, e similares aos apontados por Schreck et al. (2014). Por exemplo, Hodges et al. (2017) relatam que a ocorrência de sistemas de intensidade mais fraca estão subestimados nos dados *best-track* no Hemisfério Sul, e isso está possivelmente relacionado a práticas operacionais e subjetividade do previsor no momento de considerar tais sistemas fracos. A taxa de acerto entre as reanálises mostrou que o CFS possui ligeiramente melhor probabilidade de detecção em comparação ao ERA5, tendo o primeiro conjunto sido capaz de reproduzir todos sistemas presentes no período mais recente (2000 – 2019). A performance melhorada do CFS está relacionada ao tratamento dado aos ciclones tropicais através de seu sistema de realocação de vórtices, no qual os vórtices são inseridos no conjunto, caso eles estejam ausentes nos campos da reanálise, antes do ciclo de assimilação de dados (Saha et al., 2010).

#### *Duração dos sistemas*

A duração dos sistemas nas reanálises é superior que no IBTrACS, ~50% no CFS e 80% no ERA5 entre 1980 e 2019. A duração estendida dos sistemas nas reanálises é uma característica peculiar do algoritmo usado para o rastreamento dos sistemas, que tende identificá-los em estágios precursoros e pós-ciclones (Hodges et al., 2017), bem além dos ciclos de vida típicos considerados nos dados *best-track*. Estes ciclos de vida estendidos resultam em uma maior densidade de ciclones sendo representada pelas reanálises, particularmente na região mais tropical do domínio, sugerindo que o ciclo de vida estendido está sendo capturado mais antecipadamente pelo TRACK durante o estágio pré-ciclone em relação ao estágio pós-ciclone. Quando o período mais recente é considerado, a duração dos sistemas nas reanálises torna-se ainda maior. Este comportamento pode estar relacionado assimilação de dados de melhor qualidade nas últimas duas décadas (Hersbach et al., 2020), que tende a melhorar a representação dos campos das reanálises e com isso a habilidade do TRACK em rastrear os sistemas nesses campos.

### *Diferenças de posição*

Grande parte dos sistemas em ambas as reanálises possui erros médios de trajetórias entre 50-60 km ( $\sim 0.5^\circ$ ). Os maiores erros dos sistemas ocorrem durante os estágios iniciais e reduzem a medida que o sistema se intensifica enquanto a distribuição espacial dos erros médios mostra que menores erros tendem a ocorrer próximo aos continentes, particularmente no período mais extenso. Por um lado, o melhor desempenho das reanálises próximo aos continentes tem sido atribuído a maior densidade de observações em regiões como o Noroeste do Pacífico e o Norte do Atlântico (Hatsushika et al., 2006; Manning & Hart, 2007; Schenkel & Hart, 2012) e maior probabilidade desses dados serem assimilados pelas mesmas, esse pode ser também o caso do SWIO. Por outro lado, o padrão de redução dos erros de trajetória conforme a intensidade pode estar associado tanto ao rastreamento nas reanálises quanto aos dados observacionais (*best-track*). Nos estágios iniciais, os sistemas encontram-se convectivamente desorganizados, fazendo com que sistemas possam apresentar centros múltiplos (Hodges, 1999). Este comportamento pode introduzir incertezas na definição da posição dos sistemas durante seus estágios iniciais, tanto durante o processo operacional quanto por parte dos algoritmos de rastreamento em reanálises, e justifica o fato de os maiores erros de trajetórias ficarem localizados na porção mais tropical do domínio, onde está concentrada a gênese dos sistemas.

A comparação entre as duas reanálises mostra que, apesar de apresentar resolução de saída duas vezes menor que a do ERA5, o CFS tende a representar melhor as trajetórias dos ciclones em relação ao ERA5, particularmente em estágios mais intensos que o de depressão tropical. Esta capacidade do CFS também está atrelada ao processo de realocação de vórtices, onde a posição dos ciclones tropicais é corrigida com base em informações observadas do *best-track*.

### *Intensidade*

A atual resolução horizontal impede com que a intensidade dos ciclones seja devidamente representada pelas reanálises globais, fazendo com que a intensidade seja subestimada por estes conjuntos. Esta sub-representação da intensidade dos ciclones tropicais pelas reanálises no SWIO é consistente com os resultados obtidos por trabalhos anteriores em outras bacias oceânicas (Schenkel & Hart, 2012; Murakami, 2014; Hodges et al., 2017). Os erros de intensidade são menores durante os estágios iniciais e apresentam valores máximos durante os estágios máximos dos sistemas. Além da resolução espacial que limita a

representação processos internos dos ciclones, a dependência dos modelos em processos parametrizados pode também estar na origem dos erros intensidade. Comparação entre as reanálises mostra que o CFS possui desempenho melhor que o ERA5 em representar o vento máximo dos sistemas, e que, particularmente a componente CFSv2 do CFS introduziu melhoramentos significativos ao conjunto neste quesito, embora nenhuma das duas reanálises tenha sido capaz de representar sistemas cujo vento máximo fosse equivalente a categoria de ciclone tropical intenso (ITC) ou muito intenso (VITC).

Em relação à pressão, apesar de indicar vento menos intenso, o ERA5 tende a reproduzir sistemas com abaixamento de pressão mais profundos comparados ao CFS. Contudo, a distribuição conjunta do vento máximo e da pressão mínima, mostra que a relação vento-pressão no conjunto do CFS compara-se melhor em relação ao conjunto observacional que o ERA5. Nesta última, a relação vento-pressão mostra que os sistemas possuem o vento menos intenso que o sugerido pelo correspondente abaixamento de pressão, pelo menos quando leva em conta o IBTrACS como referência.

A variabilidade espacial da intensidade média dos sistemas nas reanálises encontra-se deslocada ligeiramente mais ao sul de 20°S nas reanálises, enquanto no IBTrACS os sistemas mais intensos ocorrem essencialmente na banda zonal em torno de 20°S (15 – 25°S). O deslocamento mais para o sul de 20°S da intensidade média sugere que nas reanálises os sistemas atingem, em média, sua intensidade máxima ao sul desta latitude. Este máximo de intensidade ao sul da latitude mencionada pode estar ligado a sistemas que passam por transição extratropical, o que ocorreu em 27% e 30% dos casos no CFS e ERA5 (não ilustrado), respectivamente.

## 5 Experimentos de sensibilidade com modelo regional acoplado

Neste capítulo serão apresentadas as simulações numéricas do presente trabalho, as quais consideraram o modelo COAWST descrito anteriormente. Ao todo, foram simulados quatro casos de interesse de ciclones tropicais, os quais foram selecionados tanto por suas características quanto por seus efeitos no Canal de Moçambique e na costa moçambicana.

O caso explorado ao detalhe, o ciclone tropical Idai, foi um dos mais destrutivos sistemas registrados na região do SWIO, foi usado para guiar as configurações do módulo atmosférico do COAWST (o WRF), além de ter sido o mais desafiador em termos implementação do módulo oceânico (ROMS) por constituir uma forçante extrema sobre o oceano, que com frequência induzia a instabilidades numéricas.

Após a descrição detalhada do evento do ciclone Idai, do ajuste do WRF e da apresentação do conjunto de simulações/resultados (item 5.1), os demais casos serão apresentados de forma mais compacta (item 5.2), de modo a tornar mais objetiva a discussão.

### 5.1 Estudo de caso do ciclone tropical Idai

#### 5.1.1 Descrição do sistema

O ciclone tropical Idai é classificado como um dos mais desastrosos sistemas de todos os tempos a ocorrer no SWIO e também no Hemisfério Sul, com base nos registros disponíveis (Devi, 2019; WMO, 2019). Ele originou-se a partir de uma depressão tropical sobre as águas do Canal de Moçambique (MC) perto da costa central de Moçambique (18°S, 38°E) às 00 UTC de 04 de Março de 2019 (Figura 5.1). Após sua formação, o Idai fez sua trajetória para o norte penetrando imediatamente na costa de Moçambique em seu primeiro *landfall* às 12 UTC do mesmo dia. Nos 5 dias subsequentes, o sistema moveu-se para o interior do continente sobre a porção noroeste do país como uma tempestade/depressão tropical e com o vento máximo entre 10-15 m/s. Às 00 UTC do dia 7 de Março, o Idai atingiu o seu ponto mais ao norte e fez uma curvatura no sentido anti-horário e tomou um curso para leste em direção ao oceano, onde adentrou o Canal de Moçambique às 00 UTC de 09 de Março de 2019.

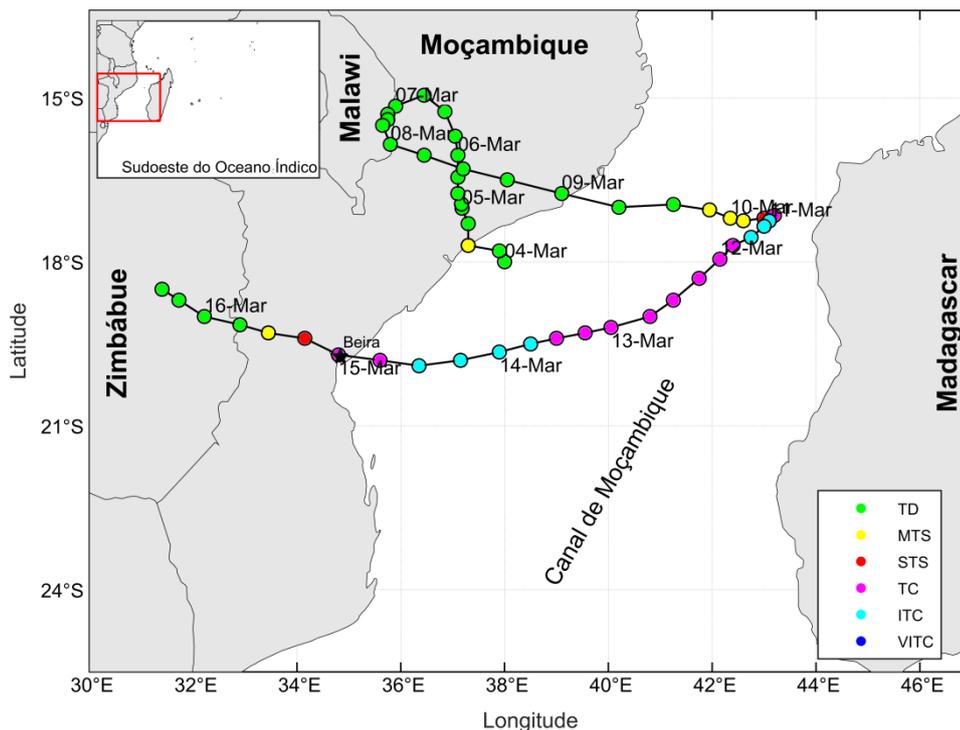


Figura 5.1. Trajetória observada do ciclone Idai de acordo com informações do RSMC-LR obtidas da base de dados do IBTrACS. Os círculos coloridos indicam a posição e intensidade a cada 6h. As datas estão indicadas em pontos da trajetória para 00 UTC de cada dia.

A imagem de satélite para o dia 09 de Março as 12 UTC mostra um sistema com convecção profunda embora ainda convectivamente desorganizada, onde as bandas convectivas envolvem o centro do sistema em uma área ampla cuja curvatura já sugere circulação ciclônica (Figura 5.2a). No dia seguinte, a imagem de satélite (06 UTC de 10 de Março) mostra que a convecção do sistema se fortaleceu e as bandas convectivas, embora ainda levemente dispersas, começam a apresentar nuvens mais organizadas em torno de um centro melhor definido e com padrão de distribuição espiral com aglomerados convectivos fora do centro do sistema distribuídos nos sectores nordeste (próximo a costa de Madagascar) e sudoeste (Figura 5.2b). As 12 UTC do dia 11, o imageamento mostra que o sistema apresentou um fortalecimento na sua estrutura interna com um anel central de convecção devidamente formado e discernível, formando o olho do sistema, além de uma banda convectiva secundária ao longo do seu sector oeste (Figura 5.2c). Um sistema com características mais simétricas ao redor do centro pode ser discernível nas imagens de satélite neste instante e anteriores do mesmo dia (não ilustrados).

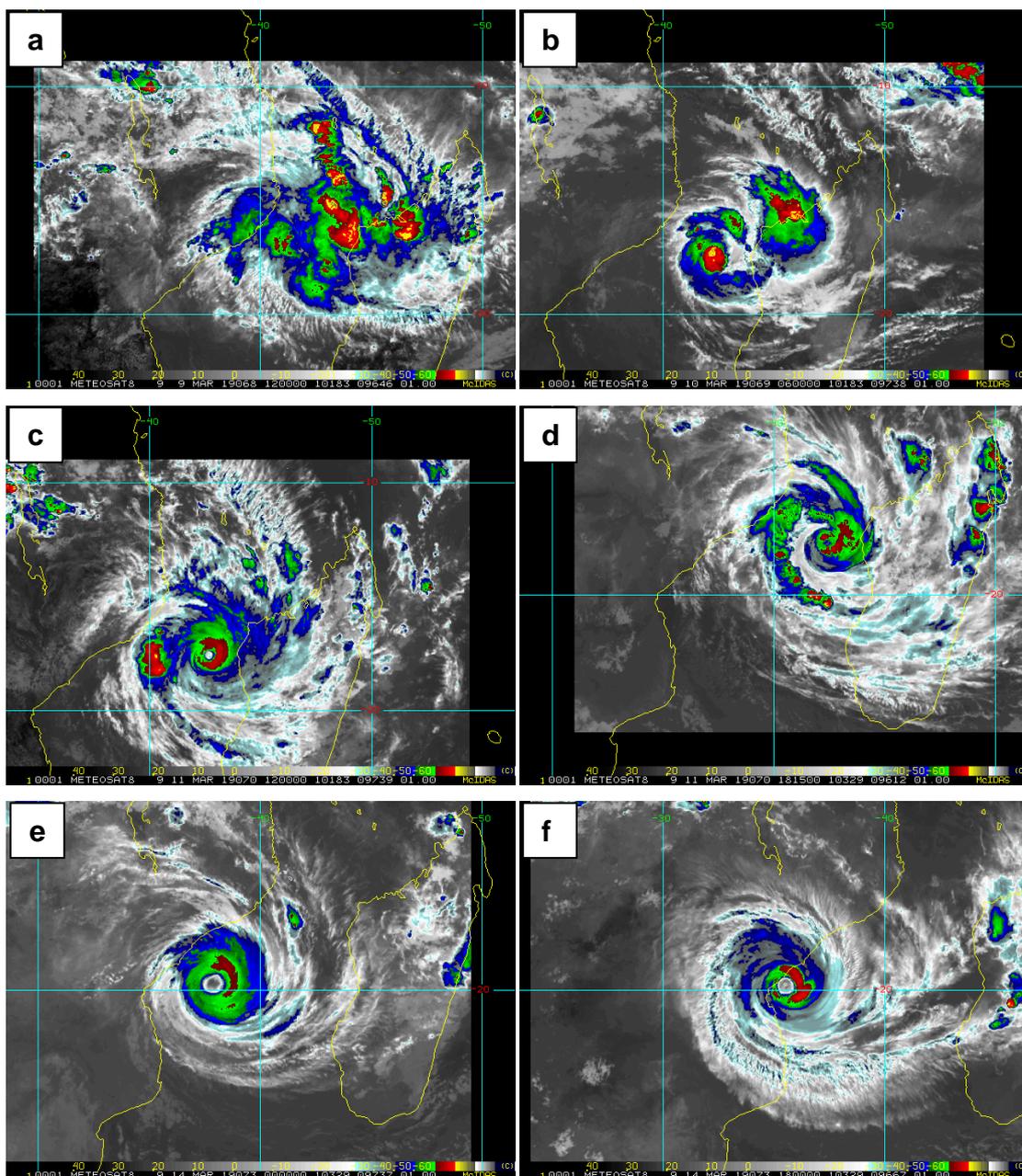


Figura 5.2. Imagens do satélite Meteosat-8 realçadas no canal infravermelho para ciclone Idai: (a) 12 UTC 09/03, (b) 06 UTC 10/03, (c) 12 UTC 11/03, (d) 18 UTC 11/03, (e) 00 UTC 14/03, (f) 18 UTC 14/03. A escala de cores indica a temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) do topo das nuvens (Fonte: [https://rammb-data.cira.colostate.edu/tc\\_realtime/](https://rammb-data.cira.colostate.edu/tc_realtime/); acessado em 05 de Maio de 2022).

As mudanças no padrão de distribuição de convecção descritas acima sugerem que o sistema passou por estágios de intensificação. De fato, ao penetrar o Canal de Moçambique, sob condições ambientais favoráveis, tanto de TSM (Figura 5.4a) quanto de cisalhamento do vento (não ilustrado), o Idai experimentou um período de intensificação, passando de  $\sim 15$  m/s (categoria TD) às 06 UTC do dia 09 até atingir seu primeiro pico de intensidade ( $\sim 49$  m/s; categoria TC) às 12 UTC do 11 Março, quando o sistema se localizava próximo da costa

noroeste de Madagascar. Entre os dias acima referidos, o Idai passou por uma intensificação rápida, de acordo com o limiar climatológico de variação do vento (15,4 m/s em 24h) definido por Leroux et al. (2018) para o SWIO. No instante de intensidade máxima, o ciclone já havia revertido seu trajeto e tomado um curso oeste/sudoeste em direção à costa de Moçambique.

Seis horas após o primeiro pico de intensidade (18 UTC de 11 de Março), o imageamento por satélite mostra uma deterioração da estrutura do olho do sistema bem como de sua convecção (Figura 5.2d). Este instante marca o início de um período em que o Idai passou por estágios alternados de desintensificação e reintensificação (entre 18 UTC de 11 Março e 06 UTC de 13 de Março; Figura 5.5), provavelmente associado a processos de dinâmica interna do núcleo do sistema, que antecederam o estágio de intensidade máxima do sistema. O Idai atingiu seu pico mais expressivo intensidade às 00 UTC de 14 de Março, sendo classificado como ciclone tropical intenso (ITC) com vento máximo sustentado de ~54 m/s e pressão mínima de 940 hPa. A imagem de satélite neste instante (Figura 5.2e) e nos instantes anterior e posterior (não ilustrados) mostra um sistema com estrutura espacial anular e simétrico, com um olho amplo e muito bem definido, indicativo de um sistema bastante aprofundado. Após o pico máximo de intensidade, o Idai passou por um período de desintensificação enquanto se aproximava do seu segundo *landfall* em Moçambique, ocorrido as 00 UTC do dia 15 de Março com vento máximo de ~46 m/s, bem no limiar entre as categorias de intensidade TC e ITC. Na imagem de satélite, os sinais de desintensificação são notáveis pela contração do tamanho do sistema e expansão das bandas de nebulosidade visíveis as 18 UTC do dia 14 de Março (Figura 5.2f). Neste instante, penetração continental da porção noroeste da parede externa do olho é notável e o sistema desintensifica, em parte, em razão da interação da parede do olho com continente.

Em termos atmosféricos, o ciclone tropical Idai ocorreu na periferia de duas feições atmosféricas em larga escala que ditaram a sua trajetória, bem como deram suporte dinâmico para seu desenvolvimento em médios/altos níveis. A Figura 5.3 ilustra a média diária da altura geopotencial entre os 09 e 14 de Março. O Idai esteve sob a influência de uma crista localizada próximo ao equador, ao norte do sistema. Embora esteja suavizada e não seja discernível nas médias diárias da altura geopotencial em 500 hPa (Figura 5.3a), esta feição pode ser observada em campos instantâneos de altura geopotencial no dia 09 de Março (Figura A 2 no apêndice). A segunda crista, e mais intensa, está localizada na porção subtropical do domínio ao sul do Canal de Moçambique e está evidente nos valores médios de geopotencial em todos os dias ilustrados (Figura 5.3). A crista localizada na porção norte do

sistema foi responsável pela trajetória do sistema para leste entre os dias 09 e 10 de Março. A partir do dia 10 esta crista ao norte enfraqueceu enquanto a crista subtropical mostrava sinais de fortalecimento sul do sistema se fortalecia (Figura 5.3b). Sob uma condição de escoamento atmosférico não muito bem definido, o Iдай permaneceu quase estacionário, se movendo muito lentamente ao longo dos dias 10 e 11 de Março.

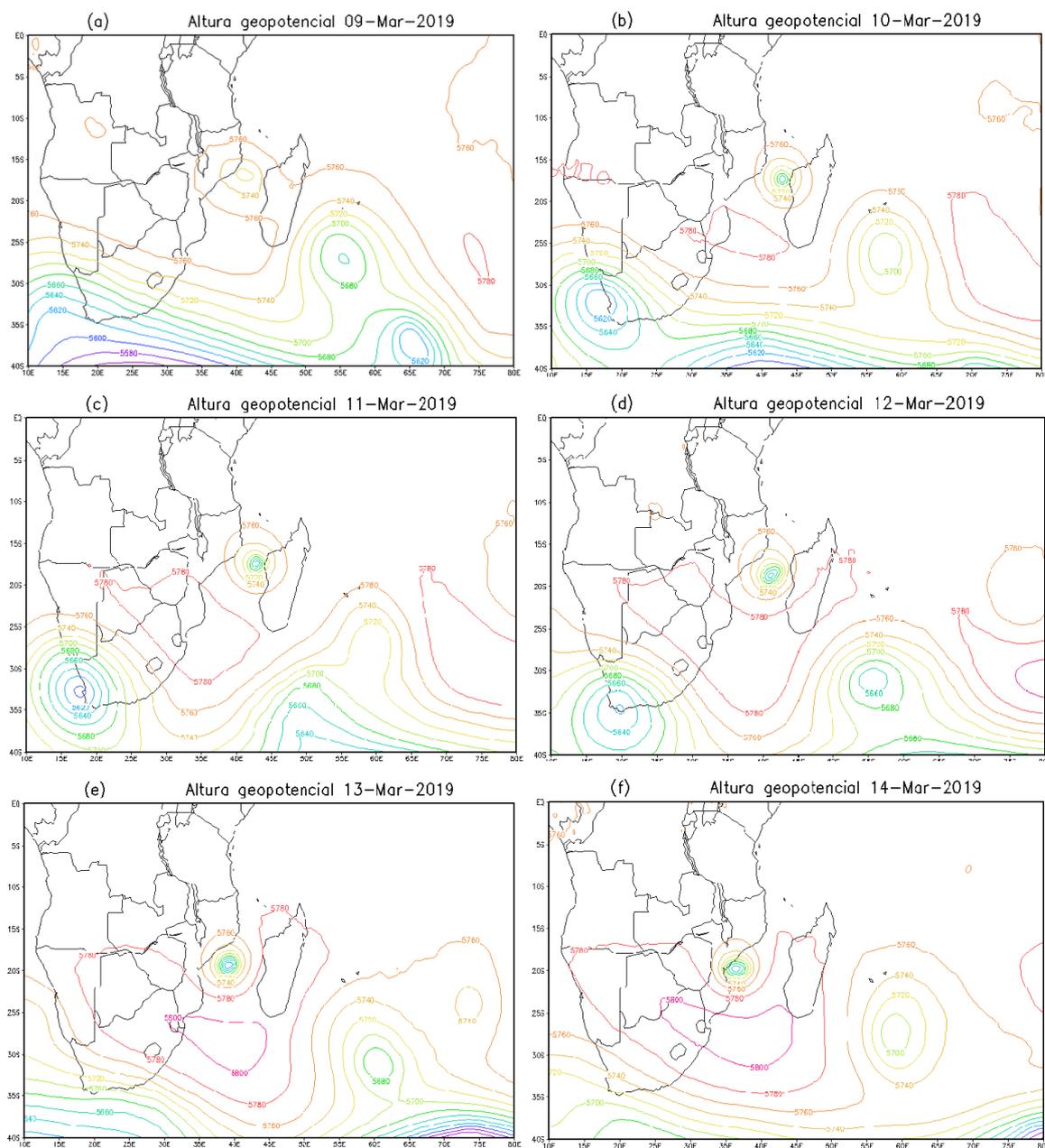


Figura 5.3. Médias diárias da altura geopotencial em 500 hPa para os dias (a) 09, (b) 10, (c) 11, (d) 12, (e) 13 e (f) 14 de Março.

Entre os dias 11 e 12, a crista subtropical torna-se ainda mais fortalecida ainda mais e toma conta do escoamento no qual o sistema está embebido, fazendo com o sistema tome uma

trajetória para oeste/sudoeste. Ainda no dia 11, o fortalecimento da crista subtropical forneceu suporte dinâmico ao sistema, favorecendo divergência em altos níveis no quadrante sul do sistema. Nesta data, o sistema atingiu o seu primeiro pico de intensidade. Mesmo sob uma condição dinâmica favorável, o Idai passou por ciclos de intensificação e desintensificação entre os 11 e 13, eventualmente associado a processos de dinâmica interna do sistema, como por exemplo, a substituição das paredes do olho, pois o oceano também mostrava condições favoráveis, como será visto adiante. Nos dias 13 e 14 de Março, uma alta bem definida é evidente ao sul do sistema, com uma crista intensa cujo eixo se estende da direção noroeste-sudeste (Figura 5.3e e Figura 5.3f). Este padrão é responsável pela trajetória do Idai em direção ao seu segundo *landfall* no continente.

As condições oceânicas no Canal de Moçambique, representadas em termos de TSM, anomalias da altura superfície do mar (*sea surface height anomaly* - SSHA) e a *tropical cyclone heat potential* (TCHP; Leiper & Volgenau, 1972), definida como quantidade de calor integrada desde a profundidade da isoterma de 26°C até a superfície, estão ilustradas na Figura 5.4 para o dia 09 de Março, correspondente à reentrada do sistema no oceano, e dia 16 de Março, representando as condições após a passagem do sistema. Durante reentrada do sistema no canal, a TSM apresentava valores acima de 27°C em todo canal. Na porção norte, por onde o Idai reentrou para o oceano, a TSM era relativamente mais elevada, com valores entre 29 e 30°C, o que favoreceu em parte a intensificação do sistema, enquanto a TSM na porção sudoeste/sul do canal apresentava valores ligeiramente menores (27 – 28°C) (Figura 5.4a), contudo acima do limiar clássico de 26°C (Palmen, 1948) para suportar o desenvolvimento de ciclones tropicais, embora a formação de ciclones tropicais já tenha sido observada em regiões de TSM abaixo deste limiar (e.g. Vianna et al., 2010; Dare & McBride, 2011).

A Figura 5.4a ainda mostra a presença de um intenso gradiente horizontal TSM entre a região sudoeste e a região nordeste do canal, o qual está associado a feições oceânicas de mesoescala e cuja correspondência está evidente no campo de SSHA (Figura 5.4c e d). Estas feições oceânicas de mesoescala possuem a assinatura de um par de vórtices: um ciclônico ou núcleo frio representado por anomalias negativas de SSHA e um vórtice anti-ciclônico ou núcleo quente representado por anomalias positivas de SSHA, localizados entre 17 e 21°S e 37 e 34°E. Outro vórtice anti-ciclônico existe no canal ao sul de 22°S, contudo esta feição está distante da região de influência do ciclone Idai e portanto não será considerado aqui. Estes

vórtices oceânicos de mesoescala são bastante comuns no Canal de Moçambique e dominam a circulação na região (e.g. Halo et al., 2014).

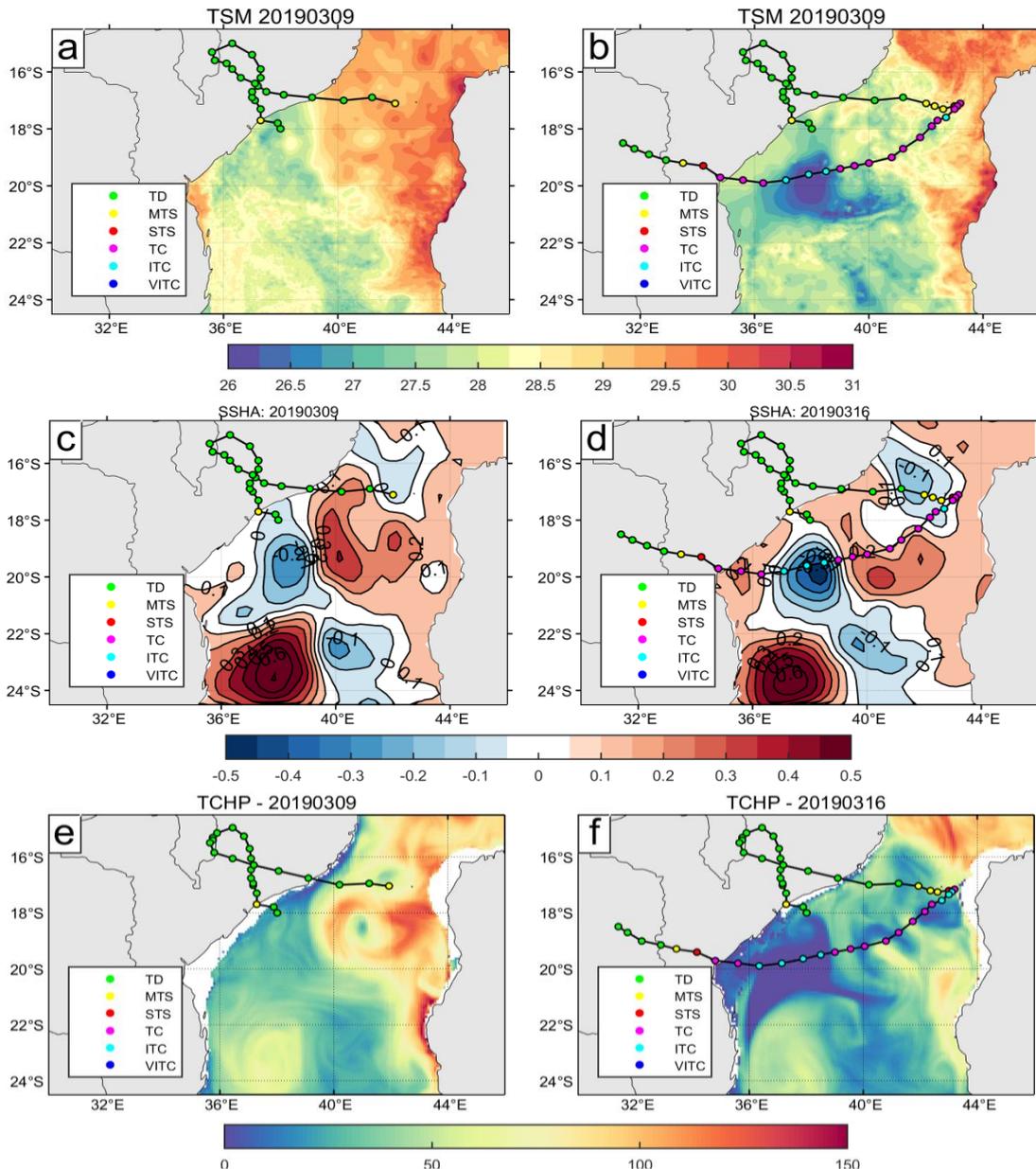


Figura 5.4. Condições oceânicas no Canal de Moçambique representadas pela TSM ( $^{\circ}\text{C}$ ) do GHRSSST (painel superior), SSHA (m) do AVISO (painel médio) e TCHP ( $\text{kJ}/\text{cm}^2$ ) calculado com base no HYCOM (painel inferior) os dias 09 (painel esquerdo) e 16 (painel direito) de Março de 2019.

Quando o Idai fazia sua trajetória para oeste/sudoeste em direção à costa de Moçambique, ele parece ter interagido com estas feições oceânicas, que podem ter tido potencial impacto em seu desenvolvimento, assim como pode-se dizer que o ciclone também impactou as características destas feições, modificando suas assinaturas em superfície. Antes da passagem do Idai, o vórtice anticiclônico possuía valores máximos de SSHA de  $\sim 0,4$  m

enquanto o vórtice ciclônico possuía valores de SSHA mínimos próximos de -0,2 m (Figura 5.4c). Após a passagem do sistema, mudanças são evidentes nestas duas feições oceânicas. O núcleo quente (SSHA positiva) ficou ligeiramente enfraquecido e disperso enquanto que o núcleo frio (SSHA negativa) ficou fortalecido em 0,2 m (Figura 5.4d) em relação ao dia 09. Este fortalecimento de vórtices ciclônicos no oceano é consistente com o reportado em trabalhos anteriores em outras bacias oceânicas (e.g. Sun et al., 2014; Ma, 2020). A intensificação do núcleo frio após a passagem do Idai é também evidente pelo máximo resfriamento da superfície do mar na mesma localização do vórtice no dia 16 de Março (Figura 5.4d), e evidencia a interação destes vórtices com o ciclone. A TCHP revela elevados valores (acima de  $80 \text{ kJ/cm}^2$ ) na porção nordeste do Canal de Moçambique enquanto valores menores a  $50 \text{ kJ/cm}^2$  estão presentes na porção sudoeste no dia 09 de Março (Figura 5.4e).

Valores de TCHP em torno de  $40 \text{ kJ/cm}^2$  são considerados necessários para dar suporte ao desenvolvimento de ciclones tropicais com translação rápida (7-8 m/s), enquanto para sistemas com velocidade de translação similar ao do Idai (~3 m/s) valores acima de  $70 \text{ kJ/cm}^2$  são necessários (Leiper & Volgenau, 1972; Mavume, 2008). Portanto, mesmo no dia 09 de Março, valores de TCHP relativamente baixos e hostis ao desenvolvimento de ciclones tropicais podem ser notados no canal, próximo à costa central de Moçambique. Após a passagem do sistema (dia 16 de Março; Figura 5.4f) ao longo de sua trajetória, o TCHP mostra valores reduzidos, principalmente próximo do *landfall* onde TCHP  $\sim 0 \text{ kJ/cm}^2$  podem ser observados. As variações na TSM, na estrutura dos vórtices oceânicos de mesoescala e no TCHP sugerem fortes interações atmosfera-oceano durante a passagem do sistema pelo Canal de Moçambique.

A evolução da intensidade do Idai representada pelo vento máximo sustentado (VMAX) e pela pressão mínima ao nível do mar (MSLP), ambos estimados pelo RSMC-LR (Figura 5.5) mostra que, durante parte do seu ciclo de vida, o sistema passou por mudanças de intensidade enquanto passava sobre os dois vórtices mencionados acima. O Idai experimentou reintensificação entre 06 UTC do dia 12 e 00 UTC do dia 14 de Março, enquanto passava sobre região oceânica caracterizada por valores positivos de SSHA que estão se refletidos em valores elevados de TSM ( $>29^\circ\text{C}$ ) e TCHP ( $80 - 140 \text{ kJ/cm}^3$ ), favoráveis ao seu desenvolvimento. Seu pico de intensidade pelo VMAX (MSLP) ocorre 12h após a passagem do sistema pelo núcleo quente, a partir de onde o sistema começa a se desintensificar até o momento do *landfall*. Estas variações de intensidade sobre estes vórtices sugerem que eles tiveram influência na evolução do sistema.

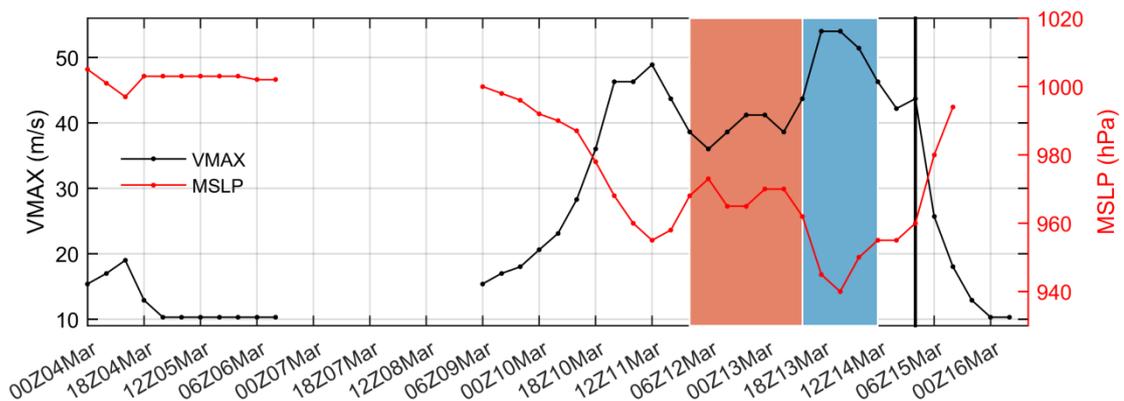


Figura 5.5. Evolução da intensidade do ciclone Idai de acordo com o vento máximo (VMAX; m/s) e a pressão mínima (MSLP; hPa) estimadas pelo RSMC-LR para todo o ciclo de vida do sistema. As áreas sombreadas em vermelho e azul representam a passagem do Idai sobre áreas de SSHA positivas e negativas, respectivamente, e a linha vertical preta representa o instante (00Z15Mar) do landfall.

A reintensificação do Idai ocorre sobre uma região de SSHA positiva, além do fato que seu pico máximo de intensidade de vento é observado instantes de tempo seguintes à sua passagem sobre a região do vórtice quente, passando de uma intensidade de vento máximo (pressão mínima) de 36 m/s (973 hPa) às 06 UTC do dia 12 para 54 m/s (940 hPa) às 00 UTC do dia 14 de Março. Por outro lado, o início do período de desintensificação do sistema coincide com o momento em que o sistema se encontra sobre a área do vórtice frio (núcleo com valores negativos de SSHA) (Figura 5.5). A diferença da intensidade do vento é de ~15,43 m/s considerando a magnitude do vento entre o instante de máxima intensidade e a magnitude 24h antes; esta diferença, de acordo com os critérios definidos por Leroux et al. (2018), sugere que o Idai experimentou rápida intensificação após passar pelo vórtice quente. Por um lado, diversos trabalhos já reportaram intensificações rápidas de sistemas após suas passagens sobre núcleos oceânicos quentes, como por exemplo, os casos do Furacão Opal ocorrido em 1995 (Shay et al., 2000) e o Furacão Katrina ocorrido em 2005 (Jaimes & Shay, 2009) no Golfo do México; enquanto, por outro lado, decaimentos rápidos de intensidades associados a passagens de ciclones tropicais sobre núcleos frios já foram relatadas, como o caso do Tufão Francisco (2013) no Noroeste do Pacífico (Ma, 2020). Dada a evidente relevância do oceano na evolução do ciclone tropical Idai, na subseção que segue são apresentados experimentos numéricos com modelo regional com diversas opções de acoplamento oceânico para verificar a relevância do acoplamento oceano-atmosfera na representação deste caso.

### 5.1.2 Setup do modelo

Com um tempo de vida de 12 dias, o ciclone tropical Idai foi um sistema de duração relativamente longa, se considerarmos que no SWIO os sistemas duram em média 10 dias, conforme resultados do capítulo anterior. Prever com precisão razoável um sistema de tal duração desde a sua formação até a sua dissipação é uma tarefa desafiadora mesmo em plataformas de modelagem devidamente estabelecidas e com esquemas de assimilação de dados robustos. A previsibilidade do Idai com base em um conjunto 51 de membros de previsão do modelo atmosférico do ECMWF (com 16 km de resolução horizontal) é discutida em Kolstad (2021). Seus resultados mostraram que nenhum dos membros foi capaz de reproduzir um sistema tão intenso quanto o Idai e apenas 3 membros do conjunto foram capazes de representar vento máximo próximo de 34 m/s quando inicializados com uma antecedência de 72h em relação à data de *landfall* do sistema. A maioria dos membros da previsão de conjunto do ECWMF não só apresentou dificuldades em representar a intensidade do sistema, como também a previsão da trajetória do sistema apresentou um espalhamento relativamente alto, particularmente para previsões iniciadas com 7 dias de antecedência (Figura 5.6).

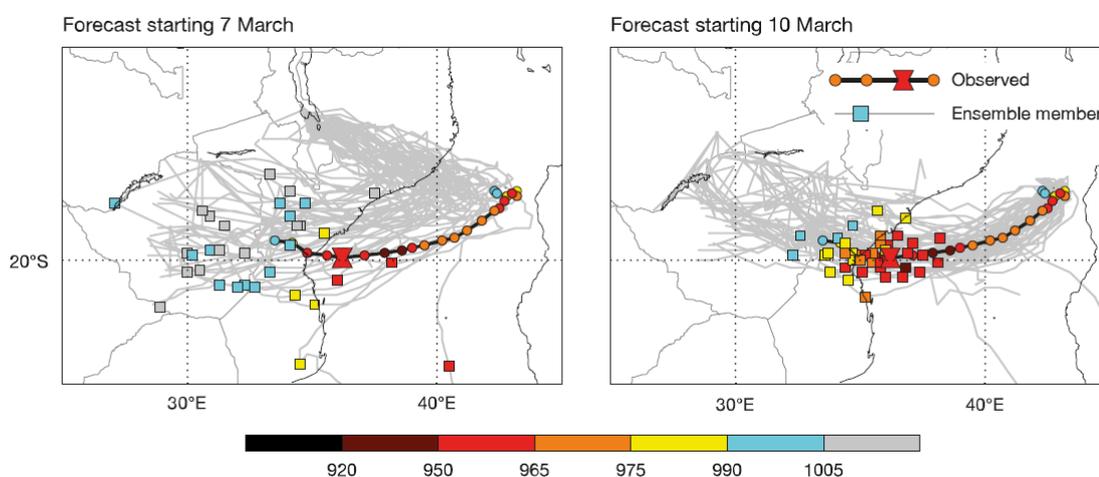


Figura 5.6. Trajetórias reproduzidas pelas previsões de conjunto do ECWMF para o ciclone Idai (linhas cinzas) para inicializações no dia 07 (esquerda) e 10 (direita) de Março de 2019. Os quadrados indicam a posição do sistema conforme a previsão para 12 UTC do dia 14 de Março. A linha preta indica a trajetória observada entre 10 e 15 de Março e a ampulheta representa posição observada 12 UTC do dia 14 de Março. As cores representam a pressão mínima do sistema em hPa (Fonte: <https://www.ecmwf.int/en/newsletter/160/news/ecmwf-works-universities-support-response-tropical-cyclone-idai>; acessado em 30 de Novembro de 2021).

Em trabalhos que buscam uma representação realística de ciclones tropicais usando modelos regionais de alta resolução, simulações com durações típicas em torno de  $72\pm 24$ h são as mais comuns (e.g. Zambon et al., 2014a; Pianezze et al., 2018; Bielli et al., 2021). Esta subseção apresenta os resultados dos experimentos numéricos para o ciclone Idai com o modelo regional acoplado COAWST, contudo as etapas que ditaram a configuração de tais experimentos são apresentadas antecipadamente.

a) *Domínio e testes de inicialização*

Os domínios usados nas simulações do Idai com o COAWST estão ilustrados na Figura 5.7. Para o WRF, o domínio-mãe (15 km) cobre partes da região sudeste do continente Africano e uma porção da região oeste do SWIO enquanto o domínio aninhado (3 km) possui a razão de aninhamento de 1/5 e foca na região de trajetória do ciclone Idai. Ambos os domínios estão centrados no Canal de Moçambique. O domínio do ROMS também foi implementado com foco no Canal de Moçambique e de tal modo que ele seja completamente coberto pelo domínio-mãe do WRF.

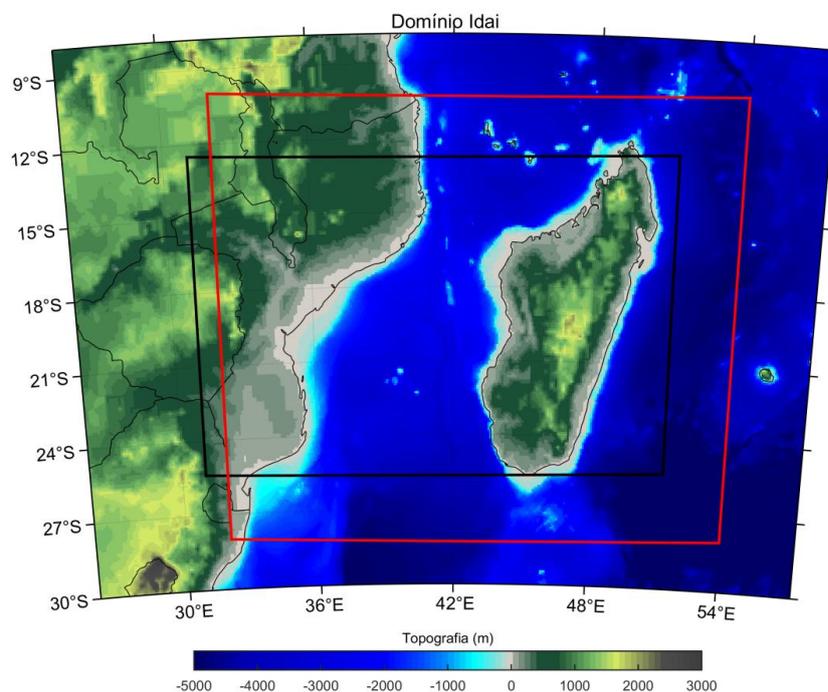


Figura 5.7. Domínios usados nas simulações do ciclone Idai com COAWST. A figura inteira representa a área do domínio-mãe de 15 km e o retângulo preto o domínio aninhado de 3 km, ambos do WRF, enquanto o retângulo vermelho representa o domínio do ROMS (8 km).

Com vista a buscar uma inicialização que permita ao modelo reproduzir uma trajetória próxima da observada sendo, em simultâneo, anterior o suficiente para que período desejado de análise fique relativamente distante do período de ajuste do modelo (*spin-up*), foram feitos vários testes (não ilustrado) considerando os dias 01, 04, 09 e 10 Março de 2019 usando a configuração WRF-STC. Os resultados destes testes sugeriram que 12 UTC do dia 09 de Março como sendo a melhor data para inicialização das simulações do ciclone I dai.

Outra etapa crucial é a escolha do campo atmosférico para a inicialização das simulações. Para obter a melhor inicialização possível em simulações de ciclones tropicais, alguns trabalhos adotaram conjuntos de dados customizados para os casos específicos desejados. Por exemplo, para aperfeiçoar a inicialização das simulações do Furacão Ivan (2004) no Golfo do México, Zambon et al. (2014a) inseriram um vórtice artificial geostroficamente ajustado no campo de larga do GFS de  $1^\circ$ , uma vez que vórtice original do GFS era bastante fraco em relação a observação. Com este procedimento, melhores resultados foram obtidos em relação ao uso conjuntos de dados de alta resolução disponíveis para o Golfo do México, como a *North American Regional Reanalysis* (NARR) com 32 km de resolução espacial (Zambon et al. 2014a). No SWIO, para o estudo do ciclone Bejisa (2014), Pianezze et al. (2018) e Bielli et al. (2021) usaram o informações do modelo AROME-Indian Ocean (AROME-IO) como condição inicial enquanto as condições de fronteiras foram fornecidas pela análise operacional de alta resolução (16 km) do *Integrated Forecast System* do ECMWF (ECMWF-IFS). O AROME-IO é um modelo regional operacional do serviço meteorológico Francês da Ilha Reunião com uma resolução espacial de 2,5 km. Operacionalmente, o AROME-IO é inicializado pelo ECWMF-IFS e conta com um robusto sistema de assimilação de dados (Bousquet et al., 2020).

Para o presente trabalho, opções de altíssima resolução ou customizadas para inicialização das simulações não estavam disponíveis. As opções disponíveis ficaram limitadas às análises e reanálises atmosféricas globais publicamente disponíveis. Por conveniência, os testes de inicialização para escolha do campo a ser usado como condições iniciais de fronteira incluíram, naturalmente, os conjuntos de dados do ERA5 e CFS, cujo desempenho geral em representar ciclones tropicais no SWIO foi avaliado no capítulo anterior do presente trabalho. Uma terceira alternativa foi considerada nos testes: a análise final do GFS com resolução espacial de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  (GFS025 *final analysis*). Estes 3 conjuntos foram considerados em detrimento dos demais disponíveis devido à sua aprimorada resolução espacial.

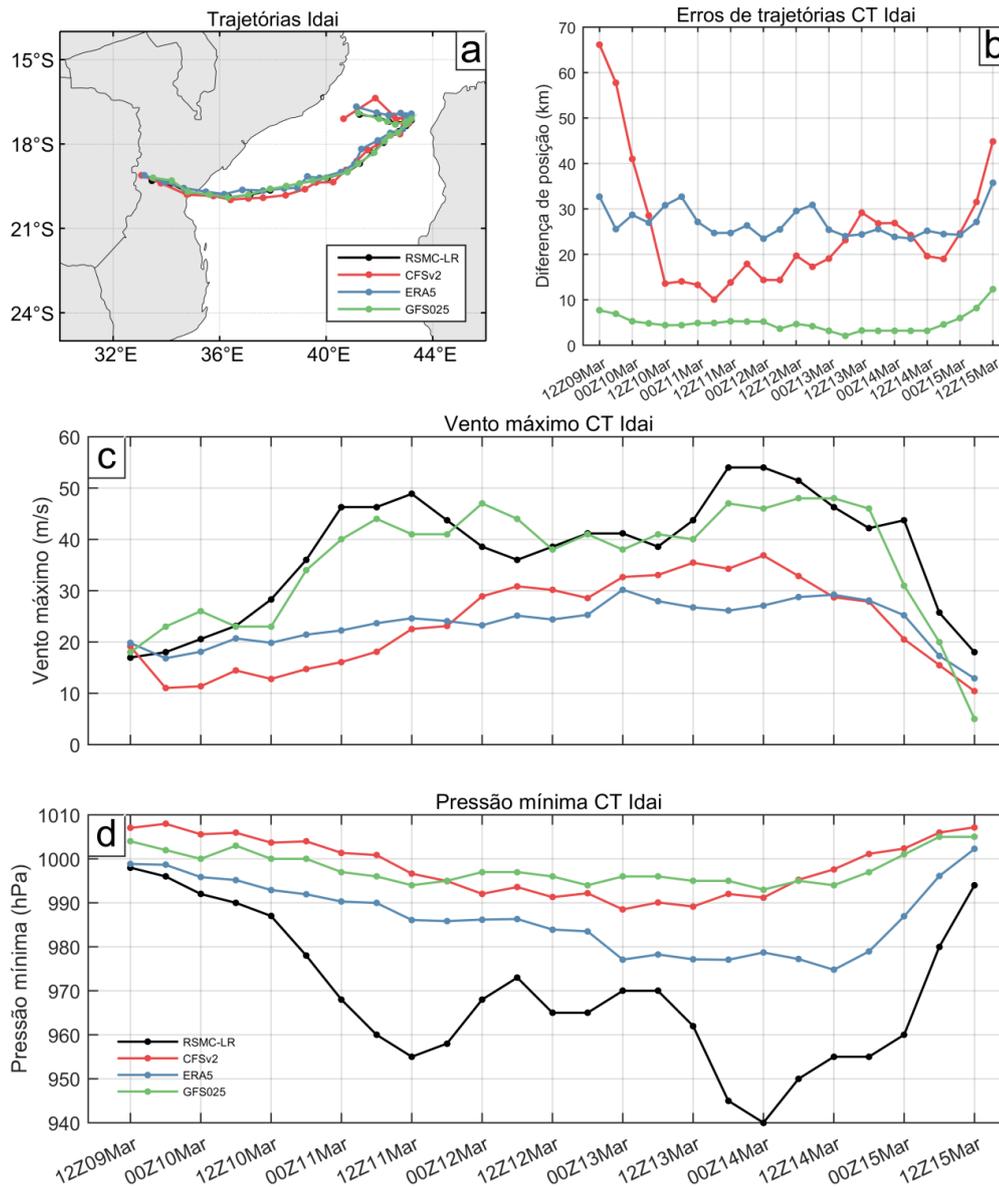


Figura 5.8. (a) Trajetórias, (b) erros de trajetórias e (c, d) intensidades do ciclone Idai conforme representada pela referência (RSMC-LR) e pelos diferentes conjuntos de dados (CFS, ERA5 e GFS025) entre 1200 UTC de 09 e 1200 UTC de 15 de Março de 2019. O CFS está representado pelo CFSv2.

A avaliação da representação do ciclone Idai em termos de trajetória e intensidade, entre 12 UTC de 09 e 12 UTC de 15 de Março de 2019 (período das simulações), pelos potenciais conjuntos de dados atmosféricos usados para inicializar as simulações (Figura 5.8), mostra que o GFS025 é o conjunto que melhor representa a trajetória do sistema, com erros de posição inferiores a 10 km ( $\sim 0,1^\circ$ ) em quase todo período de simulação (Figura 5.8a, b), sendo, também, o que representa o vento máximo mais próximo do observado (Figura 5.8c). Para a pressão mínima, embora todos os conjuntos superestimem esta variável, o ERA5 é o que menos superestima o abaixamento de pressão no centro do sistema, embora o erro de

pressão chegue a ~39 hPa no instante de máxima intensidade (Figura 5.8d). Para 12 UTC do dia 09 Março, instante adotado para a inicialização das simulações, o ERA5 apresenta o menor de déficit de pressão em relação a observação (< 1 hPa), seguido do GFS025 (6 hPa) e o CFS (7 hPa). A avaliação da intensidade do Ijai nos conjuntos de dados atmosféricos globais pode fornecer subsídios sobre como o ambiente de larga escala está sendo representado e, portanto, sua adequação para inicialização das simulações com o modelo regional.

Testes de inicialização foram feitos com os três conjuntos de dados usando a configuração do WRF-STC, e os resultados das trajetórias e intensidades obtidos estão ilustrados na Figura 5.9. Importa referir que todos os testes de inicialização foram conduzidos com a relaxação newtoniana (nudging espectral) ativada, cujos detalhes e sua influência nas simulações estão apresentados no subcapítulo (item 5.1.2b) seguinte. Quando o WRF-STC é inicializado com o CFS (WRF-CFS) e o ERA5 (WRF-ERA5), a trajetória do sistema tende a estar enviesada para norte da observada, enquanto o oposto é notável quando o modelo é inicializado com GFS025 (WRF-GFS025) (Figura 5.9a). Adicionalmente, a configuração inicializada pelo GFS025 é única que acerta o horário e local do *landfall*. Em relação aos erros de trajetória (Figura 5.9b), o WRF-CFS apresentou o pior desempenho, com valores acima de 95 km em todos os instantes das simulações após a inicialização e erro médio de ~148 km; coincidentemente, dos 3 conjuntos usados na inicialização, este possui a menor resolução espacial. A inicialização com GFS025 possui os menores erros de trajetória, com valores inferiores a 100 km em todos os instantes e a média de ~66 km. A inicialização do WRF-STC com o ERA5 produziu um erro médio de trajetória de ~126 km, quase o dobro do GFS025; não obstante, a simulação inicializada com o ERA5 (WRF-ERA5) apresenta o melhor desempenho de trajetória nas primeiras 36h de previsão, com erros inferiores a 50 km.

Em relação à intensidade, por um lado, o WRF-STC inicializado com o ERA5 também apresenta a melhor correspondência tanto para o vento quanto para a pressão nas primeiras 36h de simulação, sendo a única que conseguiu reproduzir o primeiro pico de intensidade do Ijai com boa precisão, tanto em termos de magnitude quanto de horário (Figura 5.9c). Contudo, esta simulação continuou indicando níveis elevados de intensidade do sistema até o seu *landfall*, que ocorreu precocemente às 18 UTC de 13 de Março, que corresponde a uma antecedência de 30h em relação à observação. Por outro lado, o WRF-STC inicializado com o GFS025 foi incapaz de representar o pico do primeiro estágio de intensificação do Ijai, mas foi capaz de reproduzir o segundo e mais intenso pico do sistema. A inicialização do WRF-

STC com o CFS produziu a menor correspondência de intensidade em comparação as demais inicializações.

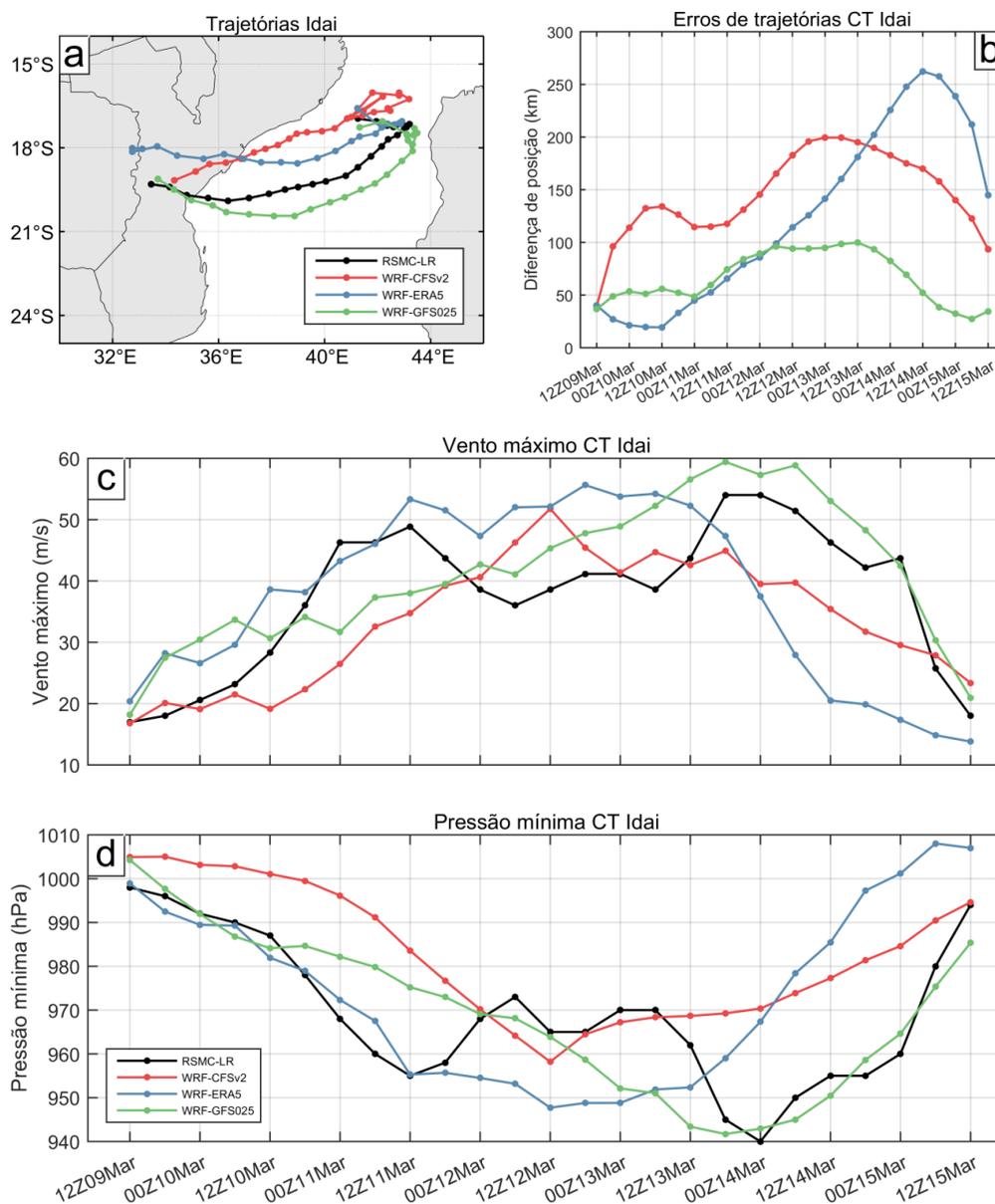


Figura 5.9. (a) Trajetórias, (b) erros de trajetórias e (c, d) intensidade do ciclone Idai conforme representada pela referência (RSMC-LR) e pelo WRF inicializado a partir dos diferentes conjuntos de dados (CFS, ERA5 e GFS025) entre 1200 UTC de 09 e 1200 UTC de 15 de Março de 2019. O CFS está representado pelo CFSv2.

Considerando a representação conjunta da trajetória e intensidade, o WRF-GFS025 mostrou melhor desempenho que as demais simulações (WRF-ERA5 e WRF-CFS). Embora enviesada para o sul, a trajetória reproduzida pelo WRF-GFS025 possui melhor correspondência com a observação, particularmente se considerarmos a passagem do sistema

sobre vórtices oceânicos de mesoescala. As duas outras simulações (WRF-ERA5 e WRF-CFS), com trajetórias mais ao norte da observada, parecem passar na periferia destas feições oceânicas, que parecem ter sido relevantes na evolução do sistema. Com base nestes argumentos, para a verificação da relevância do acoplamento oceano-atmosfera na representação do Idai, os campos atmosféricos do GFS025 foram escolhidos para fornecer as condições iniciais e de contorno as para as simulações deste sistema.

*b) Impacto da relaxação newtoniana (nudging espectral) na representação do sistema*

Conforme mencionado acima, diversos trabalhos que buscam a representação de ciclones tropicais em modelos regionais em alta resolução (<5 km) têm optado por simulações curtas, com durações entre 36 e 96h, pois os modelos tendem a perder sua capacidade preditiva quanto mais distante a solução se encontra de sua condição inicial (e.g. Landman et al., 2005). Contudo, no presente trabalho, para a simulação do caso do Idai foi necessário considerar uma simulação relativamente longa, de 7 dias (168h), para evitar que a solução para o período de interesse fosse influenciada pelo *spin-up* do modelo. Para realizar uma simulação longa mantendo uma representação razoável do sistema, uma relaxação espectral nos campos de larga escala teve de ser imposta no modelo. Portanto, cumpre informar que todos os testes de inicialização apresentados no subitem anterior já foram conduzidos com relaxação espectral ativada, cujos detalhes são explorados neste subitem.

Moon et al. (2018) mostraram que, quando devidamente dosado, a relaxação espectral pode ser benéfica na representação de ciclones tropicais, particularmente de suas trajetórias, em simulações com durações acima de 3 dias, devido a uma melhor representação ondas atmosféricas que podem ser fracamente representadas em modelos de área limitada devido a deficiências nas bordas abertas. Contudo, este procedimento pode também influenciar a intensidade do sistema, uma vez que esta também depende do ambiente atmosférico em larga escala no qual o sistema está inserido.

Para verificar a influência da relaxação espectral na evolução do Idai, dois experimentos foram conduzidos. O primeiro é o experimento controle, no qual a configuração do WRF-STC é conduzida com relaxação ativada. Esta configuração é exatamente a mesma que aquela usada para testar as inicializações no subcapítulo acima. No segundo experimento, o WRF-STC é conduzido com a relaxação espectral desativada (WRF-STC-SN), apenas as condições iniciais e de fronteira provenientes dos campos do GFS025 são consideradas. Na configuração com WRF-STC, além das condições de fronteiras, as informações de larga

escala do GFS025 para as componentes zonal e meridional do vento, temperatura potencial e altura geopotencial são assimiladas nos pontos interiores do domínio. A relaxação newtoniana da umidade não foi considerada. É importante frisar que essa assimilação através da relaxação espectral foi imposta apenas nos níveis médios e altos, de tal modo que os primeiros 10 níveis verticais *eta* (abaixo de ~850 hPa) estão livres deste procedimento, permitindo que a dinâmica do sistema evolua conforme a solução do modelo dentro da camada limite, sem qualquer restrição pela relaxação. Além disso, a relaxação é imposta apenas na grade-mãe de 15 km, de modo que a grade aninhada está completamente livre de qualquer influência direta da relaxação, recebendo apenas de informações provenientes das condições de fronteira da grade-mãe.

A relaxação foi imposta para fenômenos em larga escala com comprimentos de onda iguais ou superiores a 1000 km. Além do comprimento de onda, parâmetros como o coeficiente de relaxação e o intervalo de sua imposição são responsáveis pelo grau de influência da mesma sobre a solução do modelo. Estes dois últimos parâmetros foram definidos em 0,00003 e 6h, respectivamente, representando uma das condições menos restritivas segundo os testes de Moon et al. (2018). Os resultados dos testes da relaxação nas simulações de trajetória e intensidade estão ilustrados na Figura 5.10.

Sem a imposição da relaxação, a trajetória torna-se ligeiramente enviesada para o norte, principalmente a partir de 78h de simulação, em comparação à simulação com a relaxação espectral ativada que apresenta sua trajetória ligeiramente enviesada para o sul (Figura 5.8a). A simulação sem relaxação apresenta melhor desempenho em termos de trajetória nos primeiros 3 dias de integração, com erros inferiores a 60 km. A partir do 4º dia, a habilidade da simulação sem relaxação em reproduzir a trajetória é superada pela simulação com relaxação, cujos erros são inferiores a 100 km (Figura 5.8b). Estes resultados são consistentes com Moon et al. (2018) que mostraram a capacidade da relaxação em melhorar previsão do WRF em simulações superiores a 3 dias. Embora a relaxação pareça deteriorar a representação da trajetória nos primeiros (~3) dias de simulação para este caso específico, em média, a simulação com relaxação representa melhor a trajetória do sistema (erro médio de 80 km) em relação a simulação sem relaxação ativada (erro médio de 100 km), entre 00 UTC do dia 12 e 00 UTC do dia 15 de Março, período em que o sistema passa sobre feições oceânicas de interesse no Canal de Moçambique.

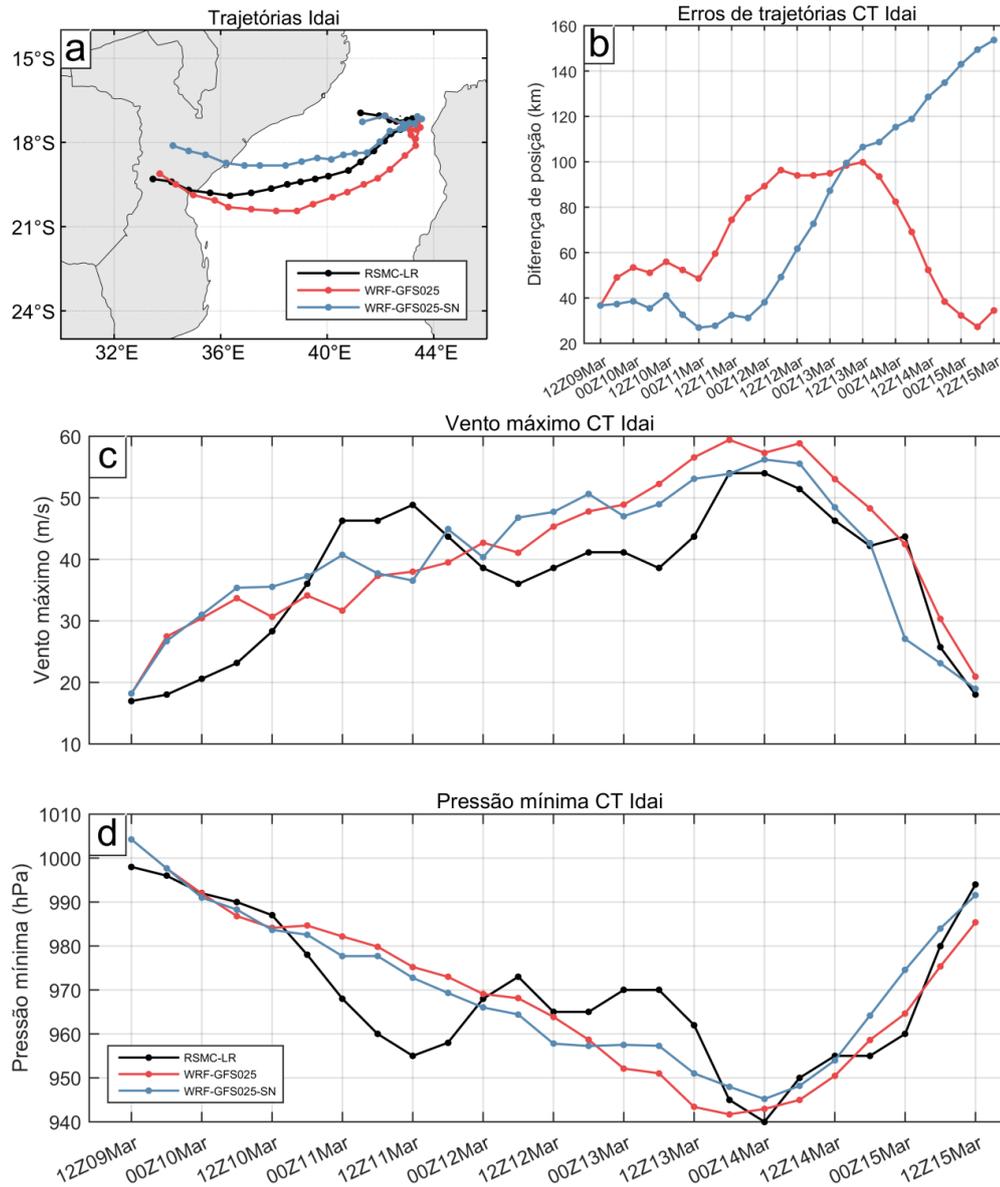


Figura 5.10. (a) Trajetórias, (b) erros de trajetória e (c, d) intensidade do ciclone Idai conforme representada pela referência (RSMC-LR) e pelo WRF inicializado entre 1200 UTC de 09 e 1200 UTC de 15 de Março de 2019, com a relaxação ativada (WRF-GFS025) e desativada (WRF-GFS025-SN).

Outro ponto crucial é a potencial influência da relaxação na evolução da intensidade do sistema. A Figura 5.10c e Figura 5.10d mostram que a evolução de intensidade do sistema é bastante similar em ambas as configurações (com e sem relaxação), sugerindo que essa imposição tenha influência limitada na intensidade deste sistema. De fato, enquanto a trajetória tem forte influência do campo em larga escala que é largamente afetado pela relaxação imposta, a evolução da intensidade depende de processos mais complexos, incluindo os da camada limite onde o nudging não foi imposto. A influência limitada da relaxação newtoniana na evolução da intensidade é um aspecto muito importante uma vez que este trabalho buscar avaliar a influência do acoplamento oceano-atmosfera, que pode ser

mascarado pela imposição da relaxação caso ela seja forte o suficiente para interferir significativamente na evolução da intensidade do sistema. A representação melhorada da trajetória do sistema e sua mínima influência na intensidade ditaram para que a opção com relaxação espectral ativada fosse escolhida na configuração das simulações. Deste modo, todos os resultados de simulações apresentados aqui em diante foram produzidos considerando a aplicação da relaxação espectral no modelo atmosférico.

### 5.1.3 Resultados das simulações com o COAWST

A complexidade do acoplamento atmosfera-oceano foi considerada no COAWST por meio das opções do WRF, seu módulo atmosférico, em relação à forma de atualização do campo de temperatura da superfície do mar (TSM) usado como condição de contorno inferior.

A primeira e mais simples possibilidade refere-se ao uso do campo de TSM referente ao instante inicial de simulação, e mantê-lo constante ao longo de toda a integração, aqui denominada WRF-STC. Uma segunda alternativa é a atualização em base diária dos campos de TSM com base em observações satelitais, a qual é denominada WRF-DYN.

A terceira opção faz uso de uma formulação unidimensional de balanço de energia interna do WRF para a camada de mistura do oceano (WRF-OML), a qual é capaz de atualizar a informação de TSM em cada ponto de grade, mas que não inclui o efeito da circulação e das correntes oceânicas nos processos advectivos e difusivos de calor no oceano. Por fim, a quarta e última refere-se ao uso do COAWST em sua versão 100% acoplada, com o ROMS atualizando simultaneamente a condição oceânica com base na forçante atmosférica, a qual denominou-se WRF-CPL. A designação de cada experimento, bem como a condição de TSM estão indicadas na Tabela 3.5 (seção 3.5.4)

#### a) *Trajétória e intensidade*

A Figura 5.11 mostra as trajetórias simuladas e seus respectivos erros de posição em relação à referência dada pelo RSMC-LR. Uma característica particular de todas as trajetórias simuladas é o seu viés de posição em direção ao sul, particularmente a partir do dia 10, quando o ciclone faz a curvatura perto de Madagascar e toma uma trajetória para sudoeste. Próximo do *landfall*, todas as trajetórias voltam a convergir em direção à observação. Devido a uma velocidade de translação ligeiramente mais elevada que a observada (Tabela 5.1), as

trajetórias simuladas tendem a localizar-se em posições meridionalmente similares à observação apesar de seguirem um trajeto mais longo em direção ao *landfall*.

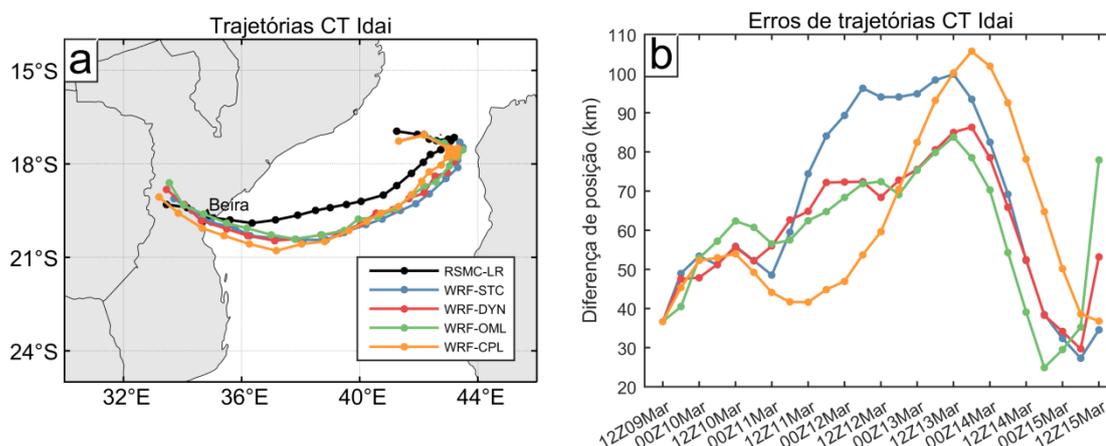


Figura 5.11. Trajetórias do ciclone Idai conforme (a) representação pela referência do RSMC-LR pelas simulações e (b) erros de posição das simulações em relação à referência do RSMC-LR.

Nas primeiras 36h de simulação, a evolução das trajetórias é similar em todas as simulações, com erros de posição inferiores a 60 km ( $\sim 0,5^\circ$ ) (Figura 5.11b). Deste ponto em diante, os erros de posição sugerem que as trajetórias simuladas começam a apresentar evoluções ligeiramente divergentes. A simulação acoplada ao modelo oceânico (WRF-CPL) apresenta tendência de melhoria de representação da trajetória (com erros entre 40 e 50 km) até 06 UTC do dia 11 de Março. Neste momento o sistema encontra-se localizado na extremidade mais a leste do Canal de Moçambique, próximo a costa oeste de Madagascar. A partir deste instante, o erro de trajetória apresenta tendência de aumento seguindo e excedendo a tendência das demais. O erro máximo de trajetória em todas as simulações é observado entre as 12 e 18 UTC do dia 13 de Março, quando o sistema se encontra próximo de  $36^\circ\text{E}$ . No momento de máximo erro, a simulação acoplada apresenta o maior erro de trajetória ( $\sim 105$  km) seguida da simulação com a TSM dinâmica (WRF-DYN) ( $\sim 95$  km).

Todas as simulações voltam a convergir em direção à observação, bem próximo do *landfall*. Embora os processos locais de interação da atmosfera e do oceano tenham pouca influência na trajetória dos ciclones tropicais (e.g. Zambon et al., 2014a; Pianezze et al., 2018), as diferentes variabilidades temporais dos erros das trajetórias simuladas sugerem diferenças nas trajetórias devido ao campo de TSM imposto como condição de fronteira na superfície, pois esta é única diferença imposta em cada experimento. Em termos médios, as

simulações com TSM variável mostram erros ligeiramente inferiores que a simulação com a TSM estática (Tabela 5.1).

Tabela 5.1. Diferenças médias de posição (km) e velocidades médias de translação dos sistemas e os respectivos desvios padrão, das de cada uma das simulações em relação a trajetória observada pelo RSMC-LR.

	Erro de posição (km)	Velocidade de translação (m/s)
RSMC-LR	-	$2,57 \pm 1,03$
WRF-STC	$66,54 \pm 30,49$	$2,93 \pm 1,24$
WRF-DYN	$59,86 \pm 22,73$	$2,87 \pm 1,36$
WRF-OML	$58,15 \pm 24,25$	$2,89 \pm 1,28$
WRF-CPL	$61,87 \pm 26,98$	$2,92 \pm 1,34$

A evolução temporal da intensidade dos sistemas, conforme o vento máximo e pressão mínima, está ilustrada na Figura 5.12. A intensidade observada de acordo com a referência do RSMC-LR mostra uma distribuição bimodal da intensidade máxima. O primeiro máximo de intensidade ocorre de 00 UTC do dia 11 até 00 UTC do dia 12 de Março. O segundo pico, e mais intenso, é observado no vento máximo as 18 UTC do dia 13 de Março e 6h depois na pressão mínima. Os resultados das simulações para a intensidade do sistema mostram que, apesar de o modelo partir de uma condição inicial com déficit de 7 hPa em relação aos dados do *best-track*, o modelo intensifica o sistema em níveis além do observado até 18 UTC do dia 10 de Março (primeiras 30h de simulação). Nota-se uma rápida intensificação durante as primeiras 6h de simulação, a partir da qual a evolução temporal da intensidade mostra uma tendência de evolução linear até o momento do pico máximo de intensidade. Esta evolução linear da intensidade revela incapacidade do WRF em reproduzir o primeiro pico de intensidade presente na referência observacional. Vale ressaltar que este primeiro máximo de intensidade também não foi capaz de ser representado pelas reanálises de ERA5 e do CFS (ver Figura 5.8), mesmo beneficiando-se do artefato da assimilação de dados, reforçando a dificuldade dos modelos em reproduzi-lo, ou eventualmente evidenciando um erro sistemático dos modelos.

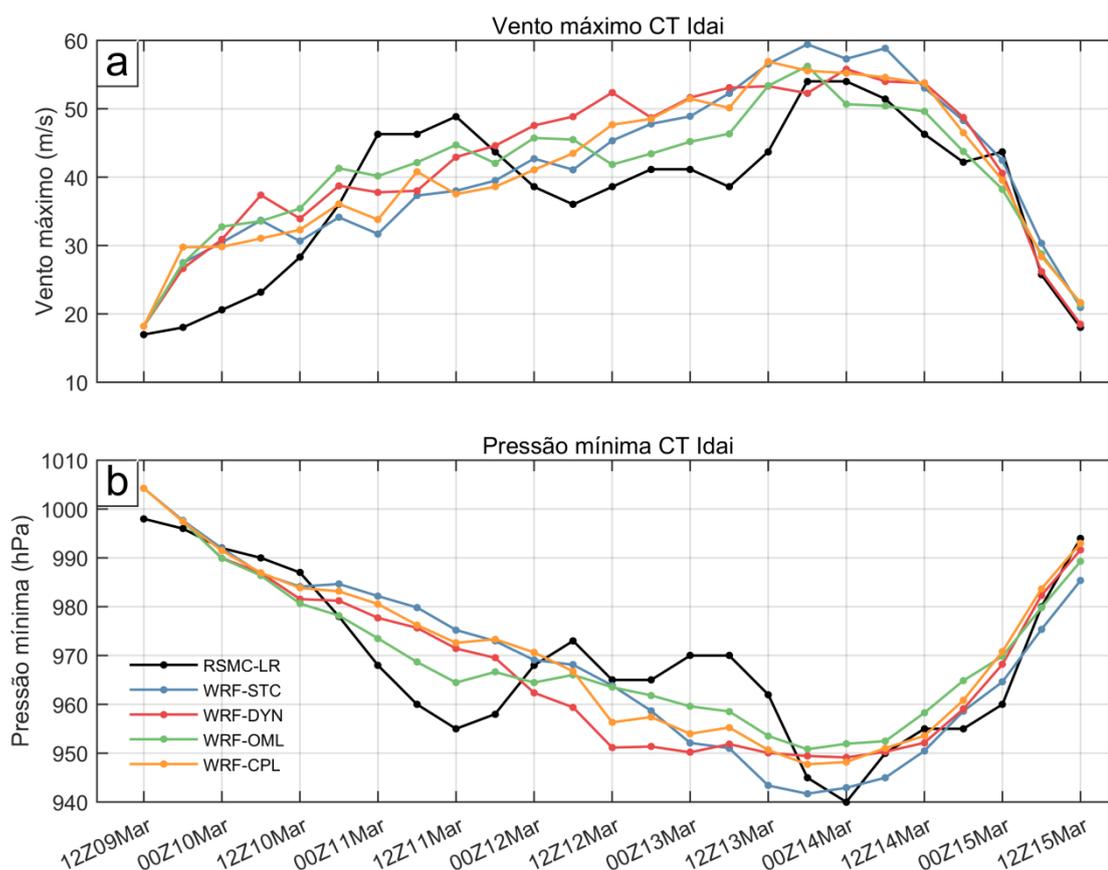


Figura 5.12. Séries temporais da intensidade do ciclone Idai a cada 6h representadas (a) pelo vento máximo e (b) pela pressão mínima no centro do sistema para os 4 experimentos numéricos e para a referência do RSMC-LR.

A variabilidade temporal da intensidade entre os experimentos é ligeiramente reduzida durante na maior parte do tempo de simulação. De modo geral, até antes do pico máximo de intensidade, os experimentos WRF-STC e WRF-CPL evoluem próximos e ligeiramente menos intensos que os experimentos WRF-DYN e WRF-OML que por sua vez também apresentam evolução similar. O segundo pico de intensidade (mais intenso) foi devidamente reproduzido pelas simulações, embora com alguma defasagem temporal de alguns experimentos em relação ao horário de ocorrência nos experimentos com TSM variável. O WRF acoplado ao modelo oceânico ROMS (WRF-CPL) representou o pico com 6h de antecedência enquanto os experimentos WRF-DYN e WRF-OML tiveram um atraso de 6h. O WRF com TSM estática (WRF-STC) conseguiu representar o pico de intensidade no mesmo horário que a referência. Contudo, o WRF-STC foi o experimento que mais superestimou a intensidade do sistema em termos de vento máximo, enquanto sua pressão mínima se manteve próxima da referência observacional dada pela estimativa do RSMC-LR. O efeito do acoplamento oceânico na representação da intensidade parece evidente na representação do

pico do vento máximo do sistema para os experimentos com TSM variável, embora as diferenças na magnitude do vento estejam em torno de  $\sim 5$  m/s.

Em termos de intensidade representada pelo vento máximo, as simulações iniciam de uma condição inicial próxima da observação. Contudo, nas primeiras horas de simulação, todos os experimentos apresentam uma tendência de intensificação além da magnitude observada, com boa concordância entre os diferentes experimentos.

b) *Impacto no oceano*

### **Temperatura da superfície do mar**

As condições da temperatura da superfície do mar (TSM) na área em análise para o ciclone Idai estão apresentadas Figura 5.13. Na coluna esquerda estão ilustradas a TSM inicial para cada uma das simulações juntamente com a TSM observada do GHRSSST para o mesmo dia (09 de Março). Uma vez que a condição inicial para os experimentos WRF-STC e WRF-DYN é a mesma, apenas a condição inicial do WRF-DYN é ilustrada, porém com sobreposição da trajetória simulada pelo WRF-STC (Figura 5.13a).

Em todo o domínio considerado a TSM excede  $27^{\circ}\text{C}$ , se encontrando acima do limiar clássico para suportar o desenvolvimento de ciclones tropicais. O padrão de distribuição espacial da TSM inicial é consistente em todos os conjuntos, principalmente para o WRF-DYN (Figura 5.13a), WRF-CPL (Figura 5.13e) e para a referência observacional do GHRSSST (Figura 5.13g). Nestes campos, TSM acima de  $29^{\circ}\text{C}$  pode ser notada de forma generalizada em toda porção norte do domínio, enquanto valores ligeiramente abaixo ( $27 - 28^{\circ}\text{C}$ ) são encontrados na porção sudoeste do domínio. Feições oceânicas de mesoescala parecem estar melhor definidas na condição inicial do WRF-CPL (Figura 5.13e) fornecida pelo ROMS. Para o WRF-OML (Figura 5.13c), a condição inicial difere ligeiramente das demais em termos da magnitude TSM, embora o padrão espacial seja similar. Realce positivo é notado nas feições de TSM, com valores mínimos e máximos excedendo  $28$  e  $31^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Estas diferenças são resultados do recálculo feito na TSM pelo WRF-OML considerando as informações de camada de mistura fornecidas como parâmetros iniciais.

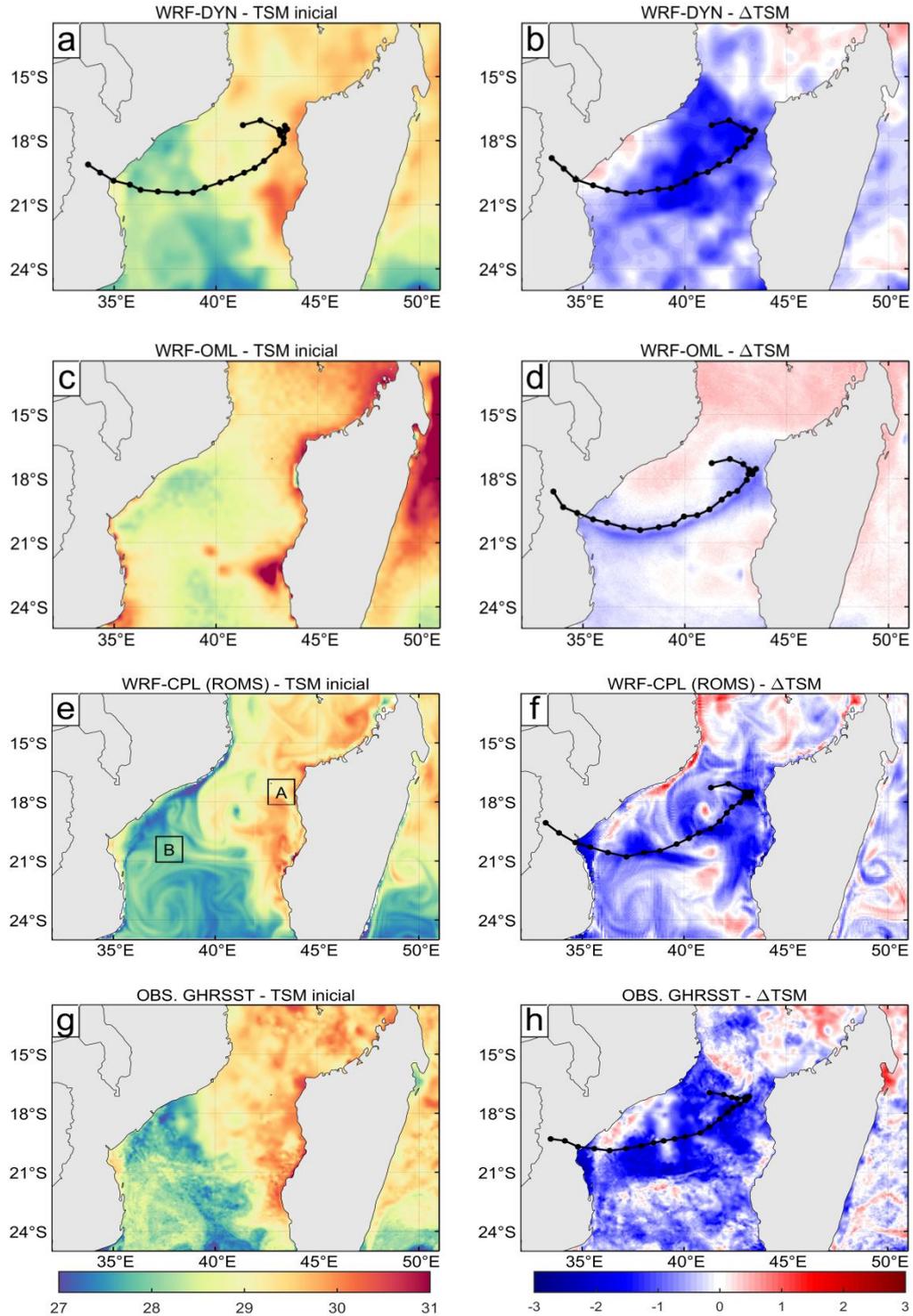


Figura 5.13. Condições iniciais de TSM (painel esquerdo) e a diferença entre a condição de TSM do dia 15 de Março e a condição inicial de 09 de Março (painel direito). Os quadrados assinalados em A e B em (e) representam as regiões oceânicas analisadas na Figura 5.16.

Para representar o impacto da passagem do ciclone Idai sobre a TSM na porção central do canal de Moçambique, o painel direito da Figura 5.13 ilustra a diferença de TSM entre o dia 15 de Março (ciclone sobre o continente) e a TSM do dia 09 de Março (data do início das simulações). A referência dada pelo GHRSSST (Figura 5.13h) indica um rastro de resfriamento, particularmente localizado à esquerda da trajetória do sistema, com valores entre  $-1$  e  $-3^{\circ}\text{C}$  de diferença. Este posicionamento da região de resfriamento é consistente com trabalhos anteriores para o Hemisfério Sul (e.g. Pianezze et al., 2018), e surge devido a assimetria da tensão de cisalhamento do vento sobre a superfície do oceano associado ao setor onde espacialmente se encontra o vento mais intenso no sistema. Este padrão de resfriamento é similar ao padrão reproduzido pelo experimento WRF-DYN (Figura 5.13b), como era de se esperar uma vez que a TSM neste experimento provém da análise do ERA5, que usa fontes de dados similares às usadas para construir o GHRSSST. Enquanto para os experimentos em que a TSM é modificada de acordo a solução do modelo, o WRF-CPL (Figura 5.13f) é o que melhor foi capaz de representar a estrutura espacial do resfriamento e sua magnitude, embora o resfriamento não apareça de forma espacialmente generalizada como sugere a observação.

Para o experimento com o modelo de camada de mistura unidimensional (WRF-OML), a esteira fria é observada em uma faixa estreita diretamente abaixo da trajetória do ciclone e com valores modestos de resfriamento não excedendo  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Este padrão de resfriamento confinado no centro da trajetória do sistema no WRF-OML pode ser resultado do balanço de radiação no centro do ciclone. As diferenças de TSM sugerem que o resfriamento persiste por períodos superiores a 24h, particularmente na porção noroeste de Madagascar onde o sinal intenso de resfriamento persiste por 72h após a passagem do sistema. De fato, esta porção oceânica esteve exposta aos efeitos dos Idai por períodos superiores a 48h, o que justifica o intenso resfriamento observado.

### **Perfis verticais de temperatura e correntes**

A Figura 5.14 e Figura 5.15 mostram a evolução temporal dos perfis verticais de temperatura e correntes em dois pontos selecionados, A e B, respectivamente, ilustrados na Figura 5.13e. Como apenas o experimento WRF-CPL resolve a estrutura tridimensional do oceano, apenas resultados deste experimento são apresentados. Os pontos A e B foram selecionados por representarem os pontos onde o resfriamento foi intenso, com base na Figura 5.13f.

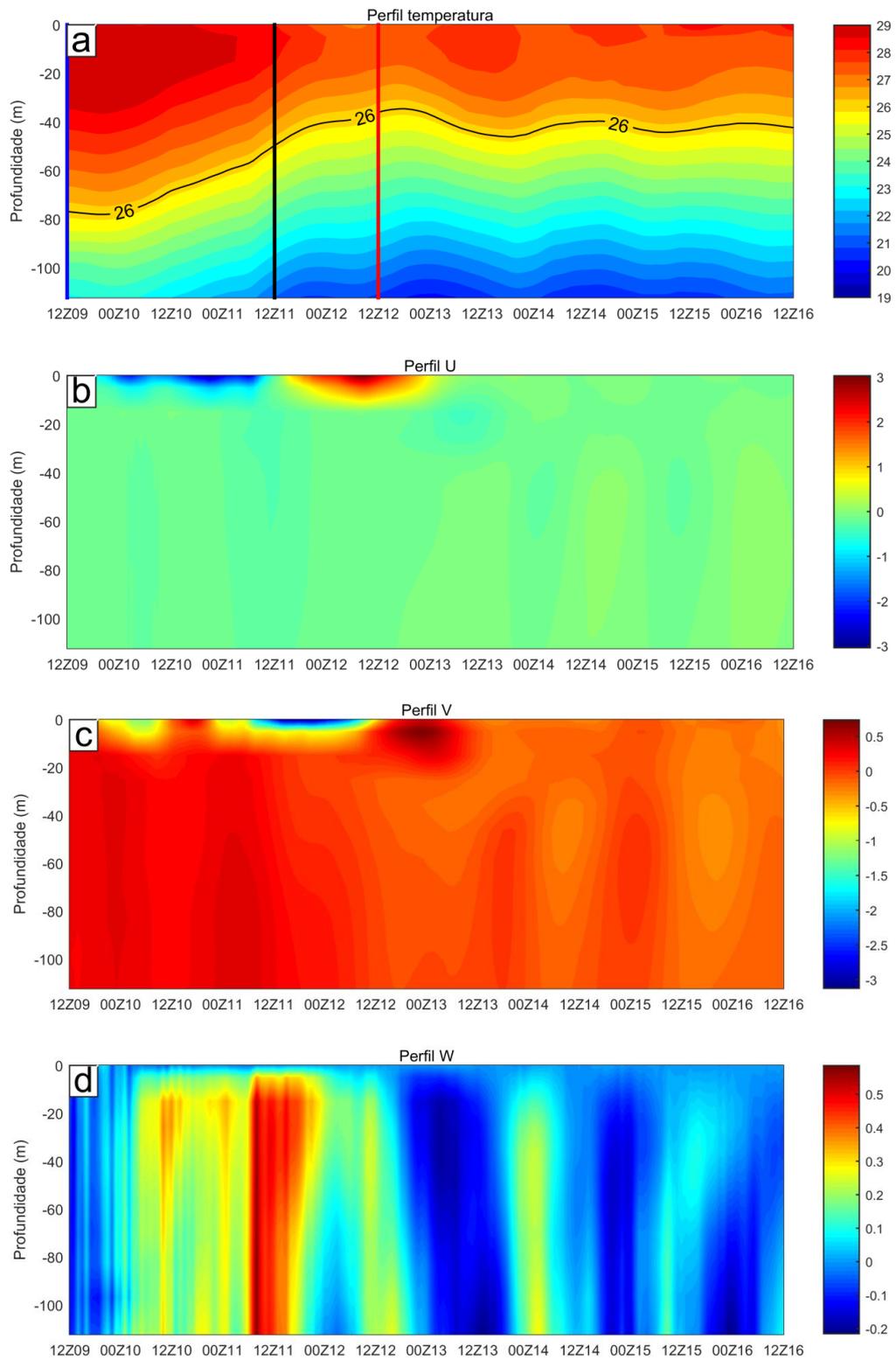


Figura 5.14. Evolução temporal entre 12Z de 09 de Março a 12Z de 16 de Março do perfil vertical de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e da componente U (m/s), V (m/s) e W ( $10^{-3}$  m/s) das correntes representados em (a), (b), (c) e (d), respectivamente, para a área representada pelo quadrado A na Figura 5.13e. A linha vertical preta em (a) representa o instante da chegada do Idai na área A, enquanto as linhas vermelha e azul representam os instantes por perfis verticais ilustrados na Figura 5.16a.

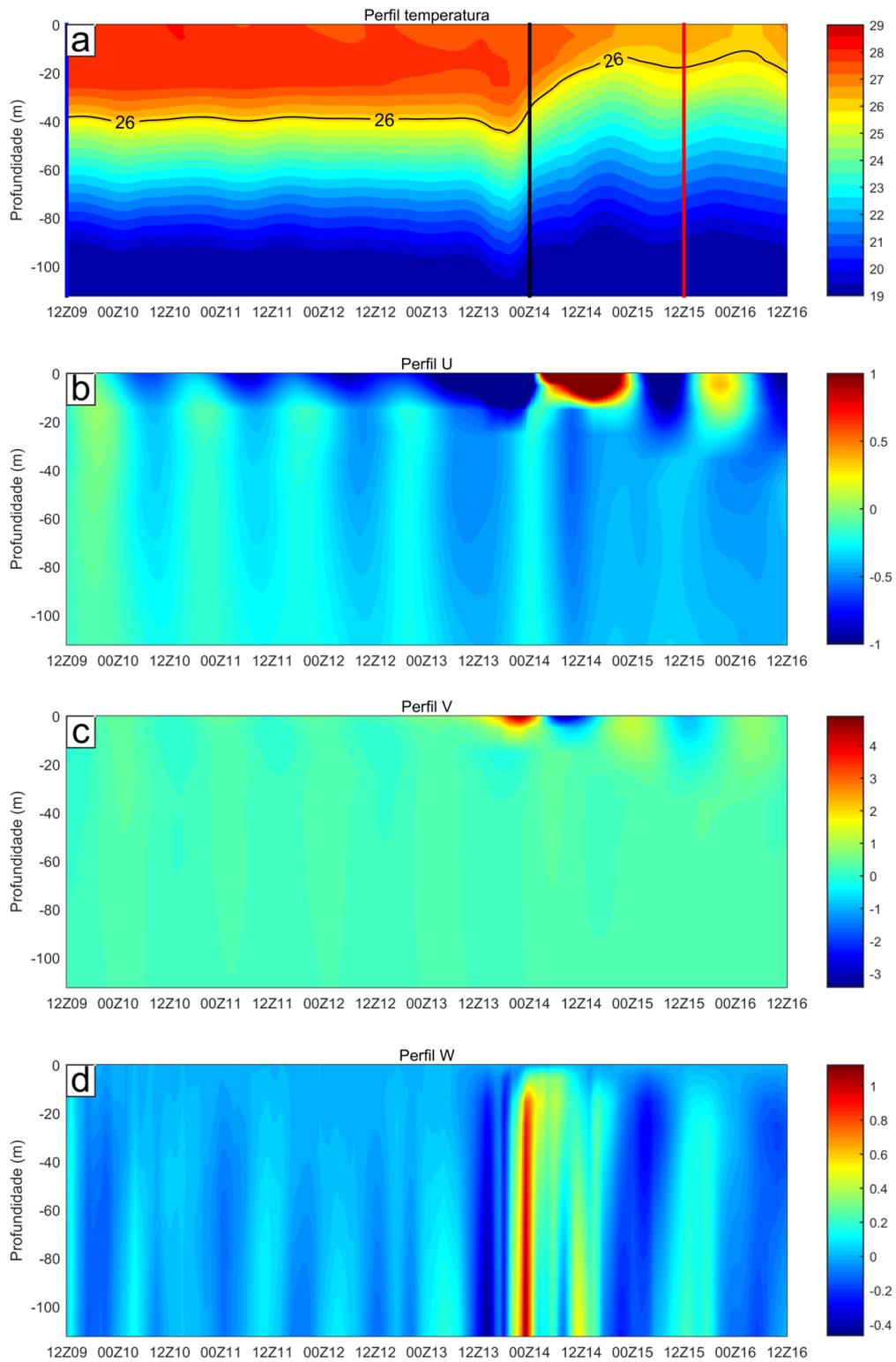


Figura 5.15. Evolução temporal entre 12Z de 09 de Março a 12Z de 16 de Março do perfil vertical de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) e da componente U (m/s), V (m/s) e W ( $10^{-3}$  m/s) das correntes representados em (a), (b), (c) e (d), respectivamente, para a área representada pelo quadrado B na Figura 5.13. A linha vertical preta em (a) representa o instante da chegada do Idai na área B, enquanto as linhas vermelha e azul representam os instantes por perfis verticais ilustrados na Figura 5.16b.

A análise de perfis no ponto A mostra que a TSM, no momento da inicialização do modelo, apresentava valores acima 29°C (Figura 5.14a). Apesar de o ciclone ainda se localizar a oeste deste ponto, o vento associado à circulação do sistema já influenciava a TSM neste ponto, como se pode notar pelo afloramento da isoterma de 26°C (Figura 5.14a) e pela intensidade do escoamento em superfície representado pela componente zonal da corrente (Figura 5.14b), mesmo antes da chegada do sistema (representado pela linha vertical sólida preta). A chegada do Idai no ponto A é marcada pela reversão da componente zonal da velocidade passando a apresentar um forte escoamento para oeste e também pelo afloramento máximo da isoterma de 26°C localizando-se próximo da profundidade de 40 m contra anteriores 60 m no início da simulação. Na superfície, um decréscimo de mais de 2°C na temperatura (Figura 5.16a), enquanto intensas velocidades verticais ( $> 0,5 \cdot 10^{-3}$  m/s) são notadas desde abaixo dos 100 m até próximo a superfície (Figura 5.14c). A predominância de intensas correntes em camadas muito próximas a superfície, fortes correntes verticais positivas e o afloramento das isotermas durante o estágio de influência do ciclone neste ponto sugerem que, além do resfriamento evaporativo, a redução da TSM foi dominada pelo bombeamento de Ekman induzido pela divergência do escoamento em superfície, mais do que pela mistura turbulenta. Neste ponto em específico, apesar de um forte resfriamento ( $\sim 2^\circ\text{C}$ ), a TSM ainda apresentava valores absolutos superiores a 27°C, suficientes para manter fluxos com a atmosfera e suportar o desenvolvimento de ciclones tropicais. Isto explica, em parte, a tendência crescente na intensidade do sistema desde o início da simulação até sua passagem por esta região oceânica (a noroeste de Madagascar), notada em todos os experimentos numéricos.

Para a área representada pelo quadrado B, no início da simulação, a TSM nesta pequena área situa-se perto de 28°C (Figura 5.16b) e a isoterma de 26°C localizada a 40 m de profundidade (Figura 5.15a), 20 m mais rasa que na área A. Uma isoterma menos profunda é indicativa de relativamente menos conteúdo de calor disponível na camada superior do oceano. O ciclone Idai encontrava-se sobre esta área às 00 UTC do dia 14 de Março, instantes antes (18 UTC do dia 13) sua chegada é marcada pelo ligeiro aprofundamento da isoterma de 26°C rapidamente seguida pelo afloramento da mesma até profundidade de  $\sim 20$  m após a chegada do sistema. A ressurgência nesta área pode ser vista pela intensa velocidade vertical positiva às 00 UTC do dia 14 (Figura 5.15c), responsável por fazer emergir até a superfície águas com temperaturas próximas de 26°C. Este período coincide exatamente com período de desintensificação do ciclone Idai próximo do *landfall*.

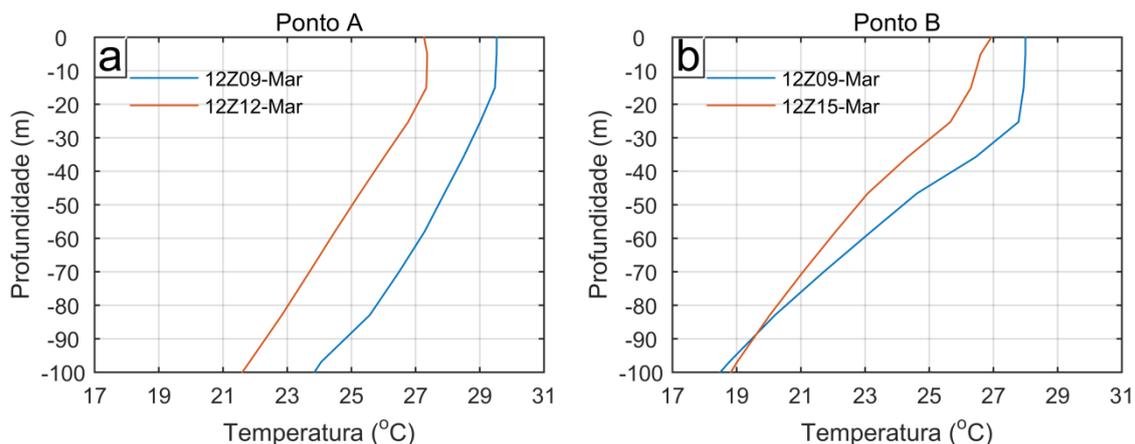


Figura 5.16. Perfis verticais de temperatura em instantes antes (linha azul) e após (linha vermelha) a passagem do ciclone Idai sobre a (a) área A e (b) área B. As localizações das áreas A e B onde foram extraídos os perfis estão representadas na Figura 5.13e.

### c) *Impacto na atmosfera*

Nesta seção, o impacto na atmosfera de diferentes condições de TSM impostas em cada uma das simulações é analisado, partindo da interface oceano-atmosfera.

### **Fluxos de calor**

A Figura 5.17 mostra a evolução temporal dos fluxos médios de calor latente e sensível na área de 100 x 100 km em torno do ciclone. Os resultados das séries mostram diferenças na evolução dos fluxos médios entre os diferentes experimentos. Desde as primeiras 6 horas do início das simulações (18 UTC do dia 09) até 00 UTC do dia 11 de Março, a evolução dos fluxos parece ocorrer de modo agrupado. Os experimentos WRF-DYN e WRF-OML seguem um padrão de evolução similar com valores ligeiramente superiores ( $> 400 \text{ Wm}^{-2}$ ) em relação às outras duas simulações ( $< 400 \text{ Wm}^{-2}$ ). Deste instante em diante, as três simulações sem o acoplamento tridimensional do oceano (WRF-STC, WRF-DYN e WRF-OML) sugerem aumentos expressivos nos fluxos ( $> 450 \text{ Wm}^{-2}$ ). Estes aumentos são resultados de uma TSM relativamente mais elevada na região ao redor do núcleo interno do ciclone nos três experimentos em relação ao experimento WRF-CPL (Figura 5.18) onde os fluxos são amplamente limitados pelo resfriamento da superfície do mar.

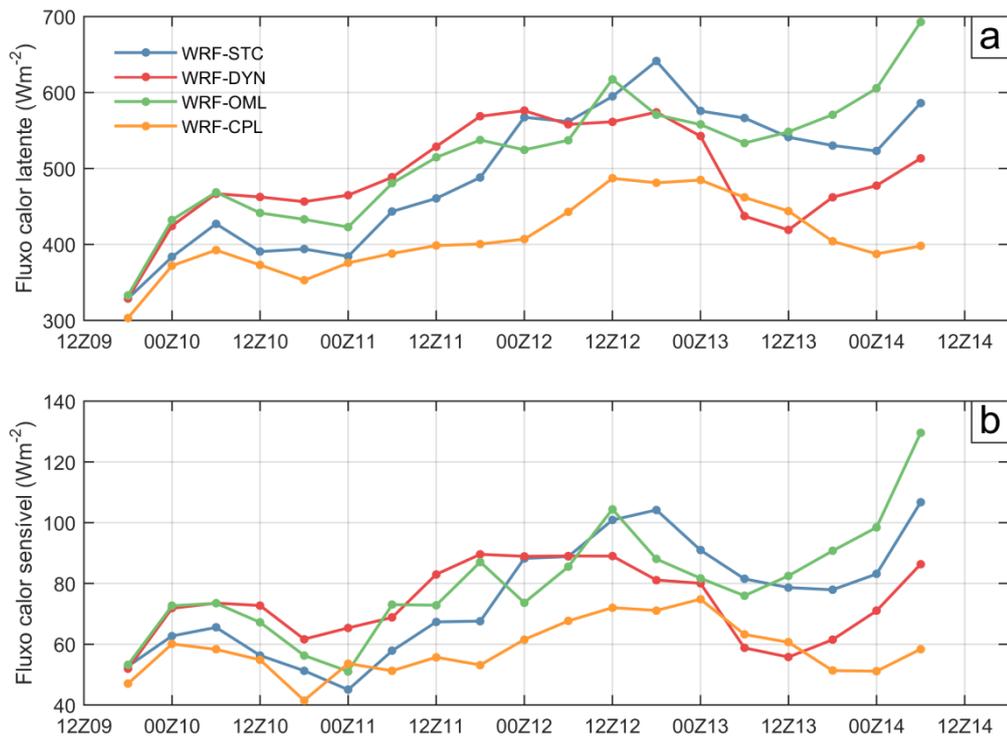


Figura 5.17. Séries temporais dos fluxos de calor (a) latente e (b) sensível para as quatro simulações (a) WRF-CPL, (b) WRF-DYN, (c) WRF-OML e (d) WRF-CPL do ciclone Idai entre o dia 09 e 14 de Março de 2019. As séries temporais representam a média cada 6h em área de 100 por 100 km ao redor do centro do sistema.

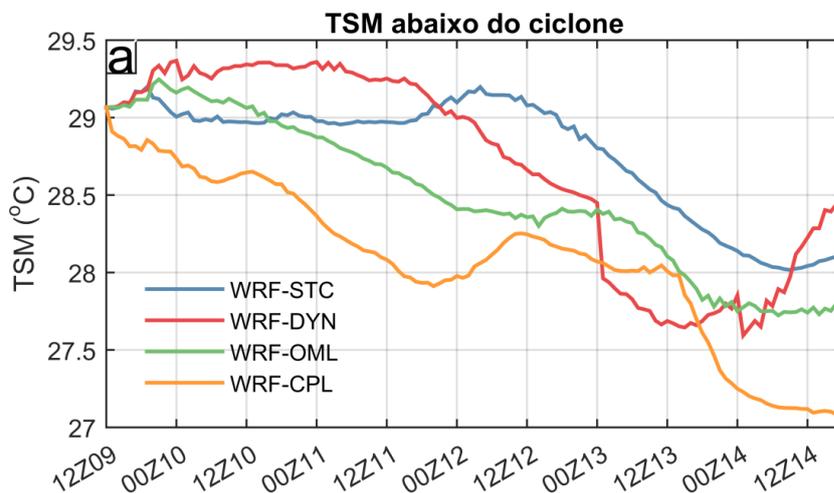


Figura 5.18. Séries temporais da temperatura da superfície do mar média em uma de 100x100 km ao redor do centro ciclone Idai, conforme representação dos 4 experimentos.

Os fluxos máximos na maior parte dos experimentos ocorrem entre 12 UTC do dia 12 e 00 UTC do dia 13 de Março (Figura 5.17). Estas datas coincidem com a passagem do Idai sobre a região de anomalias positivas de SSHA que representam a presença de vórtice oceânico quente. Ma et al. (2015) demonstraram que os fluxos de calor latente são mais

efetivos na intensificação de ciclones tropicais que os de calor sensível. Os fluxos médios máximos de calor latente variam entre  $650 \text{ W/m}^2$  para o experimento WRF-STC a  $490 \text{ W/m}^2$  no experimento WRF-CPL, uma diferença de 25%. Embora haja uma diferença considerável nos fluxos pela implementação do acoplamento ao oceano, diferença equivalente não é, contudo, notada na intensidade do sistema no mesmo instante ou nos instantes seguintes (ver Figura 5.12). Nos instantes seguintes, a partir de 00 UTC de 13 de Março, os fluxos mostram uma tendência decrescente, esse decréscimo é particularmente evidente nos experimentos WRF-DYN e WRF-CPL. Os demais experimentos possuem seus fluxos médios máximos dentro dos limites dos experimentos WRF-STC e WRF-CPL (Figura 5.17).

Embora as simulações WRF-DYN e WRF-OML possuam atualização da TSM, é importante ressaltar que para o experimento WRF-DYN essa TSM é diária, o que significa que em um intervalo de 24h ela não muda, embora o campo seja imposto a cada 6h no modelo. Este fato pode estar por trás das variações notadas às 00 UTC de cada dia quando a condição de TSM muda, incluindo a queda quase abrupta nos fluxos, tanto de calor latente quanto de sensível, às 00 UTC do dia 13, que coincide com a inclusão de uma condição de TSM onde o sinal de resfriamento causado pelo ciclone já está presente (Figura 5.18). No caso do WRF-OML, embora a simulação conte com variação da TSM calculada em função da camada de mistura, os resultados mostraram que a redução da TSM ocorre em uma faixa estreita e limitada ao longo da trajetória enquanto as demais regiões dentro do raio do vento máximo continuam com valores elevados de TSM, alimentando fluxos mais intensos.

As composições dos fluxos de entalpia para o período simulado do Idai, definido pela soma dos fluxos de calor latente e sensível, em torno do centro do sistema (Figura 5.19) mostram que o padrão de distribuição espacial é qualitativamente similar entre as simulações, embora as magnitudes médias dos fluxos apresentem diferenças notáveis de um experimento para outro. Os fluxos mais intensos encontram-se localizados no quadrante esquerdo do olho do sistema e atingem valores próximos ou superiores a  $900 \text{ Wm}^{-2}$  em todas as simulações, exceto na simulação WRF-CPL onde os fluxos médios máximos ficaram restritos a valores em torno  $700 \text{ Wm}^{-2}$ , uma redução de ~22% em relação à simulação controle (WRF-STC), enquanto os valores mais baixos de fluxos são verificados no quadrante oposto. Os fluxos são mais intensos, com valores máximos superiores a  $900 \text{ Wm}^{-2}$  no WRF-OML (Figura 5.19c), enquanto o acoplamento dinâmico ao modelo oceânico tridimensional parece ser responsável pela modulação dos fluxos através da TSM e sua consequente redução no WRF-CPL (Figura 5.19d). Embora uma variação significativa de TSM é imposta pela atualização da TSM

variável no WRF-DYN (Figura 5.19b), essa variação parece produzir pouco impacto, em termos médios temporais, em relação à simulação controle (Figura 5.19a).

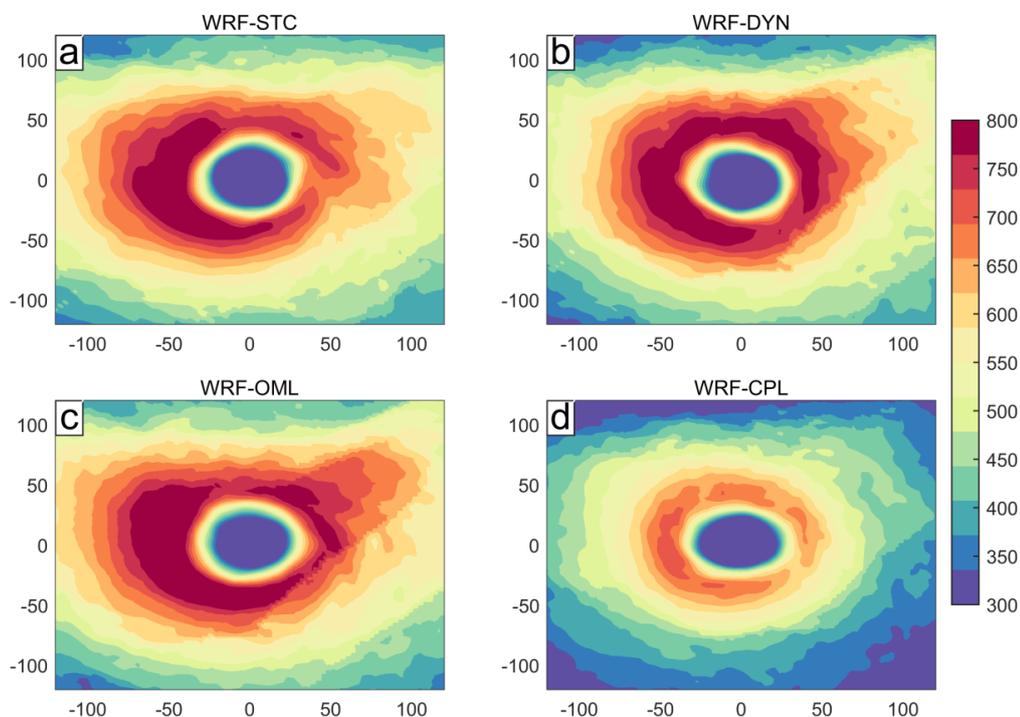


Figura 5.19. Composições dos fluxos de calor (latente+sensível;  $W/m^2$ ) para as simulações (a) WRF-STC, (b) WRF-DYN, (c) WRF-OML e (d) WRF-CPL do ciclone Idai entre o dia 09 e 14 de Março de 2019 em uma área de  $120 \times 120$  km ao redor do centro do sistema.

Um padrão de assimetria de fluxos qualitativamente comparável foi obtido por trabalhos anteriores em seus estudos de caso (Pianezze et al. 2018; Bielli et al., 2021). Estes autores argumentam que este padrão de assimetria está relacionado ao resfriamento da superfície do mar causado pelo ciclone. Contudo, nos experimentos do presente trabalho, é possível notar que o padrão espacial de assimetria também está presente na simulação controle (WRF-STC; Figura 5.19a) onde a redução da TSM causado pelo ciclone não está representado. Em vez disso, o padrão de assimetria espacial dos fluxos de calor apresenta um padrão de distribuição espacial bastante similar à distribuição espacial da magnitude do vento (não ilustrado).

As diferenças nas composições dos fluxos de calor (Figura 5.20) mostram que o impacto da imposição de uma TSM variável, cuja assinatura do resfriamento da superfície do mar está presente, é de uma redução generalizada dos fluxos em torno do centro do sistema. De fato, nos experimentos onde a redução da TSM é mais realística (WRF-DYN e WRF-CPL) existe um aumento expressivo dos fluxos no núcleo interno do sistema (Figura 5.20a e

Figura 5.20c). Este resultado é indicativo de diferenças na estrutura espacial dos sistemas, causado pela imposição de diferentes condições de TSM.

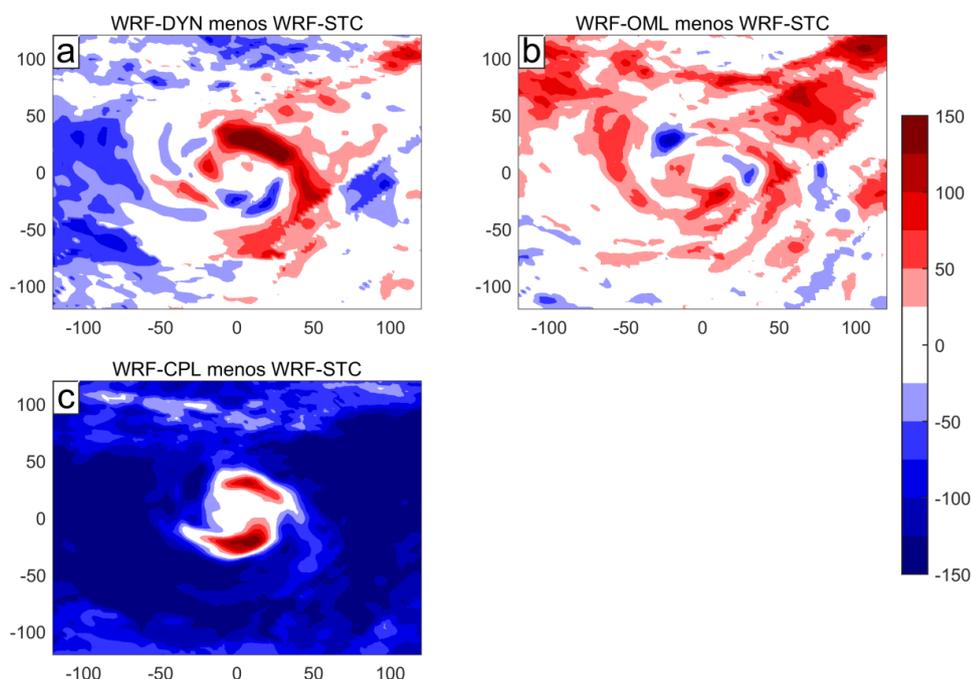


Figura 5.20. Diferenças entre as composições dos fluxos de calor (latente+sensível;  $W/m^2$ ) entre as simulações (a) WRF-DYN, (b) WRF-OML e (c) WRF-CPL em relação a simulação controle (WRF-STC) do ciclone Idai entre o dia 09 e 14 de Março de 2019 em uma área de  $120 \times 120$  km ao redor do centro do sistema.

## Vento

Para ilustrar o impacto do acoplamento da TSM variável na simulação do vento do ciclone Idai, as distribuições vertical-radial das médias azimutais do vento gradiente estão apresentadas na Figura 5.21, para o período integral das simulações. É preciso ter em atenção que a média azimutal tende a deturpar a estrutura espacial dos sistemas, particularmente os assimétricos, conforme notado por Lee & Chen (2012).

Os resultados das simulações controle e com TSM variável mostram que a extensão do vento gradiente é similar entre os experimentos, apesar de ligeiras diferenças serem notáveis. Em termos médios, o vento gradiente intenso (40 m/s) possui maior extensão no experimento WRF-DYN (Figura 5.21b), se estendendo por uma distância radial de quase 50 km e se prolongando verticalmente até acima do nível de 800 hPa, sugerindo um núcleo interno ligeiramente mais largo. Enquanto apenas a estrutura em torno do vento máximo parece ser ligeiramente maior no WRF-DYN, o acoplamento ao modelo oceânico tridimensional (WRF-CPL; Figura 5.21d) sugere que, em termos médios, o efeito do resfriamento da superfície do

mar tende a produzir um sistema ligeiramente menor em todo o núcleo interno do sistema (pelo menos até uma distância radial aproximadamente  $2^\circ$ ). Para esta simulação, o vento máximo (45 m/s) está confinado horizontalmente entre 30 e 50 km de distância em relação ao centro do sistema, uma extensão radial ligeiramente menor ( $\sim 20$  km), mas comparável aos experimentos WRF-STC (Figura 5.21a) e WRF-OML (Figura 5.21c). A principal diferença no perfil vertical-radial do vento entre o WRF-CPL e os demais experimentos é notável principalmente na extensão das magnitudes de 35, 30 e 25 m/s que se encontram a uma distância radial entre 20 e 30 km menor no WRF-CPL em relação aos restantes experimentos.

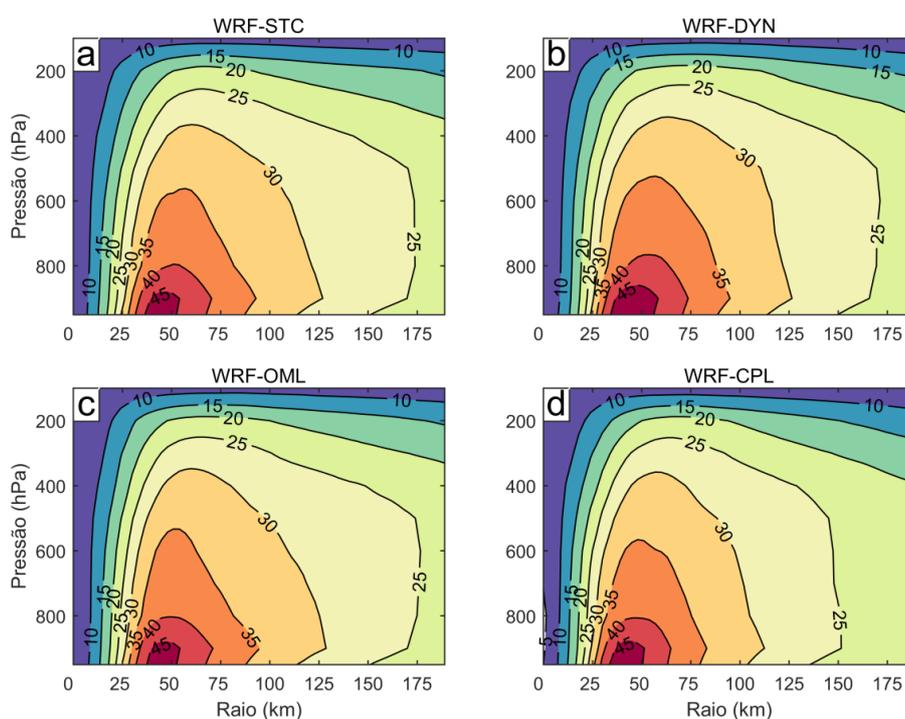


Figura 5.21. Média azimutal em um raio de  $\sim 200$  km ao redor do centro do ciclone da seção vertical-radial do vento gradiente (m/s) para os experimentos (a) WRF-STC, (b) WRF-DYN, (c) WRF-OML e (d) WRF-CPL para todo o período de simulação.

## Precipitação

A precipitação de cada uma das simulações é comparada com as estimativas de precipitação por satélite, fornecidas pelo GPM. A comparação foi feita a partir de acumulados diários para os dias 11, 13 e 15 de Março. As duas primeiras datas foram selecionadas por representarem o momento em que o sistema se encontra em seu pico de intensidade, enquanto o dia 15 foi selecionado para representar as estimativas de precipitação imediatamente após o sistema penetrar o continente.

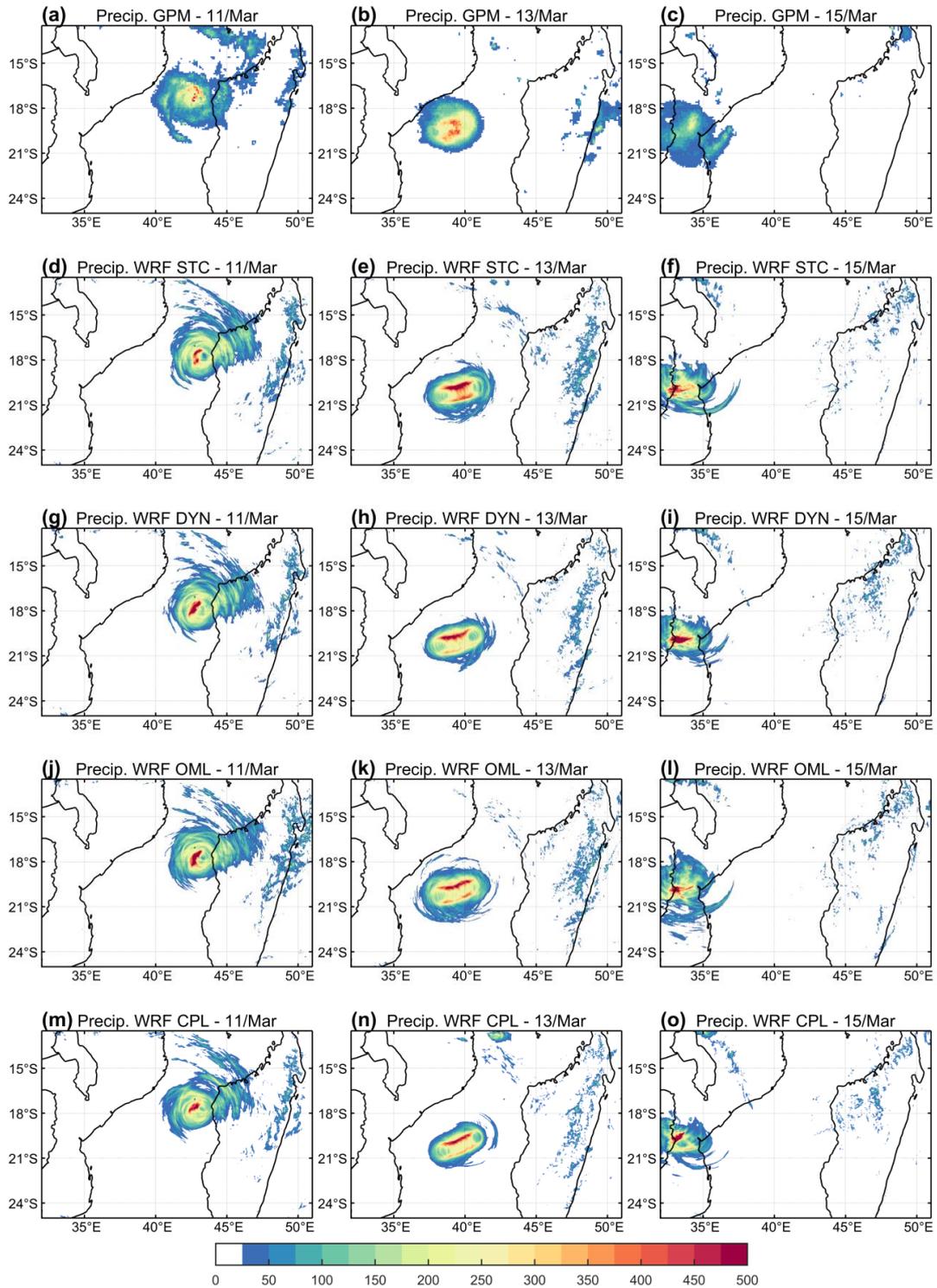


Figura 5.22. Precipitação acumulada em 24h para os dias 11/03 (coluna esquerda), 13/03 (coluna central) e 15/03 (coluna direita) de acordo com a representação do (a – c) GPM, (d – f) WRF-STC, (g – i) WRF-DYN, (j – l) WRF-OML e (m – o) WRF-CPL.

## 5.2 Efeito geral do acoplamento na representação das trajetórias e intensidades dos sistemas

Antes de concluir os resultados das simulações para o ciclone Idai, é importante ressaltar que a simulação de apenas um sistema limita uma possível especulação sobre a generalização dos resultados encontrados neste trabalho. Para tentar endereçar esta limitação, as simulações feitas para o ciclone Idai repetidas para mais três sistemas, nomeadamente, Funso, Favio e Eline, ocorridos em Janeiro de 2012, Fevereiro de 2007 e Fevereiro de 2000, respectivamente. As datas de início e término das simulações para cada um dos sistemas estão apresentadas na Tabela 3.6. A configuração do modelo e o ajuste do setup foi exatamente o mesmo que o usado para o ciclone Idai, diferindo apenas a extensão geográfica das grades dos modelos e a condição inicial e de contorno usadas, cujos detalhes podem ser encontrados no Anexo A. Os resultados destas simulações adicionais são apresentados em seguida de forma resumida em termos de suas trajetórias e intensidades.

### 5.2.1 Trajetórias

A Figura 5.23a-d ilustram as trajetórias observadas e modeladas dos quatro sistemas, respectivamente. As trajetórias modeladas variam de uma concordância boa a razoável, dependendo em relação à referência dada pelo RSMC-LR, dependendo do sistema. Os erros médios das trajetórias (Figura 5.23e) variam de valores entorno de  $0,5^\circ$  (entre 46 a 67 km) para o ciclone Idai até atingir valores em torno de  $1,5^\circ$  (entre 119 a 171 km) para o ciclone tropical Favio. Para os ciclones Funso e Eline, os erros médios de trajetória se encontram limitados pelos erros do Idai e do Favio, com valores superiores a 80 km e inferiores a 120 km, dependendo da configuração da simulação. Excetuando o caso do Idai, os erros médios de trajetórias são ligeiramente maiores se comparados aos valores médios para o SWIO, obtidos a partir das reanálises do CFS e ERA5.

Os erros médios de trajetória sugerem que as simulações com a TSM variável tendem a representar melhor as trajetórias dos sistemas, seja impondo uma TSM resolvida dinamicamente (WRF-CPL e WRF-OML) ou prescrevendo-a a partir da análise fornecida pelo ERA5 (WRF-DYN). Contudo, ligeiras exceções são notadas nos casos do Favio e Eline, onde os maiores erros médios estão nas trajetórias reproduzidas pelas configurações WRF-DYN e WRF-OML, respectivamente. Apesar de a trajetória ser largamente influenciada pelo

escoamento atmosférico em larga escala, vários trabalhos também reportaram ligeiras melhorias quando uma condição de TSM mais realística era imposta nas simulações (e.g. Zambon et al., 2014a; Pullen et al., 2017; Yesubabu et al., 2020; Bielli et al., 2021).

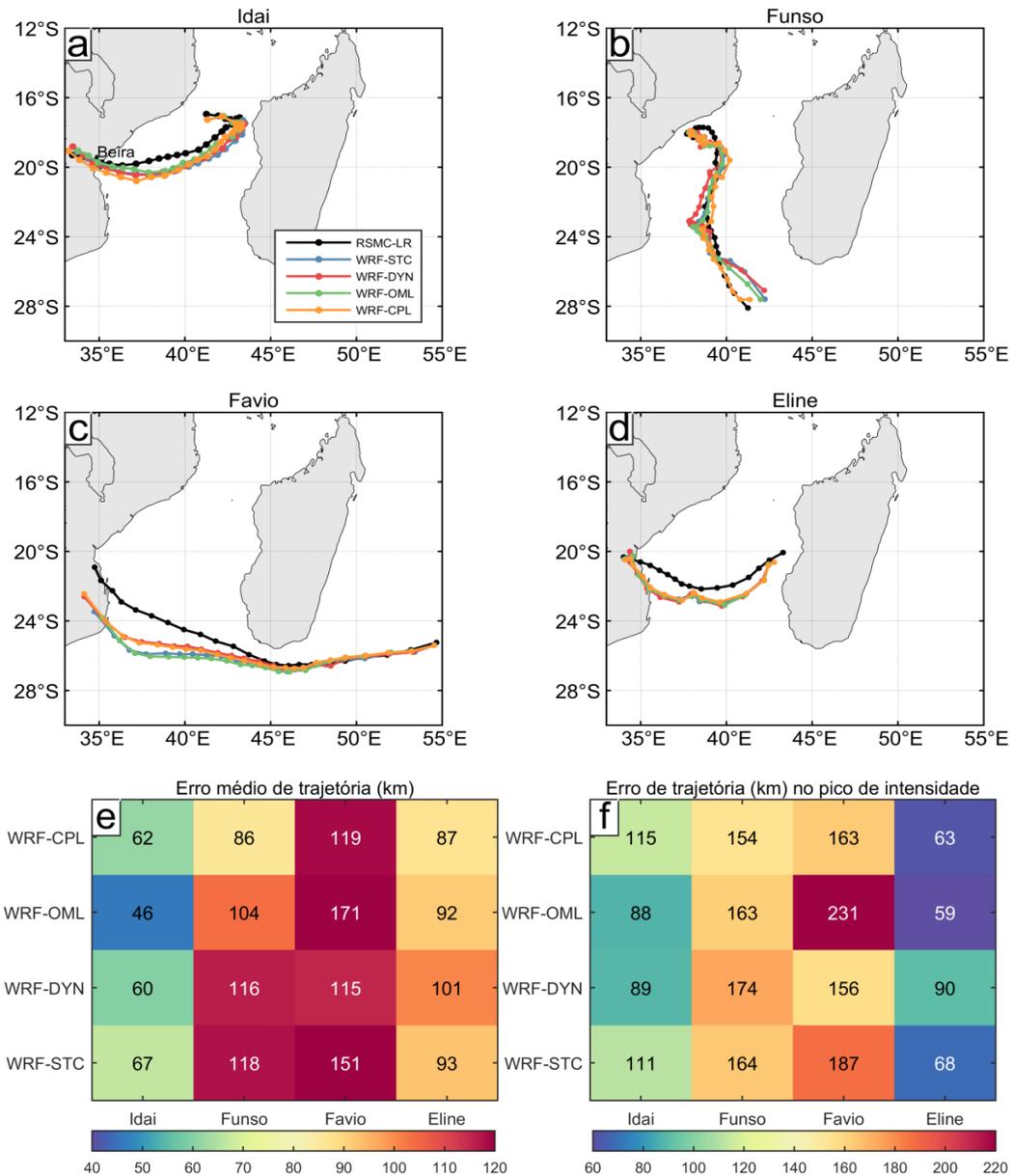


Figura 5.23. Trajetórias observadas e simuladas dos ciclones tropicais (a) Idai, (b) Funso, (c) Favio e (d) Eline. (e) Erros médios de trajetória e (f) erros de trajetória durante o pico de intensidade dado pela referência (RSMC-LR) para os quatro ciclones (Idai, Funso, Favio e Eline).

Os erros de trajetória durante o pico de intensidade dos sistemas são superiores aos erros médios de trajetórias para todos os sistemas (Figura 5.23f), chegando a atingir valores próximos ao dobro do erro médio. Isto se deve principalmente ao fato de o pico de intensidade ocorrer alguns dias após o início das simulações, o que faz com as mesmas tenham se

desviado consideravelmente de sua condição inicial. Adicionalmente, existe uma tendência de as trajetórias modeladas convergirem em direção às trajetórias observadas nos instantes próximo da penetração dos sistemas no continente; este comportamento parece ser induzido pela relaxação espectral imposta nas simulações, pelo menos no estudo de caso do ciclone Idai no subcapítulo anterior, simulações sem a relaxação newtoniana não apresentaram esta tendência.

Ainda sobre as trajetórias, uma característica peculiar para os sistemas que possuem trajetórias particularmente zonais (Idai, Favio e Eline) é que as trajetórias simuladas encontram-se todas enviesadas para o sul da referência observacional. Embora não se possa generalizar com base em apenas um caso, os experimentos feitos com o ciclone Idai demonstraram que esse viés para o sul ocorre quando a relaxação espectral é imposta. Como as trajetórias são influenciadas principalmente por feições atmosféricas de larga escala, diferenças nas trajetórias são consequências das diferenças na representação dessas feições, tal como ilustra a Figura 5.24. Por exemplo, para o caso do Idai (Figura 5.24a), a sua trajetória para o oeste foi influenciada por uma estrutura de alta pressão localizada na porção sul do domínio, conforme representação do ERA5. Na simulação com o WRF, essa estrutura de alta pressão se encontra deformada, se prolongamento ligeiramente mais para o sul da referência (ERA5) e eventualmente sendo responsável pelo envies das trajetórias. No caso do Favio (Figura 5.24c), sua trajetória para oeste para ter sido influenciada por uma estrutura de baixa pressão localizada a norte/nordeste de Madagascar. Esta estrutura se encontra mais expandida nas simulações do WRF que no ERA5, sendo responsável por uma trajetória mais ao sul do que a observada. Deficiências na representação de feições atmosféricas de larga podem ocorrer em função do tamanho do domínio.

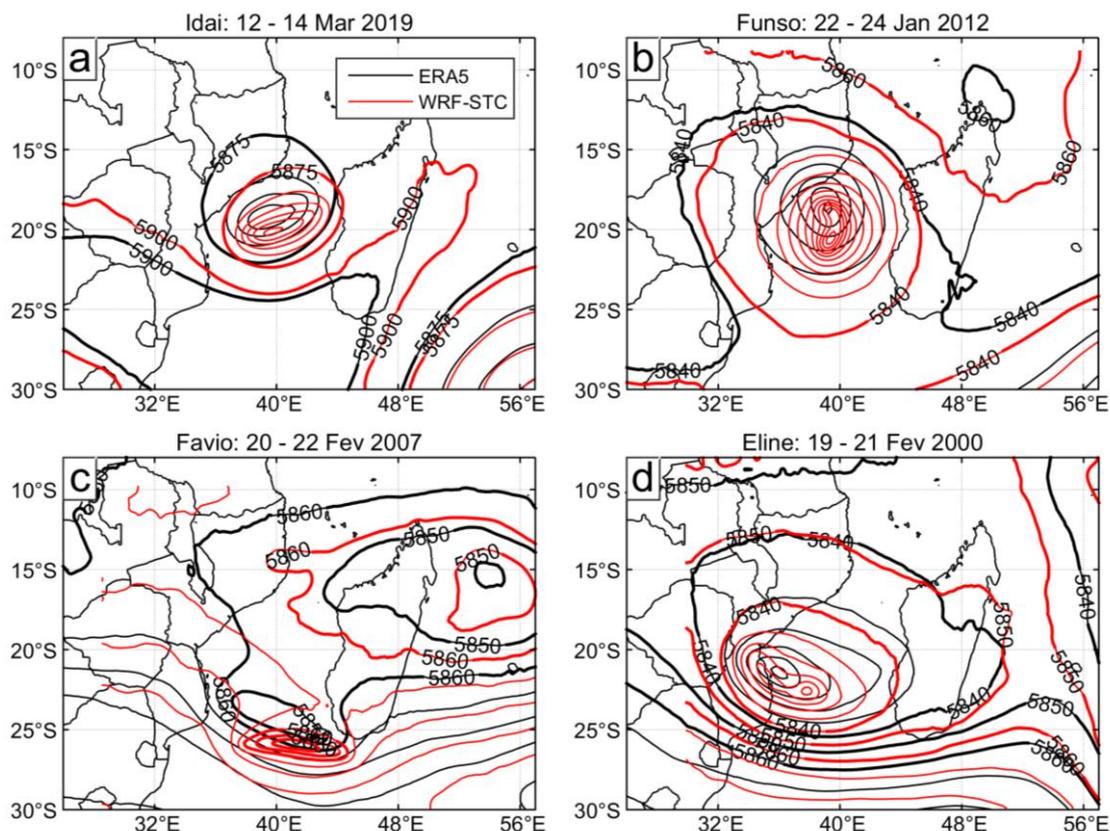


Figura 5.24. Contornos de altura geopotencial em 500 hPa para o ERA5 (contornos em preto) e para a configuração do WRF-STC (contornos em vermelho) para os ciclones (a) Idai, (b) Funso, (c) Favio e (d) Eline. Os contornos representam a média para o intervalo de dias indicados no topo de cada painel.

A parametrização de microfísica pode afetar a representação de feições atmosféricas em larga escala responsáveis por definir a trajetória dos sistemas pelas suas diferentes formas de tratamento da convecção rasa (Torn & Davis, 2012; Mooney et al., 2019); particularmente, a parametrização de cumulus Kain-Fritsch também produziu trajetórias enviesadas para sul nos experimentos feitos por Parker et al. (2017). Embora o domínio aninhado usado neste trabalho esteja livre de parametrização de cumulus, a convecção no domínio-mãe foi parametrizada pelo esquema de Kain-Fritsch e sua influência é eventualmente transmitida para o domínio aninhado a partir das bordas.

Outra quantidade que influencia nos erros de trajetória dos sistemas é sua velocidade de translação. A Figura 5.25 mostra o viés e a RMSE percentuais para cada sistema. Com base no viés (Figura 5.25a) é possível notar que todos os sistemas, exceto o Favio, tiveram uma velocidade média de translação superior à observada. Coincidentemente, o ciclone Favio é também o que apresenta os menores erros relativos na velocidade de translação, seguido pelo ciclone Idai (Figura 5.25b). Os demais sistemas (Funso e Eline) apresentam RMSEs percentuais superiores a 50% da velocidade média observada, independentemente da

configuração da simulação. Diferente de trabalhos anteriores que reportam uma ligeira melhora na velocidade de translação quando uma TSM variável era imposta ao WRF em casos de estudo específicos (e.g. Yesubabu et al., 2020; Mooney et al., 2019), os presentes resultados não sugerem uma relação clara entre os erros na velocidade de translação e a complexidade do grau de acoplamento atmosfera-oceano (Figura 5.25b). Contudo é preciso realçar que a velocidade de translação é também controlada pelo escoamento de larga que cuja representação pode depender das dimensões do domínio.

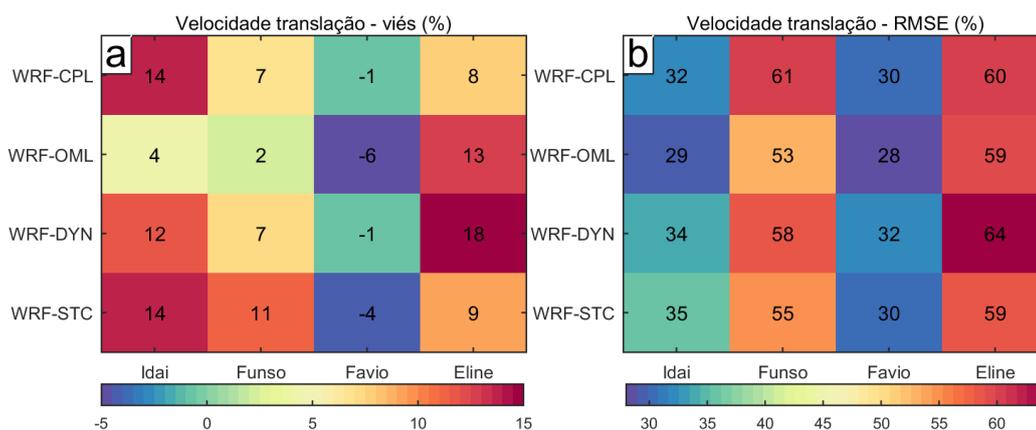


Figura 5.25. Erros da velocidade de translação dos sistemas simulados em relação à referência do RSMC-LR representados pelo (a) viés e (b) raiz do erro médio quadrático (RMSE). Ambas as quantidades estão em percentuais relativos ao velocidade média observada de cada sistema.

## 5.2.2 Intensidade

As intensidades dos sistemas conforme representação do vento máximo (VMAX) e pressão mínima no centro do sistema, juntamente com a referência dada pelo RSMC-LR, estão ilustradas na Figura 5.26 para os quatro sistemas. Embora já tenha sido previamente apresentados, a Figura 5.26 também inclui os resultados para o ciclone Idai, para efeitos de comparação com os demais.

Com a exceção do ciclone Eline (Figura 5.26g-h), todas as simulações são inicializadas com pressão mínima superior à observada; essas diferenças de pressão durante a inicialização atingem até cerca de 20 hPa no caso do ciclone Funso (Figura 5.26d). Essas diferenças de pressão na inicialização dos sistemas podem ser atribuídas a deficiências na condição inicial, reportada por diversos trabalhos em vários casos de estudo (e.g. Mooney et al., 2019; Zambon et al., 2014a). No presente trabalho, o uso de campos atmosféricos (GFS025 e ERA5) com  $0,25^\circ$  de resolução pode contribuir para tais deficiências de

inicialização. Opções para o melhoramento da condição inicial, como assimilação de dados ou uso de campos atmosféricos de maior resolução, não foram consideradas no presente trabalho devido a sua indisponibilidade e/ou complexidade de implementação.

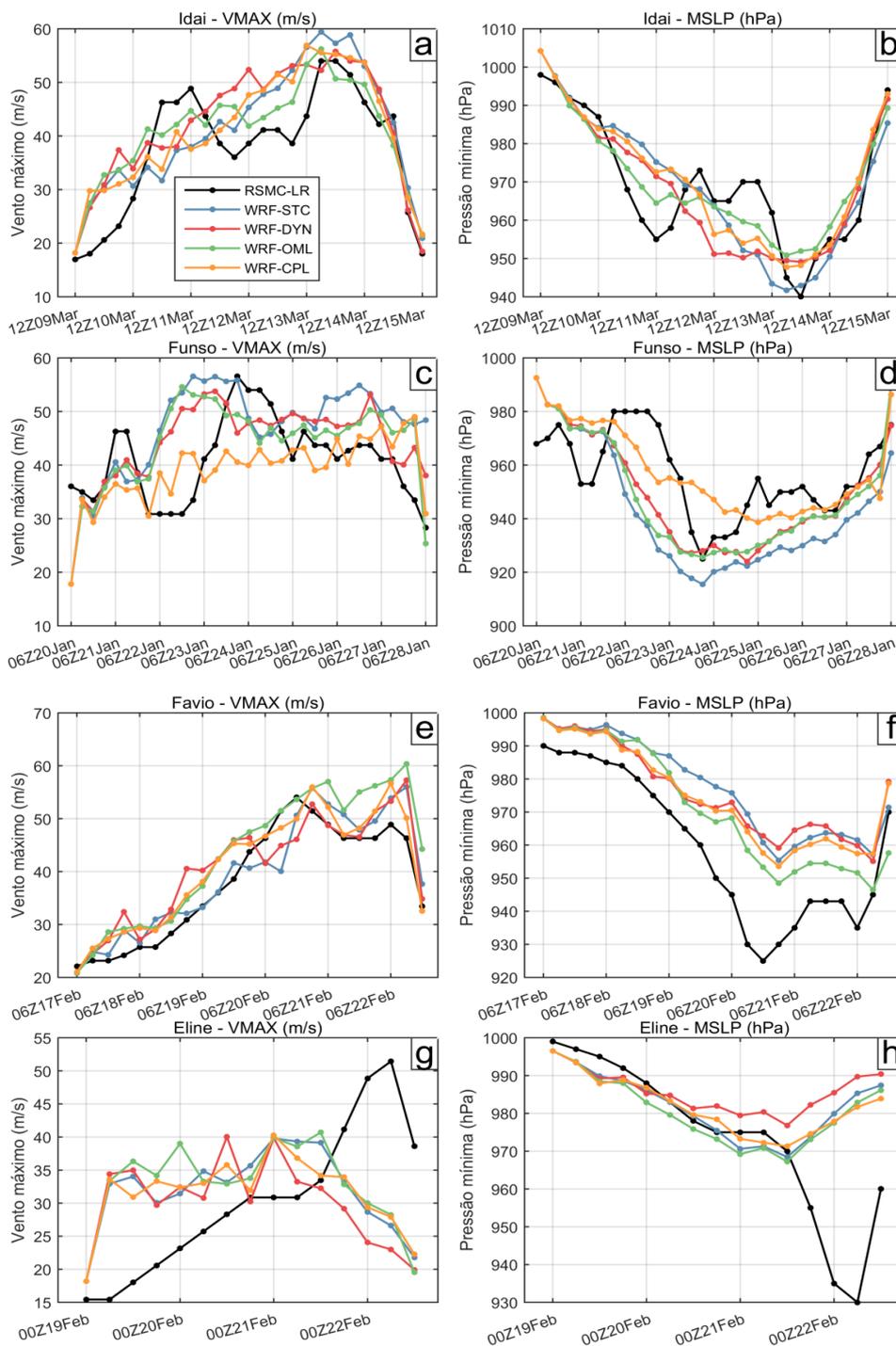


Figura 5.26. Séries temporais da intensidade do ciclone (a, b) Idai, (c, d) Funso, (e, f) Favio e (g, h) Eline de acordo com a referência do RSMC-LR e as diferentes simulações com o WRF, representadas pelo VMAX (painel esquerdo) e pela MSLP (painel direito).

Um padrão generalizado de evolução de intensidade em função da complexidade da representação da TSM não é claramente discernível entre as simulações dos diferentes sistemas, sugerindo que o acoplamento tenha diferentes impactos na intensidade de cada caso. Para os ciclones Idai (Figura 5.26a-b) e Funso (Figura 5.26c-d) uma tendência da modulação da intensidade quando a TSM variável é imposta como condição de fronteira na superfície pode ser notada. Em ambos os casos, a intensidade dos sistemas tende a ser limitada pela redução dos fluxos turbulentos logo abaixo do sistema, modulada pelo resfriamento da superfície do mar induzido pelo sistema. Para estes dois sistemas em particular, a velocidade de translação esteve abaixo dos 3 m/s, tanto observada quanto modeladas, sugerindo que o sistema teve tempo suficiente de interação com oceano. No caso do Idai, a intensidade, em termos de seu VMAX (Figura 5.26b), tende a ser melhor representada quando uma TSM variável é imposta como condição de fronteira na superfície, particularmente durante o pico de intensidade.

O ciclone Funso foi o sistema mais lento dentre os quatro considerados. Tanto a observação quanto as simulações indicam velocidade translação média inferior a 2,5 m/s. Ciclones com velocidades de translação tão baixas tendem a ter interações mais intensas com o oceano adjacente. Como consequência, os resultados para a intensidade do ciclone Funso mostram grande variabilidade nas séries temporais em função da complexidade da representação da TSM (Figura 5.26c-d). A simulação com o WRF-STC tende a superestimar a intensidade do sistema na maior parte do período de simulação, embora ele consiga reproduzir o pico de intensidade. Por seu turno, a intensidade do Funso reproduzida pela simulação com o WRF acoplado ao ROMS (WRF-CPL) é a que se encontra mais próxima da referência maior parte do tempo da simulação, conforme ilustram as Figura 5.26c-d bem com as métricas estatísticas resumidas na Figura 5.27. A reprodução da evolução temporal da intensidade do ciclone Eline parece ter sido a mais desafiadora. Em parte, isto pode dever-se ao fato de a simulação ter sido inicializada imediatamente após saída do sistema sobre o continente, onde sua circulação ainda se encontrava bastante indefinida. Não obstante, vale notar que as simulações foram capazes de capturar bem a evolução da pressão nas primeiras 72h de previsão, enquanto o vento foi sempre superestimado. Este comportamento pode indicar diferenças importantes na estrutura espacial entre o sistema observado e os simulados.

A Figura 5.27 mostra ainda de forma muito resumida que o acoplamento a uma condição de superfície com TSM variável, seja resolvida dinamicamente pelo modelo ou imposta pela atualização de uma TSM mais realística, tende, em média, a melhorar a

representação da intensidade dos sistemas, embora essa intensidade seja subestimada na maior parte das vezes devido a redução dos fluxos de calor provenientes do oceano.

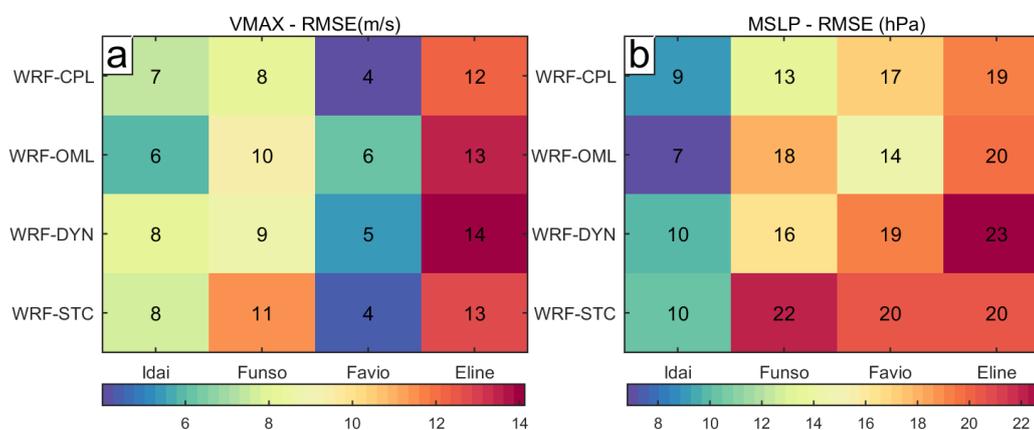


Figura 5.27. Raiz do erro médio quadrático (RMSE) do (a) VMAX e (b) MSLP para 4 configurações de simulações para cada um dos sistemas simulados.

### 5.3 Sumário

A representação das trajetórias de ciclones tropicais em modelos numéricos de previsão do tempo melhorou substancialmente ao longo das últimas décadas, contudo o melhoramento na previsão da intensidade teve evolução mais lenta. Deficiências na representação da intensidade destes sistemas têm sido atribuídas a vários fatores, entre eles: resolução grosseira das grades usadas pela maior parte dos modelos globais de previsão e falta de acoplamento ao ambiente oceânico.

Neste capítulo, tentativas de melhorar a representação de um caso de ciclone tropical intenso ocorrido no Canal de Moçambique empregando modelagem regional acoplada (COAWST) em alta resolução foi apresentada. Com base em informações presentes na literatura especializada, parece ser a primeira vez que esta tentativa é feita nesta porção oceânica do SWIO. O Canal de Moçambique é uma região com características oceânicas peculiares, como a predominância de vórtices oceânicos de mesoescala que regem a circulação na região. O impacto de vórtices oceânicos na intensidade de ciclones tropicais é conhecido e reportado em diversos trabalhos (e.g. Shay et al., 2000; Mavume, 2008; Vianna et al., 2010; Ma, 2020; Mawren et al., 2020).

O caso de estudo escolhido no presente estudo foi o ciclone tropical Idai, um sistema intenso e de duração longa em relação ao tempo de vida médio dos sistemas no SWIO. Este sistema foi classificado como um dos mais desastrosos sistemas a afetar a região costeira do

SWIO. Formado no interior do Canal de Moçambique, e com uma trajetória ligeiramente complexa, este sistema passou por períodos de intensificação e desintensificação que se mostraram desafiadores do ponto de vista operacional. Por exemplo, operacionalmente, nenhum conjunto de previsão do ECMWF (~16 km de resolução) foi capaz de representar um sistema tão intenso quanto o Idai, conforme reporta Kolstad (2021). A evidência observacional apresentada neste trabalho mostrou que os ciclos de intensificação e desintensificação deste sistema, particularmente poucos dias antes do seu impacto no continente, ocorreram quando o sistema se encontrava sobre vórtices oceânicos de mesoescala, mostrando a importância do acoplamento oceano-atmosfera na sua evolução. Experimentos de sensibilidade com o COAWST foram conduzidos buscando avaliar a contribuição da complexidade do acoplamento oceano-atmosfera na representação deste caso. Foram configurados quatro experimentos numéricos em alta resolução (3 km no modelo atmosférico e ~8 km no modelo oceânico).

Os resultados da regionalização com o COAWST mostraram que, com uma resolução de 3 km, o modelo atmosférico (WRF) foi capaz de representar um sistema cuja trajetória e, principalmente, a intensidade são comparáveis à observação, particularmente durante seu pico mais expressivo de intensidade. A trajetória ficou enviesada para sul como consequência da imposição de uma relaxação espectral, que se mostrou necessária para uma melhor representação da trajetória do sistema sem, no entanto, afetar a evolução de sua intensidade, conforme mostraram os experimentos numéricos durante a aplicação da relaxação espectral. Contudo, vale também ressaltar que a dimensão do domínio pode afetar a representação das trajetórias através da representação não adequada do escoamento em larga escala.

Os resultados dos experimentos mostraram que, para este caso específico, o acoplamento ao modelo oceânico tridimensional (WRF-CPL) resulta em resfriamento máximo da superfície do mar em torno de 2°C na superfície do oceano. Tanto a magnitude quanto o padrão de resfriamento são comparáveis à referência observacional dada pelo GHRSSST e também ao resfriamento observado no experimento com TSM dinâmica (WRF-DYN). O experimento WRF-OML apresentou magnitudes de TSM inferiores aos demais, com um padrão de resfriamento reduzido por um fator de quase 2 e espacialmente confinado ao longo da faixa estreita da trajetória do sistema.

O impacto do acoplamento é prontamente notado nos fluxos de calor entre a atmosfera e o oceano, particularmente durante o pico de intensidade do sistema. A principal diferença é notada entre a simulação WRF-CPL e o experimento controle (WRF-STC) onde redução dos

fluxos é de cerca de 25% nos fluxos de calor latente na região do núcleo interno do ciclone. Neste instante, embora exista uma modesta diferença de intensidade ( $\sim 2$  m/s) conforme os experimentos WRF-CPL e WRF-STC representam, sendo o WRF-STC com maior intensidade, essa diferença de intensidade parece ser muito inferior para a diferença dos fluxos observados. Por exemplo, em um experimento com um modelo acoplado para o ciclone Bejisa, Bielli et al. (2021) observaram 10% de diferença na intensidade para uma diferença de fluxos de 20%. Isto pode sugerir que outros mecanismos possam ter impactado a evolução da intensidade neste instante. De fato, outras condições ambientais da atmosfera podem influenciar a evolução da intensidade dos sistemas. O cisalhamento do vento (não ilustrado) mostrou valores favoráveis (inferiores a 10 m/s) durante todo período de vida dos sistemas simulados. Outra variável atmosférica analisada foi a temperatura potencial equivalente no nível de 500 hPa (Figura A 3 no apêndice); valores abaixo de 340 K (Figura A 4 no apêndice) são notados em vasta área cercado o sistema no momento de intensidade máxima. Neste momento, a diferença nos fluxos de calor entre o WRF-STC e o WRF-CPL também é máxima, porém uma diferença de intensidade correspondente não é observada. Um caso de desintensificação de ciclone tropical associado à intrusão de ar com baixos valores de temperatura potencial equivalente ( $< 340$  K) já foi reportada no SWIO (e.g. Colomb et al., 2019). Cenário similar pode ter contribuído, não para desintensificação, mas para a manutenção da intensidade de um sistema mesmo com fluxos de calor 25% superiores às demais simulações.

O acoplamento ao ambiente oceânico também mostrou impacto na distribuição do campo de vento simulado. A distribuição radial da magnitude do vento gradiente é ligeiramente reduzida no experimento WRF-CPL em relação aos demais experimentos, sugerindo um sistema de dimensão comparativamente menor. Em parte, um sistema menor pode ser entendido como consequência de menor disponibilidade de energia para alimentá-lo, conforme pode ser visto pela redução dos fluxos entre a atmosfera e o oceano.

O grau de acoplamento oceano-atmosfera também mostrou impacto nas taxas de precipitação. Embora as taxas máximas de tendem a ser superestimadas pelos modelos em relação à estimativa de satélite do GPM, o acoplamento ao modelo tridimensional (WRF-CPL) tende gerar menos precipitação.

## 6 Conclusões

Sobre os países que fazem parte do Sudoeste do Oceano Índico (SWIO), os ciclones tropicais e seu poder devastador são o principal fenômeno ambiental causador de perdas de vidas e propriedades; o caso do ciclone tropical Idai é um exemplo recente da magnitude do desastre que esses sistemas podem causar nas regiões costeiras adjacentes a esta região oceânica. Apesar do seu enorme potencial em causar destruição, os sistemas desta região tiveram pouca atenção até recentemente, em comparação com outras bacias oceânicas. O entendimento destes sistemas para a melhoria de sua previsão é de crucial importância para mitigar seus impactos sobre as populações.

Assim, para contribuir na compreensão destes sistemas no SWIO, este trabalho teve objetivo duplo: (i) avaliação objetiva da performance de duas reanálises modernas e (ii) investigação sobre a relevância do acoplamento oceano-atmosfera por meio de modelo numérico regional. Julga-se ter abordado satisfatoriamente cada uma destas etapas, as quais são objetivamente discutidas como finalização.

### 6.1 Representação das trajetórias e intensidades dos ciclones pelas reanálises

O primeiro objetivo foi fazer uma avaliação abrangente da representação dos ciclones tropicais, em termos de suas trajetórias e intensidades, em duas reanálises atmosféricas recentes e de alta resolução. Devido à sua longa cobertura temporal e homogeneidade espacial, as reanálises têm sido uma importante base para compreender aspectos relacionados a estes sistemas, tanto de um ponto de vista regional quanto global. Avaliar sua capacidade de representar as trajetórias e intensidades é importante, uma vez que isso pode ajudar a compreender como o ambiente atmosférico em que estes sistemas se desenvolvem está sendo representado pelas reanálises e/ou sua aplicabilidade para os diversos propósitos.

A avaliação dos ciclones foi feita sobre as reanálises do CFS e do ERA5 entre 1979 e 2019 contra a referência dada pelo IBTrACS usando um método de rastreamento devidamente estabelecido, o TRACK. Os resultados mostraram que ambos os conjuntos apresentam um desempenho comparável, apesar de algumas características poderem ser evidenciadas em cada uma das bases de dados. Características gerais de ambas reanálises mostraram que os erros de

trajetória/posição geralmente diminuem com a intensidade dos sistemas em ambas as reanálises. Ao segmentar a representação da trajetória pelo ciclo de vida dos sistemas, revelou-se que durante a formação o ERA5 consegue reproduzir melhor as trajetórias, sendo superado pelo CFS no estágio de maturação dos sistemas. Esta característica surge devido ao tratamento dado aos sistemas durante o processo de assimilação de dados. Ainda relacionado à assimilação de dados, está a tendência de as reanálises representarem melhor os sistemas próximo das regiões continentais, onde existe uma densidade maior de dados a serem assimilados. Mesmo com uma resolução horizontal de seus campos duas vezes menor que o ERA5, o CFS apresenta um desempenho geral melhor. Isto sugere que a limitação das reanálises em representar as trajetórias vai um pouco além da sua resolução horizontal.

Ambos os conjuntos deixam a desejar em relação à intensidade dos sistemas. De fato, a atual resolução espacial das reanálises parece ainda não ser suficiente para representar os sistemas de forma realística. Contudo, é preciso destacar a deficiência de observações nesta bacia oceânica, o que em parte pode limitar o impacto da assimilação de dados na melhoria da representação dos sistemas. Os dois conjuntos degradam rapidamente a intensidade dos sistemas à medida que a intensidade dos mesmos aumenta. A intensidade dos sistemas é subestimada na maior parte das vezes, particularmente para os sistemas mais intensos, com categoria de TC ou superiores. Esta é uma característica que vai sendo superada à medida que as reanálises vão adquirindo resoluções mais refinadas e/ou seus sistemas de modelagem e assimilação de dados vão sendo aprimorados. Por exemplo, este trabalho encontrou diferenças na representação da intensidade dos sistemas representados pelo CFSR e a sua contraparte mais recente, o CFSv2, sendo os sistemas representados por esta última ligeiramente mais intensos. Contudo, é verdade que diferentes sistemas e diferentes períodos estão sendo comparados e que existe, aparentemente, uma tendência de ocorrência de sistemas mais intensos no SWIO, e é também verdade que a incerteza dos dados para os períodos mais antigos coloca margens para dúvidas das tendências observadas.

## 6.2 Representação das trajetórias e intensidades pelo modelo regional acoplado COAWST

A representação das trajetórias de ciclones tropicais em modelos numéricos de previsão do tempo melhorou substancialmente ao longo das últimas décadas, contudo a previsão o melhoramento na previsão da intensidade teve evolução mais lenta. Deficiências na representação da intensidade destes sistemas têm sido atribuídas a vários fatores, entre eles a resolução grosseira das grades usadas pela maior parte dos modelos globais de previsão e a falta de acoplamento ao ambiente oceânico. O segundo grande objetivo deste trabalho visava verificar se um modelo atmosférico regional acoplado de alta resolução é capaz de melhorar a representação destes sistemas nesta porção oceânica e como o acoplamento influencia nessa representação.

A representação de um caso de ciclone tropical intenso ocorrido no Canal de Moçambique empregando modelagem regional acoplada (COAWST) em alta resolução foi apresentado. O caso de estudo escolhido foi o emblemático ciclone tropical Idai, classificado como um dos mais desastrosos sistemas a impactar os países fronteiriços do SWIO. À luz das evidências observacionais, existiu influência importante do oceano na modulação da intensidade deste sistema.

Embora o oceano tenha sido determinante na evolução da intensidade do sistema, os experimentos de sensibilidade com o COAWST mostraram apenas contribuições modestas na melhoria da intensidade do sistema. Isto pode se dever ao fato de as feições oceânicas responsáveis pelas variações de intensidade do Idai, particularmente próximo do *landfall*, estarem presentes e devidamente representadas no campo de TSM usado para inicializar o modelo mesmo no experimento com TSM estática. Embora com uma influência pequena, a inclusão de uma TSM variável mostrou impacto positivo na simulação do Idai, reduzindo a superestimativa da intensidade. Todas as simulações com TSM variável mostram erros de trajetória ligeiramente menores que a simulação controle (não acoplada).

A relevância do acoplamento é prontamente notada na redução dos fluxos de calor entre a atmosfera e o oceano, particularmente durante o pico de intensidade do sistema quando a diferença atingiu até 25% entre a simulação WRF-CPL e o experimento controle; não obstante as diferenças de intensidade não atingiram a mesma magnitude. O acoplamento ao ambiente oceânico também mostrou impacto na distribuição do campo de vento simulado. A distribuição radial da magnitude do vento gradiente é ligeiramente reduzida no experimento

WRF-CPL em relação aos demais experimentos, sugerindo um sistema de dimensão comparativamente menor. Em parte, um sistema menor pode ser entendido como consequência de menor disponibilidade de energia para alimentá-lo, conforme pode ser visto pela redução dos fluxos entre a atmosfera e o oceano. O grau de acoplamento oceano-atmosfera também mostrou impacto nas taxas de precipitação. Embora as taxas máximas tendem a ser superestimadas pelos modelos em relação à estimativa de satélite do GPM, o acoplamento ao modelo tridimensional (WRF-CPL) tende a gerar erros menores de precipitação.

Diante das constatações para os resultados do ciclone Idai com o COAWST, uma questão que naturalmente surgiria seria: dada sua complexidade de implementação e de seu custo computacional, seria prático o uso de um modelo acoplado em termos operacionais? Apesar de seu custo operacional relativamente elevado, o uso de um modelo acoplado permite o exame simultâneo das interações entre a atmosfera e oceano, que em uma situação operacional forneceria informações mais completas sobre as condições ambientais da atmosfera e do oceano, incluindo previsão de parâmetros oceânicos de importância crucial para os gestores de desastres e tomadores de decisão como, por exemplo, a sobre-elevação da superfície do mar na costa (*storm surges*), aspectos não explorados no âmbito de trabalho. Além disso, o uso do modelo acoplado mostrou ser o que menos superestima as taxas de precipitação associada ao ciclone, como resultado de uma representação mais realística das trocas de energia entre a atmosfera e o oceano. Miller et al. (2017) apresentam uma série de exemplos onde o uso de modelos acoplados trouxe ganhos na representação dos fenômenos estudados.

Tentativas de generalizar a relevância do acoplamento foram feitas utilizando os ajustes alcançados nos experimentos feitos para o ciclone Idai para outros três sistemas ocorridos no SWIO, os quais tiveram sua trajetória ou parte dela no Canal de Moçambique. Os resultados mostraram que diferenças entre a simulação controle e as simulações com TSM variável é notável, principalmente em sistemas cuja translação foi mais lenta. Contudo, é preciso reconhecer as limitações destes experimentos, uma vez que eles foram conduzidos com uma configuração de modelo que foi ajustada para simular um caso específico, e generalizações nesses casos precisam ser cautelosas, pois cada sistema possui especificidades que precisam ser endereçadas de modo particular.

### 6.3 Limitações e sugestões para trabalhos futuros

Ao considerar as dificuldades enfrentadas ao longo do desenvolvimento deste estudo, bem como os novos questionamentos surgidos, é possível indicar quais aspectos merecem mais atenção e sugerir caminhos para investigá-los.

Em termos da disponibilidade de campos reanalisados com grande extensão temporal e com resolução espacial suficiente, os conjuntos analisados representam o estado da arte na representação atmosférica global. Não obstante, resultados de experimentos como o UPSCALE (<http://proj.badc.rl.ac.uk/upscale>) podem ser muito úteis por incluírem diferentes resoluções para o clima presente e também para projeções futuras com (relativa) alta resolução espacial,

Em relação à modelagem numérica, A configuração usada nestes experimentos pode ainda ser melhorada através de exaustivos testes de sensibilidade com diferentes domínios e as diversas parametrizações disponíveis tanto para o modelo atmosférico quanto para o oceano. Adicionalmente os processos físicos que ocorrem na interface oceano-atmosfera não foram completamente representados. Processos como as formulações arrasto, aquecimento dissipativo e spray oceânico devido as ondas de gravidade superficial no oceano são possíveis de serem incluídos na retroalimentação do sistema acoplado, porém sua investigação é deixada para trabalhos futuros, assim como a investigação o potencial efeito do perfil vertical da fonte diabática de calor associada à liberação de calor latente na representação da precipitação.

As simulações com o modelo unidimensional de camada de mistura foram iniciadas considerando uma profundidade de camada de mistura inicial constante em todo o domínio. O resultado foi uma TSM pouco realística para inicializar as simulações. Opções de inicialização com profundidade camada de mistura variável podem ser testadas em trabalhos futuros.

O comportamento enviesado das trajetórias simuladas para o sul é um pouco incômodo. Embora a configuração do modelo possa contribuir para tal comportamento, a trajetória é influenciada em grande medida pelas condições em larga escala provenientes das condições iniciais e fornecidas nas bordas abertas. Condições iniciais e de fronteiras mais aprimoradas devem ser cogitadas em esforços futuros. Assim, pode-se imaginar a potencialidade de ferramentas como o MPAS (<https://www.mmm.ucar.edu/slideshow/june-21-2017-332pm-model-prediction-across-scales-mpas>; Heinzeller et al., 2016), no qual o aumento localizado

de resolução espacial permitido por sua grade global não estruturada seria de extrema valia e aplicabilidade para os ciclones tropicais do SWIO. Obviamente, há muitas etapas a serem cumpridas para alcançar um ajuste adequado de qualquer modelo, ainda mais global e acoplado, mas enxerga-se um longo caminho a ser explorado com este sistema de modelagem.

## Referências Bibliográficas

- Acevedo, O. C., Pezzi, L. P., Souza, R. B., Anabor, V., & Degrazia, G. A. (2010). Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, *115*(22), D22107. <https://doi.org/10.1029/2009JD013785>
- Anthes, R. A. (1982). Tropical Cyclones-Their Evolution, Structure and Effects,. In A. M. Soc. (Ed.), *Meteorological Monographs* (p. 208).
- Ash, K. D., & Matyas, C. J. (2012). The influences of ENSO and the subtropical Indian Ocean Dipole on tropical cyclone trajectories in the southwestern Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, *32*, 41–56. <https://doi.org/10.1002/joc.2249>
- Atkinson, G. D., & Holliday, C. R. (1977). Tropical Cyclone Minimum Sea Level Pressure/Maximum Sustained Wind Relationship for the Western North Pacific. *Monthly Weather Review*, *105*(4), 421–427. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<0421:TCMSLP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<0421:TCMSLP>2.0.CO;2)
- Baldwin, M. P., Gray, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., A, J. D. B., Kinnersley, J. S., Marquardt, C., Sato, K., & Takahashi, M. (2001). The Quasi-Biennial Oscillation. *Reviews of Geophysics*, *39*(2), 179–229.
- Beckmann, A., & Haidvogel, D. B. (1993). Beckman and Haidvogel (1993) Numerical simulation of flow around a Tall Isolated Seamount. Part I: Problem Formulation and Model Accuracy. *Journal of Physical Oceanography*, *23*, 1736–1753.
- Behera, S. K., & Yamagata, T. (2001). Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, *28*(2), 327–330.
- Bender, M. A., Ginis, I., Tuleya, R., Thomas, B., & Marchok, T. (2007). The Operational GFDL Coupled Hurricane–Ocean Prediction System and a Summary of Its Performance. *Monthly Weather Review*, *135*, 3965–3989. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2032.1>
- Bengtsson, L., Bottger, H., & Kanamitsu, M. (1982). Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation. *Tellus*, *34*, 440–457. <https://doi.org/10.1034/j.1600-0870.1995.t01-1-00003.x>
- Bessafi, M., & Wheeler, M. C. (2006). Modulation of South Indian Ocean Tropical Cyclones by the Madden–Julian Oscillation and Convectively Coupled Equatorial Waves. *Monthly Weather Review*, *134*, 638–656. <https://doi.org/10.1175/MWR3087.1>

- Bié, A. J., Camargo, R., Mavume, A. F., & Harari, J. (2017). Numerical modeling of storm surges in the coast of Mozambique: the cases of tropical cyclones Bonita (1996) and Lisette (1997). *Ocean Dynamics*, 67(11), 1443–1459. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1095-7>
- Bieli, M., Camargo, S. J., Sobel, A. H., Evans, J. L., & Hall, T. (2019). A global climatology of extratropical transition. Part I: Characteristics across basins. *Journal of Climate*, 32(12), 3557–3582. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0518.1>
- Bielli, S., Barthe, C., Bousquet, O., Tulet, P., & Pianezze, J. (2021). The effect of atmosphere–ocean coupling on the structure and intensity of tropical cyclone bejisa in the Southwest Indian Ocean. *Atmosphere*, 12, 688. <https://doi.org/10.3390/atmos12060688>
- Blake, E. S., Rappaport, E. N., & Landsea, C. W. (2007). *The deadliest, costliest, and most intense United States tropical cyclones from 1851 to 2006 (and other frequently requested hurricane facts)*.
- Bleck, R. (2002). An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates Rainer. *Ocean Modelling*, 37, 55–88. <https://doi.org/10.1007/s00376-001-0001-9>
- Booij, N., Ris, R. C., & Holthuijsen, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions: Model description and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C4), 7649–7666. <https://doi.org/10.1029/98JC02622>
- Bousquet, O., Barbary, D., Bielli, S., Kebir, S., Raynaud, L., Malardel, S., & Faure, G. (2020). An evaluation of tropical cyclone forecast in the Southwest Indian Ocean basin with AROME-Indian Ocean convection-permitting numerical weather predicting system. *Atmospheric Science Letters*, 21, e950. <https://doi.org/10.1002/asl.950>
- Camargo, R., Todesco, E., Pezzi, L. P., & De Souza, R. B. (2013). Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 118(12), 6266–6280. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50492>
- Camargo, S. J., Barnston, A. G., & Zebiak, S. E. (2005). A statistical assessment of tropical cyclone activity in atmospheric general circulation models. *Tellus A*, 57(4), 589–604. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v57i4.14705>
- Camargo, S. J., Emanuel, K. A., & Sobel, A. H. (2007). Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *Journal of Climate*, 20, 4819–4834. <https://doi.org/10.1175/JCLI4282.1>

- Cerveny, R. S., & Newman, L. E. (2000). Climatological Relationships between Tropical Cyclones and Rainfall. *Monthly Weather Review*, *128*, 3329–3336. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<3329:CRBTCA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<3329:CRBTCA>2.0.CO;2)
- Chan, J., Duan, Y., & Shay, L. (2001). Tropical cyclone intensity change from a simple ocean-atmosphere coupled model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *58*, 154–172. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)0582.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)0582.0.CO;2)
- Chang-Seng, D. S., & Jury, M. R. (2010). Tropical cyclones in the SW Indian Ocean. Part 2: structure and impacts at the event scale. *Meteorol. Atmos. Phys.*, *106*, 163–178. <https://doi.org/10.1007/s00703-010-0059-y>
- Charnock, H. (1955). Wind stress on water: An hypothesis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *81*(350), 639–639. <https://doi.org/10.1002/qj.49708135026>
- Chen, F., & Dudhia, J. (2001). Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. *Monthly Weather Review*, *129*(4), 569–585. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2)
- Chin, T. M., Vazquez-Cuervo, J., & Armstrong, E. M. (2017). A multi-scale high-resolution analysis of global sea surface temperature. *Remote Sensing of Environment*, *200*, 154–169. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.029>
- Colomb, A., Kriat, T., & Leroux, M. D. (2019). On the rapid weakening of very intense tropical Cyclone Hellen (2014). *Monthly Weather Review*, *147*(8), 2717–2737. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-18-0309.1>
- Cummings, J. A. (2006). Operational multivariate ocean data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *131*(613), 3583–3604. <https://doi.org/10.1256/qj.05.105>
- Dare, R. A., & McBride, J. L. (2011). The threshold sea surface temperature condition for tropical cyclogenesis. *Journal of Climate*, *24*(17), 4570–4576. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-10-05006.1>
- Davis, C., Wang, W., Chen, S. S., Chen, Y., Corbosiero, K., DeMaria, M., Dudhia, J., Holland, G., Klemp, J., Michalakes, J., Reeves, H., Rotunno, R., Synder, C., & Xiao, Q. (2008). Prediction of landfalling hurricanes with the advanced hurricane WRF model. *Monthly Weather Review*, *136*(6), 1990–2005. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2085.1>
- DeMaria, M., Mainelli, M., Shay, L. K., Knaff, J. A., & Kaplan, J. (2005). Further improvements to the Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS). *Weather and Forecasting*, *20*, 531–543. <https://doi.org/10.1175/WAF862.1>

- Devi, S. (2019). Cyclone Idai: 1 month later, devastation persists. *Lancet*, 393(10181), 1585. [https://doi.org/10.1016/S0140-6736\(19\)30892-X](https://doi.org/10.1016/S0140-6736(19)30892-X)
- Donlon, C. J., Martin, M., Stark, J., Roberts-jones, J., Fiedler, E., & Wimmer, W. (2012). The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*, 116, 140–158. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017>
- Dube, S. K., Jain, I., Rao, A. D., & Murty, T. S. (2009). Storm surge modelling for the Bay of Bengal and Arabian Sea. *Nat Hazards*, 51, 3–27. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9397-9>
- Dube, S. K., Rao, A. D., Sinha, P. C., Murty, T. S., & Bahulayan, N. (1997). Storm Surge in the Bay of Bengala and Arabian Sea: The Problem and its Prediction. *MAUSAM*, 48(2), 283–304.
- Ducet, N., Le Traon, P. Y., & Reverdin, G. (2000). Global high-resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and -2. *J. Geophys. Res.*, 105, 19,477–19,498.
- Dudhia, J. (1989). Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077–3107.
- Emanuel, K. (1986). An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43(6), 585–604.
- Emanuel, K. A. (1999). Thermodynamic control of hurricane intensity. *Nature*, 401(6754), 665–669. <https://doi.org/10.1038/44326>
- Emanuel, Kerry. (2003). Tropical cyclones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, 75–104. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.141259>
- Ezer, T., & Mellor, G. L. (1997). Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma ocean model. *Journal of Geophysical Research*, 102(C7), 647–657.
- Fink, A. H., & Speth, P. (1998). Tropical cyclones. *Naturwissenschaften*, 85(10), 482–493. <https://doi.org/10.1007/s001140050536>
- Flather, R. A. (1976). A tidal model of the northwest European continental shelf. *Bull Soc Roy Sci Liege*, 6, 141–164.
- Frank, W. M. (1977). The Structure and Energetics of the Tropical Cyclone I. Storm Structure. *Monthly Weather Review*, 105(9), 1119–1135. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1977\)105<1119:tsaeot>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1977)105<1119:tsaeot>2.0.co;2)

- Gramscianinov, C. B., Campos, R. M., de Camargo, R., Hodges, K. I., Guedes Soares, C., & da Silva Dias, P. L. (2020). Analysis of Atlantic extratropical storm tracks characteristics in 41 years of ERA5 and CFSR/CFSv2 databases. *Ocean Engineering*, 216(September), 108111. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.108111>
- Gray, W. M. (1968). Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms. *Monthly Weather Review*, 96(10), 669–700. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1968\)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1968)096<0669:GVOTOO>2.0.CO;2)
- Griffin, K. S., & Bosart, L. F. (2014). The Extratropical Transition of Tropical Cyclone Edisoana (1990). *Monthly Weather Review*, 142, 2772–2793. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00282.1>
- Haiden, T., Janousek, M., Bauer, P., Bidlot, J., Dahoui, M., Ferranti, L., Prates, F., Richardson, D. S., & Vitart, F. (2015). Evaluation of ECMWF forecasts, including 2014–2015 upgrades. In *ECMWF Tech. Memo.* (Vol. 765).
- Halliwell, J. R., Shay, L. K., Brewster, J. K., & Teague, W. J. (2011). Evaluation and sensitivity analysis of an ocean model response to Hurricane Ivan. *Monthly Weather Review*, 139(3), 921–945. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3104.1>
- Halo, I., Backeberg, B., Penven, P., Ansorge, I., Reason, C., & Ullgren, J. E. (2014). Eddy properties in the Mozambique Channel: A comparison between observations and two numerical ocean circulation models. *Deep-Sea Research Part II*, 100, 38–53. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.10.015>
- Hart, R. E., Maue, R. N., & Watson, M. C. (2007). Estimating local memory of tropical cyclones through MPI anomaly evolution. *Monthly Weather Review*, 135(12), 3990–4005. <https://doi.org/10.1175/2007MWR2038.1>
- Hatsushika, H., Tsutsui, J., Fiorino, M., & Onogi, K. (2006). Impact of wind profile retrievals on the analysis of tropical cyclones in the JRA-25 reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84(5), 891–905. <https://doi.org/10.2151/jmsj.84.891>
- Heinzeller, D., Duda, M. G., & Kunstmann, H. (2016). Towards convection-resolving, global atmospheric simulations with the Model for Prediction Across Scales (MPAS) v3.1: An extreme scaling experiment. *Geoscientific Model Development*, 9, 77–110. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-77-2016>
- Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Berz, G., Emanuel, K., Gray, W., Landsea, C., Holland, G., Lighthill, J., Shieh, S. L., Webster, P., & McGuffie, K. (1998). Tropical Cyclones and Global Climate Change: A Post-IPCC Assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), 19–38. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0019:TCAGCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0019:TCAGCC>2.0.CO;2)

- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *146*(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Ho, C. H., Kim, J. H., Jeong, J. H., Kim, H. S., & Chen, D. L. (2006). Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Nino-Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *J. Geophys. Res.*, *111*, D22101. <https://doi.org/ArtnD22101>\nDoi 10.1029/2006jd007289
- Ho, C., Kim, J., Jeong, J., Kim, H., & Chen, D. (2006). Variation of tropical cyclone activity in the South Indian Ocean: El Nino Southern Oscillation and Madden-Julian Oscillation effects. *Journal of Ge*, *111*, D22101. <https://doi.org/10.1029/2006JD007289>
- Hodges, K. I., Hoskins, B. J., Boyle, J., & Thorncroft, C. (2003). A comparison of recent reanalysis datasets using objective feature tracking: Storm tracks and tropical easterly waves. *Monthly Weather Review*, *131*(9), 2012–2037. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<2012:ACORRD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2012:ACORRD>2.0.CO;2)
- Hodges, K. I., Lee, R. W., & Bengtsson, L. (2011). A comparison of extratropical cyclones in recent reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25. *Journal of Climate*, *24*(18), 4888–4906. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4097.1>
- Hodges, K. I. (1994). A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. *Monthly Weather Review*, *132*, 2573–2586.
- Hodges, K. I. (1995). Feature Tracking on the Unit Sphere. *Monthly Weather Review*, *123*(12), 3458–3465. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<3458:ftotus>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<3458:ftotus>2.0.co;2)
- Hodges, K. I. (1999). Adaptive Constraints for Feature Tracking K. *Monthly Weather Review*, *127*, 1362–1373.
- Hodges, Kevin I., Cobb, A., & Vidale, P. L. (2017). *How Well Are Tropical Cyclones Represented in Reanalysis Datasets?* 5243–5264. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0557.1>
- Hodges, Kevin I., & Emerton, R. (2015). The prediction of Northern Hemisphere tropical cyclone extended life cycles by the ECMWF ensemble and deterministic prediction systems. Part I: Tropical cyclone stage. *Monthly Weather Review*, *143*(12), 5091–5114. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00385.1>
- Hong, S., & Lim, J. (2006). The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society*, *42*(2), 129–151.

- Hong, S., Yign, N., & Dudhia, J. (2006). A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, *134*, 2318–2341.
- Hoskins, B. J., & Hodges, K. I. (2005). A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. *Journal of Climate*, *18*(20), 4108–4129. <https://doi.org/10.1175/JCLI3570.1>
- Hou, A. Y., Kakar, R. K., Neeck, S., Azarbarzin, A. A., Kummerow, C. D., Kojima, M., Oki, R., Nakamura, K., & Iguchi, T. (2014). The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *95*(5), 701–722. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00164.1>
- Jaimes, B., & Shay, L. K. (2009). Mixed layer cooling in mesoscale oceanic eddies during Hurricanes Katrina and Rita. *Monthly Weather Review*, *137*(12), 4188–4207. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2849.1>
- Jones, P. W. (1999). First- and second-order conservative remapping schemes for grids in spherical coordinates. *Monthly Weather Review*, *127*(9), 2204–2210. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<2204:FASOCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<2204:FASOCR>2.0.CO;2)
- Jury, M. R., Pathack, B., Campbell, G., Wang, B., & Landman, W. (1991). Transient convective waves in the tropical SW Indian Ocean. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *47*, 27–36. <https://doi.org/10.1007/BF01025824>
- Jury, Mark R. (1993). A Preliminary Study of Climatological Associations and Characteristics of Tropical Cyclones in the SW Indian Ocean. *Meteorol. Atmos. Phys.*, *51*, 101–115.
- Jury, Mark R, & Pathack, B. (1991). A study of climate and weather variability over the tropical southwest Indian Ocean. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *47*, 37–48. <https://doi.org/10.1007/BF01025825>
- Kain, J. (2004). The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. *Journal of Applied Meteorology*, *43*, 170–181.
- Knapp, K. R., Kruk, M. C., Livinson, D. H., Diamond, H. J. C., & Newmann, C. J. (2010). The international best track archive for climate Stewardship (IBTrACS). *Bull. Am. Meteorol. Soc*, *91*(3), 363–376. [https://doi.org/10.1007/978-90-481-3109-9\\_26](https://doi.org/10.1007/978-90-481-3109-9_26)
- Kolstad, E. W. (2020). Prediction and precursors of Idai and 38 other tropical cyclones and storms in the Mozambique Channel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *147*(734), 45–57. <https://doi.org/10.1002/qj.3903>
- Landman, W. A., Seth, A., & Camargo, S. J. (2005). The effect of regional climate model domain choice on the simulation of tropical cyclone-like vortices in the southwestern Indian Ocean. *Journal of Climate*, *18*, 1263–1274. <https://doi.org/10.1175/JCLI3324.1>

- Lee, C. Y., & Chen, S. S. (2012). Symmetric and asymmetric structures of hurricane boundary layer in coupled atmosphere-wave-ocean models and observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(12), 3576–3594. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-046.1>
- Lee, C. Y., & Chen, S. S. (2014). Stable boundary layer and its impact on tropical cyclone structure in a coupled atmosphere-ocean model. *Monthly Weather Review*, 142(5), 1927–1944. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00122.1>
- Leiper, D., & Volgenau, L. (1972). Hurricane Heat Potential of the Gulf of Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 2, 218–224.
- Leroux, M. D., Meister, J., Mekies, D., Dorla, A. L., & Caroff, P. (2018). A climatology of southwest Indian Ocean tropical systems: Their number, tracks, impacts, sizes, empirical maximum potential intensity, and intensity changes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 57(4), 1021–1041. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0094.1>
- Lim, Y. K., Schubert, S. D., Reale, O., Lee, M. I., Molod, A. M., & Suarez, M. J. (2015). Sensitivity of tropical cyclones to parameterized convection in the NASA GEOS-5 model. *Journal of Climate*, 28, 551–573. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00104.1>
- Ma, Z. (2020). A study of the interaction between Typhoon Francisco (2013) and a cold-core eddy. Part I: Rapid weakening. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77(1), 355–377. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-18-0378.1>
- Ma, Z., Fei, J., Huang, X., & Cheng, X. (2015). Contributions of surface sensible heat fluxes to tropical cyclone. Part I: Evolution of tropical cyclone intensity and structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72, 120–140. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0199.1>
- Malakar, P., Kesarkar, A. P., Bhate, J. N., Singh, V., & Deshamukhya, A. (2020). Comparison of Reanalysis Data Sets to Comprehend the Evolution of Tropical Cyclones Over North Indian Ocean. *Earth and Space Science*, 7(2), e2019EA000978. <https://doi.org/10.1029/2019EA000978>
- Malan, N., Reason, C. J. C., & Loveday, B. R. (2013). Variability in tropical cyclone heat potential over the Southwest Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(12), 6734–6746. <https://doi.org/10.1002/2013JC008958>
- Malherbe, J., Engelbrecht, F. A., & Landman, W. A. (2013). Projected changes in tropical cyclone climatology and landfall in the Southwest Indian Ocean region under enhanced anthropogenic forcing. *Climate Dynamics*, 40(11–12), 2867–2886. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1635-2>
- Malkus, J. S., & Riehl, H. (1960). On the Dynamics and Energy Transformations in Steady-State Hurricanes. *Tellus A*, 12, 1–20. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v12i1.9351>

- Manabe, S., Holloway, J. L., & Stone, H. M. (1970). Tropical Circulation in a Time Integration of a Global Model of the Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, 580–612.
- Manhique, A. J., Guirruogo, I. A., Nhantumbo, B. J., & Mavume, A. F. (2021). Seasonal to interannual variability of vertical wind shear and its relationship with tropical cyclogenesis in the mozambique channel. *Atmosphere*, 12(6), 739. <https://doi.org/10.3390/atmos12060739>
- Manning, D. M., & Hart, R. E. (2007). Evolution of North Atlantic ERA40 tropical cyclone representation. *Geophysical Research Letters*, 34(5), 3–6. <https://doi.org/10.1029/2006GL028266>
- Marchesiello, P., McWilliams, J. C., & Shchepetkin, A. (2001). Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models. *Ocean Modelling*, 3(1–2), 1–20. [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(00\)00013-5](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(00)00013-5)
- Mavume, A. (2008). *Tropical cyclones in the south-west indian ocean: intensity changes, oceanic interaction and impacts*. PhD Thesis, University of Cape Town.
- Mavume, A., Rydberg, L., Rouault, M., & Lutjeharms, J. (2009). Climatology and Landfall of Tropical Cyclones in the South- West Indian Ocean. *Western Indian Ocean Journal of Marine Science*, 8(1), 19–39. <https://doi.org/10.4314/wiojms.v8i1.56672>
- Mawren, D., Hermes, J., & Reason, C. J. C. (2020). Exceptional Tropical Cyclone Kenneth in the Far Northern Mozambique Channel and Ocean Eddy Influences. *Geophysical Research Letters*, 47(16), e2020GL088715. <https://doi.org/10.1029/2020GL088715>
- Mbedzi, M. P. (2010). *Simulation of tropical cyclone-like vortices over the southwestern Indian Ocean*. MSc Thesis, University of Pretoria.
- McTaggart-Cowan, R., Bosart, L. F., Davis, C. A., Atallah, E. H., Gyakum, J. R., & Emanuel, K. A. (2006). Analysis of Hurricane Catarina (2004). *Monthly Weather Review*, 134(11), 3029–3053. <https://doi.org/10.1175/MWR3330.1>
- Miller, A. J., Collins, M., Gualdi, S., Jensen, T. G., Misra, V., Pezzi, L. P., Pierce, D. W., Putrasahan, D., Seo, H., & Tseng, Y. H. (2017). Coupled ocean-atmosphere modeling and predictions. *Journal of Marine Research*, 75(3), 361–402. <https://doi.org/10.1357/002224017821836770>
- Miller, B. (1958). On The Maximum Intensity Of Hurricanes. *Journal of Meteorology*, 15, 184–195.

- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 102(14), 16,663–16,682. <https://doi.org/10.1029/97jd00237>
- Mogensen, K. S., Magnusson, L., & Bidlot, J. (2017). Tropical cyclone sensitivity to ocean coupling in the ECMWF coupled model. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122, 4392–4412. <https://doi.org/10.1002/2017JC012753>.Received
- Mohanty, U. C., Mohapatra, M., Singh, O. P., Bandyopadhyay, B. K., & Ratore, R. S. (2013). *Monitoring and Prediction of Tropical Cyclones in the Indian Ocean and Climate Change*. Springer Science & Business Media.
- Moon, I.-J., Ginis, I., Hara, T., & Thomas, B. (2007). A Physics-Based Parameterization of Air–Sea Momentum Flux at High Wind Speeds and Its Impact on Hurricane Intensity Predictions. *Monthly Weather Review*, 135, 2869–2878. <https://doi.org/10.1175/MWR3432.1>
- Moon, J., Cha, D. H., Lee, M., & Kim, J. (2018). Impact of Spectral Nudging on Real-Time Tropical Cyclone Forecast. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(22), 12,647–12,660. <https://doi.org/10.1029/2018JD028550>
- Mooney, P. A., Mulligan, F. J., Bruyère, C. L., Parker, C. L., & Gill, D. O. (2019). Investigating the performance of coupled WRF-ROMS simulations of Hurricane Irene (2011) in a regional climate modeling framework. *Atmospheric Research*, 215, 57–74. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.08.017>
- Murakami, H. (2014). Tropical cyclones in reanalysis data sets. *Geophysical Research Letters*, 41, 2133–2141. <https://doi.org/10.1002/2014GL059519>.Received
- Oey, L. Y., Ezer, T., Wang, D. P., Fan, S. J., & Yin, X. Q. (2006). Loop Current warming by hurricane Wilma. *Geophysical Research Letters*, 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL025873>
- Olabarrieta, M., Warner, J. C., Armstrong, B., Zambon, J. B., & He, R. (2012). Ocean-atmosphere dynamics during Hurricane Ida and Nor’Ida: An application of the coupled ocean-atmosphere-wave-sediment transport (COAWST) modeling system. *Ocean Modelling*, 43–44, 112–137. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.12.008>
- Ooyama, K. V. (1982). Conceptual Evolution of the Theory and Modeling of the Tropical Cyclone. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 60(1), 369–380. [https://doi.org/10.2151/jmsj1965.60.1\\_369](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.60.1_369)
- Palmen, E. (1948). On the Formation and Structure of Tropical Hurricanes. *Geophysica*, 3, 26–38.

- Parker, B. A., & Jury, M. R. (1999). Synoptic environment of composite tropical cyclones in the South-West Indian Ocean. *South African Journal of Marine Science*, 7615(21). <https://doi.org/10.2989/025776199784126105>
- Parker, C. L., Lynch, A. H., & Mooney, P. A. (2017). Factors affecting the simulated trajectory and intensification of Tropical Cyclone Yasi (2011). *Atmospheric Research*, 194, 27–42. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.04.002>
- Pereira Filho, A. J., Pezza, A. B., Simmonds, I., Lima, R. S., & Vianna, M. (2010). New perspectives on the synoptic and mesoscale structure of Hurricane Catarina. *Atmospheric Research*, 95(2–3), 157–171. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.09.009>
- Pezzi, L. P., de Souza, R. B., Acevedo, O., Wainer, I., Mata, M. M., Garcia, C. A. E., & de Camargo, R. (2009). Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. *Journal of Geophysical Research*, 114(D19), D19103. <https://doi.org/10.1029/2008jd011379>
- Pezzi, L. P., Souza, R. B., Dourado, M. S., Garcia, C. A. E., Mata, M. M., & Silva-Dias, M. A. F. (2005). Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. *Geophysical Research Letters*, 32(22), L22603. <https://doi.org/10.1029/2005GL023866>
- Pianeze, J., Barthe, C., Bielli, S., Tulet, P., Jullien, S., Cambon, G., Bousquet, O., Claeys, M., & Cordier, E. (2018). A New Coupled Ocean-Waves-Atmosphere Model Designed for Tropical Storm Studies: Example of Tropical Cyclone Bejisa (2013–2014) in the South-West Indian Ocean. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10, 801–825.
- Pollard, R. T., Rhines, P. B., & Thompson, R. O. R. Y. (1973). The deepening of the wind-mixed layer. *Geophys Astrophys Fluid Dyn*, 3(July), 381–404. <https://doi.org/10.1080/03091927208236105>
- Price, J. F. (1981). Upper Ocean Response to a Hurricane. *Journal of Physical Oceanography*, 11, 153–175.
- Pullen, J., Allard, R., Seo, H., Miller, A. J., Chen, S., Pezzi, L. P., Smith, T., Chu, P., Alves, J., & Caldeira, R. (2017). Coupled ocean-atmosphere forecasting at short and medium time scales. *Journal Of Marine Research*, 75, 877–921.
- Reason, C. J. C., & Keibel, A. (2004). Tropical Cyclone Eline and Its Unusual Penetration and Impacts over the Southern African Mainland. *Weather and Forecasting*, 19, 789–805.

- Rogers, R., Aberson, S., Black, M., Black, P., Cione, J., Dodge, P., Dunion, J., Gamache, J., Kaplan, J., Powell, M., Shay, N., Surgi, N., & Uhlhorn, E. (2006). The intensity forecasting experiment: A NOAA multiyear field program for improving tropical cyclone intensity forecasts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *87*, 1523–1537. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-11-1523>
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Kistler, R., Woollen, J., Behringer, D., Liu, H., Stokes, D., Grumbine, R., Gayno, G., Wang, J., Hou, Y. T., Chuang, H., Juang, H. M., Sela, J., ... Kumar, A. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *91*, 1015–1057. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1>
- Saha, Suranjana, Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y. T., Chuang, H. Y., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M. P., Van Den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., & Becker, E. (2014). The NCEP climate forecast system version 2. *Journal of Climate*, *27*(6), 2185–2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
- Samson, G., Masson, S., Lengaigne, M., Keerthl, M. G., Vlalard, J., Pous, S., Madec, G., Jourdain, N. C., Jullien, S., Menkes, C., & Marchesiello, P. (2014). Journal of Advances in Modeling Earth Systems. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *6*, 700–722. <https://doi.org/10.1002/2014MS000324>.Received
- Sardeshmukh, P. D., & Hoskins, B. I. (1984). Spatial Smoothing on the Sphere. *Monthly Weather Review*, *112*(12), 2524–2529. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1984\)112<2524:ssots>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1984)112<2524:ssots>2.0.co;2)
- Schenkel, B. A., & Hart, R. E. (2012). An examination of tropical cyclone position, intensity, and intensity life cycle within atmospheric reanalysis datasets. *Journal of Climate*, *25*(10), 3453–3475. <https://doi.org/10.1175/2011JCLI4208.1>
- Schenkel, B. A., Lin, N., Chavas, D., Vecchi, G. A., Oppenheimer, M., & Brammer, A. (2018). Lifetime evolution of outer tropical cyclone size and structure as diagnosed from reanalysis and climate model data. *Journal of Climate*, *31*(19), 7985–8004. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0630.1>
- Schreck, C. J., Knapp, K. R., & Kossin, J. P. (2014). The impact of best track discrepancies on global tropical cyclone climatologies using IBTrACS. *Monthly Weather Review*, *142*(10), 3881–3899. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00021.1>
- Shay, L. K., Goni, G. J., & Black, P. G. (2000). Effects of a Warm Oceanic Feature on Hurricane Opal. *Monthly Weather Review*, *128*, 1366–1383. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<1366:EOAWOF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1366:EOAWOF>2.0.CO;2)

- Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2004.08.002>
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhi, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., & Powers, J. G. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 2. In *NCAR Technical note*. <https://doi.org/10.5065/D6DZ069T>
- Smith, W. . H. F., & Sandwell, D. . (1997). Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science*, 2, 1956–1962.
- Sriver, R., & Huber, M. (2006). Low frequency variability in globally integrated tropical cyclone power dissipation. *Geophysical Research Letters*, 33(11), L11705. <https://doi.org/10.1029/2006GL026167>
- Stoney, L., Walsh, K., Babanin, A. V, Ghantous, M., Govekar, P., & Young, I. (2017). Simulated ocean response to tropical cyclones: The effect of a novel parameterization of mixing from unbroken surface waves. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9. <https://doi.org/10.1002/2013MS000282>.Received
- Sun, L., Li, Y. X., Yang, Y. J., Wu, Q., Chen, X. T., Li, Q. Y., Li, Y. B., & Xian, T. (2014). Effects of super typhoons on cyclonic ocean eddies in the western North Pacific: A satellite data-based evaluation between 2000 and 2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119, 5585–5598. <https://doi.org/10.1038/175238c0>
- Sun, Y., Yi, L., Zhong, Z., & Ha, Y. (2014). Performance of a New Convective Parameterization Scheme on Model Convergence in Simulations of a Tropical Cyclone at Grey-Zone Resolutions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 2078–2088. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-13-0285.1>
- Thompson, C., Barthe, C., Bielli, S., Tulet, P., & Pianezze, J. (2021). Projected characteristic changes of a typical tropical cyclone under climate change in the Southwest Indian Ocean. *Atmosphere*, 12(2), 1–19. <https://doi.org/10.3390/atmos12020232>
- Thorne, P. W., & Vose, R. S. (2010). Reanalyses suitable for characterizing long-term trends. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(3), 353–361. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2858.1>
- Tolman, H. L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 3.14. In *Technical note* (Issue MMAB Contribution No. 276). [http://polart.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn276/MMAB\\_276.pdf%5Cnpapers2://publication/uuid/298F36C7-957F-4D13-A6AB-ABE61B08BA6B](http://polart.ncep.noaa.gov/mmab/papers/tn276/MMAB_276.pdf%5Cnpapers2://publication/uuid/298F36C7-957F-4D13-A6AB-ABE61B08BA6B)

- Torn, R. D., & Davis, C. A. (2012). The Influence of Shallow Convection on Tropical Cyclone Track Forecasts. *Monthly Weather Review*, *140*, 2188–2197. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00246.1>
- Tyson, P. D., & Preston-Whyte, R. A. (2000). *The Weather and Climate of Southern Africa* (2nd ed.). Oxford University Press Southern Africa.
- Velden, C., Harper, B., Wells, F., Beven II, J. L., Zher, R., Olander, T., Mayfield, M., Guard, C. C., Lander, M., Edson, R., Lixion, A., Buerton, A., Turk, M., Kikuchi, A., Christian, A., Caroff, P., & McCrone, P. (2006). The Dvorak tropical cyclone intensity estimation technique: A satellite-based method that has endured for over 30 years. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *87*(9), 1195–1210.
- Vianna, M. L., Menezes, V. V., Pezza, A. B., & Simmonds, I. (2010). Interactions between Hurricane Catarina (2004) and warm core rings in the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *115*(7), C07002. <https://doi.org/10.1029/2009JC005974>
- Vitart, F., Anderson, D., & Stockdale, T. (2003). Seasonal Forecasting of Tropical Cyclone Landfall over Mozambique. *Journal of Climate*, *16*, 3932–3945.
- Vitart, F., Anderson, J. L., & Stern, W. F. (1997). Simulation of interannual variability of tropical storm frequency in an ensemble of GCM integrations. *Journal of Climate*, *10*, 745–760. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<0745:SOIVOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<0745:SOIVOT>2.0.CO;2)
- Vitart, Frédéric, & Stockdale, T. N. (2001). Seasonal Forecasting of Tropical Storms Using Coupled GCM Integrations. *Monthly Weather Review*, *129*, 2521–2537. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<2521:SFOTSU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<2521:SFOTSU>2.0.CO;2)
- Walsh, K. J. E., Fiorino, M., Landsea, C. W., & McInnes, K. L. (2007). Objectively determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses. *Journal of Climate*, *20*(10), 2307–2314. <https://doi.org/10.1175/JCLI4074.1>
- Walsh, K., & Watterson, I. G. (1997). Tropical cyclone-like vortices in a limited area model: Comparison with observed climatology. *Journal of Climate*, *10*, 2240–2259. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1997\)010<2240:TCLVIA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<2240:TCLVIA>2.0.CO;2)
- Wang, Y., & Wu, C. C. (2004). Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes - A review. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *87*(4), 257–278. <https://doi.org/10.1007/s00703-003-0055-6>
- Warner, J. C., Armstrong, B., He, R., & Zambon, J. B. (2010). Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Modeling System. *Ocean Modelling*, *35*, 230–244. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2010.07.010>

- Warner, J. C., Sherwood, C. R., Arango, H. G., & Signell, R. P. (2005). Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method. *Ocean Modelling*, 8(1–2), 81–113. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2003.12.003>
- Warner, J. C., Sherwood, C. R., Signell, R. P., Harris, C. K., & Arango, H. G. (2008). Development of a three-dimensional, regional, coupled wave, current, and sediment-transport model. *Computers and Geosciences*, 34(10), 1284–1306. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.02.012>
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (R. Dmowska, D. Hartmann, & H. T. Rossby (eds.); 3rd ed., Vol. 100). Academic Press.
- WMO. (2016). *Regional Association I – Tropical Cyclone Operational Plan for the South-West Indian Ocean* (Issue 1178).
- WMO. (2017). *Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting*. <https://www.wmo.int/cycloneguide/pdf/Global-Guide-to-Tropical-Cyclone-Forecasting.pdf>
- WMO. (2019). *Reducing vulnerability to extreme hydro-meteorological hazards in Mozambique after Cyclone IDAI*. [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=6259](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=6259)
- Yablonsky, R. M., & Ginis, I. (2009). Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane-ocean model forecasts. *Monthly Weather Review*, 137(12), 4410–4419. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2863.1>
- Yesubabu, V., Kattamanchi, V. K., Vissa, N. K., Dasari, H. P., & Sarangam, V. B. R. (2020). Impact of ocean mixed-layer depth initialization on the simulation of tropical cyclones over the Bay of Bengal using the WRF-ARW model. *Meteorological Applications*, 27, e1862. <https://doi.org/10.1002/met.1862>
- Zambon, J. B., He, R., & Warner, J. C. (2014a). Investigation of hurricane Ivan using the coupled ocean–atmosphere–wave–sediment transport (COAWST) model. *Ocean Dynamics*, 64, 1535–1554. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0777-7>
- Zambon, J. B., He, R., & Warner, J. C. (2014b). Tropical to extratropical: Marine environmental changes associated with Superstorm Sandy prior to its landfall. *Geophysical Research Letters*, 41, 8935–8943. <https://doi.org/10.1002/2014GL061357>
- Zhang, D., & Anthes, R. A. (1982). A high-resolution model of the planetary boundary layer - sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *Journal of Applied Meteorology*, 21(11), 1594–1609. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1982\)021<1594:AHRMOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1982)021<1594:AHRMOT>2.0.CO;2)

Zick, S. E., & Matyas, C. J. (2015). Tropical cyclones in the North American Regional Reanalysis: An assessment of spatial biases in location, intensity, and structure. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *120*, 1651–1669. <https://doi.org/10.1038/175238c0>

Apêndice A – Figuras complementares do Capítulo 5

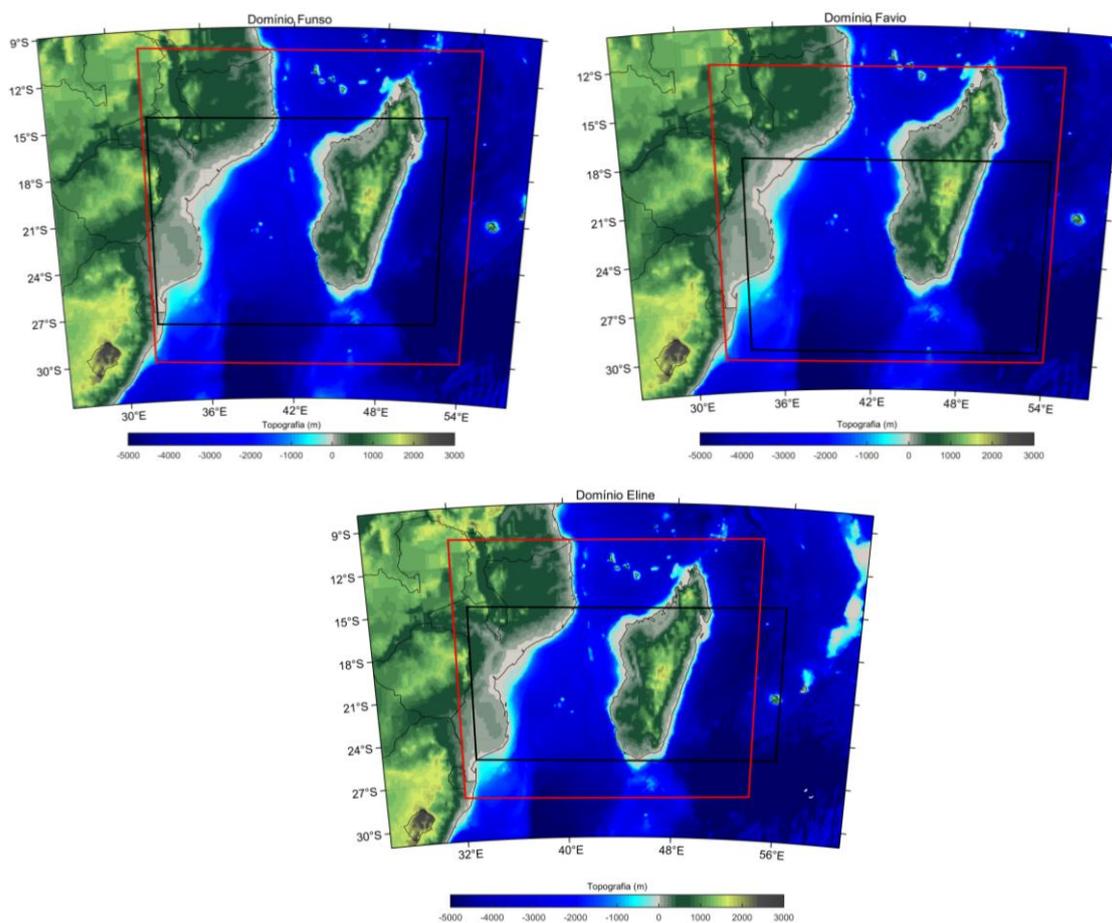


Figura A 1. Domínios usados nas simulações do ciclone Funso (painel superior esquerdo), Favio (painel superior direito) e Eline (painel inferior) com COAWST. A figura inteira representa a área do domínio-mãe de 15 km e o retângulo preto o domínio aninhado de 3 km, ambos do WRF, enquanto o retângulo vermelho representa o domínio do ROMS (8 km).

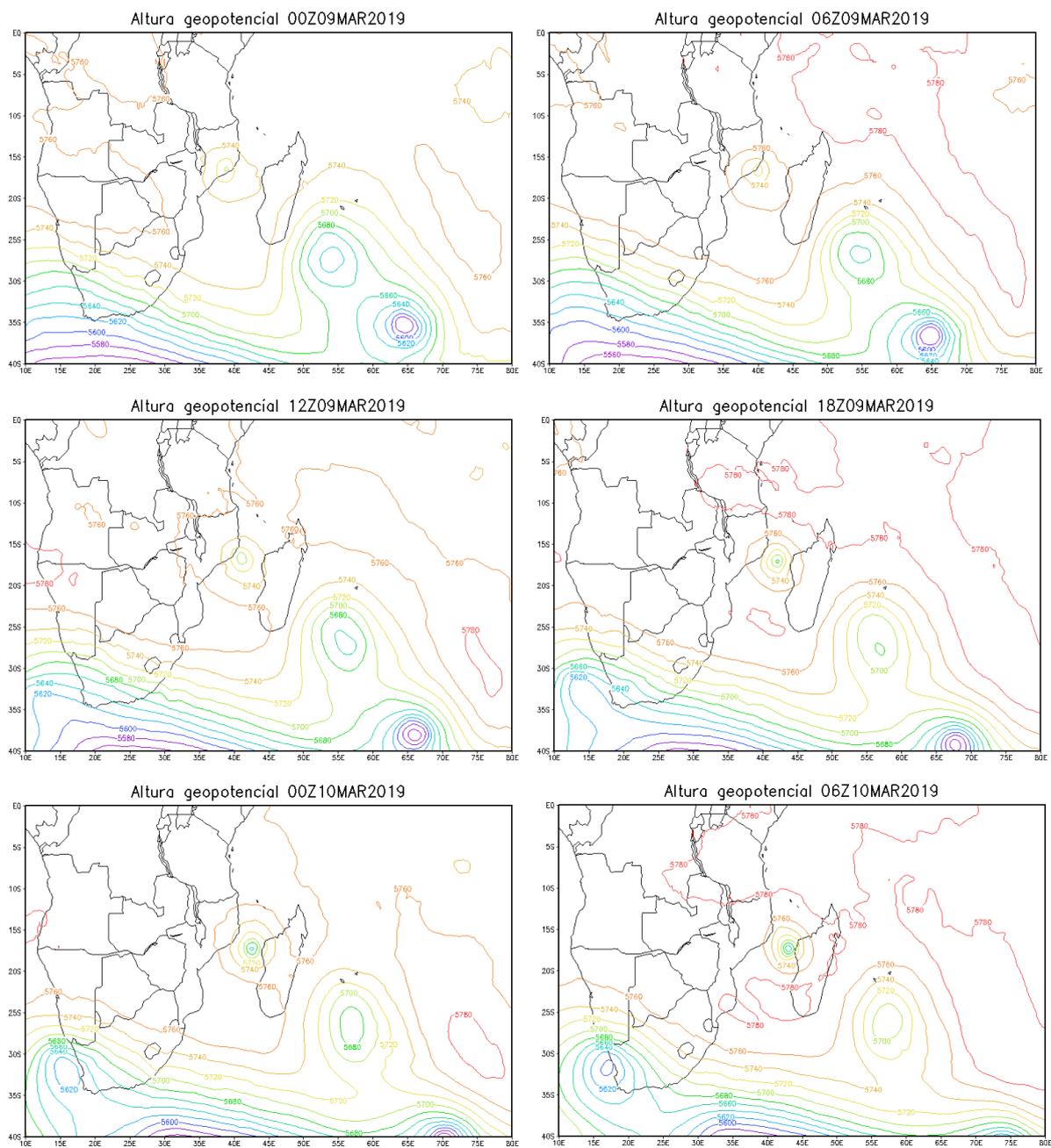


Figura A 2. Altura geopotencial em 500 hPa para o entre para os dias 09 e 10 de Março. Os horários estão indicados no título da Figura.

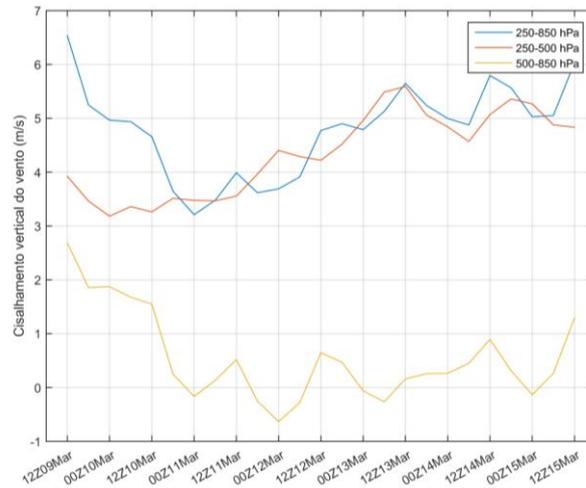


Figura A 3. Série temporal do cisalhamento vertical (m/s) do vento calculado em uma área anular que estende de 300 a 800 km em torno do centro do ciclone tropical Idai, com base nos resultados do experimento numérico WRF-STC. O Cisalhamento foi calculado em 3 diferentes camadas indicadas pela legenda.

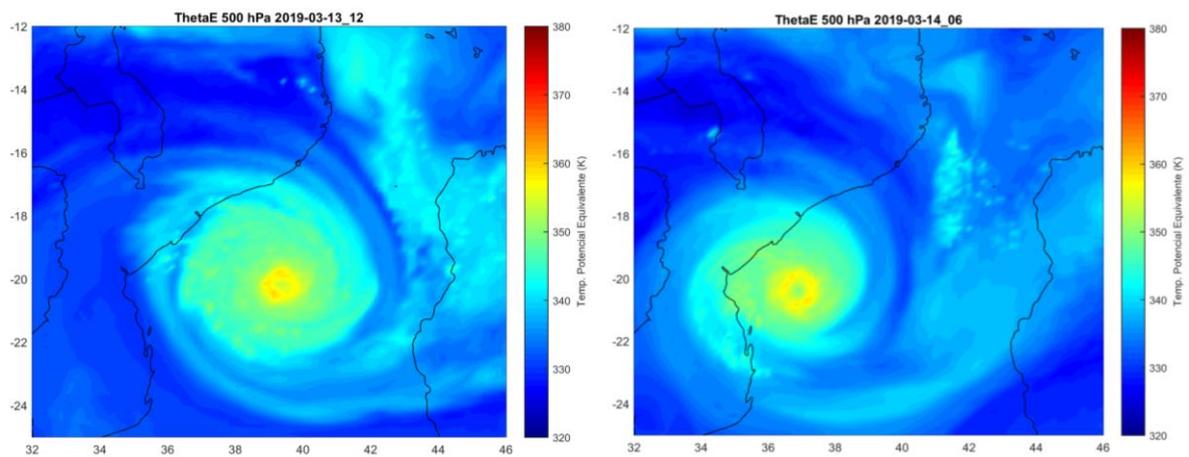


Figura A 4. Temperatura potencial equivalente (K) em 500 hPa com base nas simulações do experimento WRF-STC para 12 UTC do dia 13 de Março (painel esquerdo) e 06 UTC do dia 14 de Março (painel direito).