



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/09.04.17.19-TDI

**ESTUDO DOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO
OCEANO-ATMOSFERA SOBRE O ATLÂNTICO
SUDOESTE DURANTE A OCORRÊNCIA DE UM
CICLONE EXTRATROPICAL**

Manuel Agostinho Victor Antonio

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos
Drs. Luciano Ponzi Pezzi e José
Antonio Aravéquia, aprovada em
01 de setembro de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/437A28S>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/09.04.17.19-TDI

**ESTUDO DOS PROCESSOS DE INTERAÇÃO
OCEANO-ATMOSFERA SOBRE O ATLÂNTICO
SUDOESTE DURANTE A OCORRÊNCIA DE UM
CICLONE EXTRATROPICAL**

Manuel Agostinho Victor Antonio

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos
Drs. Luciano Ponzi Pezzi e José
Antonio Aravéquia, aprovada em
01 de setembro de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/437A28S>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Antonio, Manuel Agostinho Victor.

An88e Estudo dos processos de interação oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sudoeste durante a ocorrência de um ciclone extratropical / Manuel Agostinho Victor Antonio. – São José dos Campos : INPE, 2020.

xxvi + 95 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/09.04.17.19-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.

Orientadores : Drs. Luciano Ponzi Pezzi e José Antonio Aravéquia.

1. Interação oceano-atmosfera. 2. Ciclone. 3. Modelagem numérica regional acoplada. 4. Atlântico Sudoeste. I.Título.

CDU 551.515.2(261)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

FOLHA DE APROVAÇÃO

A FOLHA DE APROVAÇÃO SERÁ INCLUIDA APÓS RESTABELECIMENTO DAS ATIVIDADES PRESENCIAIS.

Por conta da Pandemia do COVID-19, as defesas de Teses e Dissertações são realizadas por vídeo conferência, o que vem acarretando um atraso no recebimento nas folhas de aprovação.

Este trabalho foi aprovado pela Banca e possui as declarações dos orientadores (confirmando as inclusões sugeridas pela Banca) e da Biblioteca (confirmando as correções de normalização).

Assim que a Biblioteca receber a Folha de aprovação assinada, esta folha será substituída.

Qualquer dúvida, entrar em contato pelo email: pubtc@inpe.br.

Divisão de Biblioteca (DIBIB).

“Importante não é ver o que ninguém nunca viu, mas sim, pensar o que ninguém nunca pensou sobre algo que todo mundo vê.”

ARTHUR SCHOPENHAUER

*Aos meus pais António Angelino Victor e Emília
de Carvalho Manuel, à minha irmã Marisa
Agostinho Victor António e a mim Manuel
Agostinho Victor António*

AGRADECIMENTOS

A minha família, em memória ao António Angelino Victor meu Pai, Emília de Carvalho Manuel Mãe, e ao Manuel de Carvalho meu Xará, pelo apoio dado desde o momento que tomei a decisão de viajar para o Brasil. Aos meus irmãos António Angelino Victor Filho, Nsambo, Marisa Agostinho Victor, por sempre me fazerem sentir-se próximo de casa e da família apesar da distância física. Endereço meus agradecimentos também a minha namorada Rosária Figueira pelo amor, persistência, e tudo que passamos. Aos meus amigos Muabi, Josemar Lueres, Dário Mário, Eliseu, Nelson, Jaime, Bad Yurão, Ermelinda Choke, Dagmer e Anacleto, pelos momentos de alegria proporcionado.

Expresso meus sinceros e especial agradecimentos aos meus orientadores, Prof. Dr. Luciano Ponzi Pezzi e José Antonio Aravéquia, por ter-vos como professor, orientador, e pelos ensinamentos, paciência, confiança depositada em mim, acreditando no meu potencial mesmo nos momentos difíceis encontrados durante essa jornada.

Aos professores Éder Vendrasco e Júlio Pablo pelas críticas construtivas ao texto preliminar, assim como no auxílio da construção dos experimentos numéricos. Ao Professor Manoel Gan pelas discussões científicas, e a professora Simone Sievert e Sin Chou Chan por todo apoio incondicional fornecido.

Gostaria de agradecer aos membros da banca examinadora desta pesquisa, ao Prof. Dr. Mário Quadro, Ronald Buss e, mais uma vez, ao Prof. Dr. Manoel Gan, pelas brilhantes considerações que foram imprescindíveis e guiaram a confecção final deste trabalho.

Ao pessoal do Laboratório de Estudo do Oceano e da Atmosfera (LOA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela boa recepção e ajuda com o COAWST durante a fase de elaboração da dissertação, em especial ao Uesley Sutil, Jonathas, Mainara, Eliana Bertol, Marcelo Santini, Guillian, Celina, Mylene e a Luciana.

Aos funcionários e colegas da Pós-Graduação em Meteorologia (PGMET) do INPE, em especial ao Agostinho Brito e a Glícia Ruth, bem como ao Laurízio, Bruno, Nelson Mateus, Luciano Ritter, Gil, Tamires, Pedro, Mayna Helena, pelos momentos de alegria vivido. Ao Jaime António pela ajuda com o código computacional para o cálculo do balanço de calor.

Ao Gabriel e ao Nilson do Helpdesk (suporte), pelas assistências técnicas fornecidas em todos os momentos.

Com muita alegria e satisfação agradeço ao CNPq pela concessão da bolsa de estudo durante o período de mestrado (processo de número [131729/2018-7](#)) e, ao INPE pela disponibilidade de infraestrutura necessária para realização da pesquisa.

De modo geral, a todos que direta ou indiretamente contribuíram para que fosse possível a realização deste trabalho, gostaria de endereçar os meus sinceros agradecimentos:

“MUITO OBRIGADO”.

RESUMO

Para compreender os processos de interação oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sudoeste (ATLSW) durante o desenvolvimento de um ciclone extratropical, neste trabalho, foram realizados diversos experimentos numéricos desacoplados (modelo atmosférico) e acoplados (modelo atmosférico+oceânico) através do sistema de modelagem regional de alta resolução COAWST. Este ciclone foi escolhido por ocorrer no mesmo período em que decorria o experimento de campo OPERANTAR XX-XII, de 13 a 16 de outubro de 2013, o que possibilitou o uso dos dados coletados *in situ* durante a campanha. Além disso, foram utilizadas também dados de reanálises atmosféricas e oceânicas adquiridas a partir do CFSv2, MUR e ERA5, bem como imagens de satélites fornecidas pelo CPTEC/INPE. A partir da análise sinótica percebeu-se que, a formação do ciclone ocorreu devido à pré-existência da convergência em superfície entre os fluxos dos anticiclones centrados em 33°S-32°W e 42°S-50°W, e o surgimento de um cavado de onda curta nos níveis médios da troposfera. Durante o ciclo de vida do ciclone, o valor mínimo da isóbara central alcançada foi de 1010 hPa no estágio inicial, 1004 hPa intensificação, 1002 hPa maturação e 1008 hPa no estágio de enfraquecimento. A avaliação dos processos termodinâmicos no desenvolvimento do ciclone realizado através da equação do balanço de calor sobre o centro de baixa pressão atmosférica mostraram, uma maior contribuição do termo adiabático, da advecção vertical de temperatura e do resíduo na baixa e média troposfera durante a fase inicial e de intensificação do ciclone. Enquanto na maturação, o forte aquecimento ($\approx 12 \times 10^{-5} \text{ K.s}^{-1}$) gerado pela advecção horizontal de temperatura foi o principal mecanismo responsável pelo desenvolvimento do ciclone. No estágio de enfraquecimento, todos esses termos se reduziram próximo de zero em baixos níveis. Através dos resultados dos experimentos acoplados e desacoplados pôde-se perceber que em termos médios, as variáveis pressão e vento à 10 metros da superfície foram melhores representadas nos experimentos (acoplados e desacoplados) inicializados com 24h, devido ao surgimento prévio do centro de baixa pressão atmosférica nas Condições Iniciais (CIs). Por outro lado, mecanismos e distúrbios de meso-escala desenvolvidos nas simulações mais longas (na ausência do centro de baixa pressão nas CIs), foram importantes para o desenvolvimento das condições necessárias para a ciclogênese ocorrida no experimento inicializado com 48h, pois, isso garantiu uma representação mais realista da intensidade e trajetória do ciclone. Já em relação aos experimentos inicializados no prazo mais longo de 72h, observou-se um crescimento dos erros (viés e RMSE). Na verificação do modelo oceânico em simular a TSM sobre o ATLSW considera-se que este representou de forma adequada o padrão de distribuição e os gradientes térmicos, embora, as temperaturas baixas simuladas ao longo da plataforma continental no setor frio da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), tenham influenciado diretamente no conteúdo de umidade específica à 2 metros. Em geral, ambos experimentos acoplados e desacoplados inicializados com 24 e 48h, demonstraram consistência em simular os perfis

verticais da atmosfera comparando com as radiossondas coletadas *in situ* durante a OPERANTAR XXXII.

Palavras-chave: Interação Oceano-Atmosfera. Ciclone. Modelagem Numérica Regional Acoplada. Atlântico Sudoeste.

STUDY OF OCEAN-ATMOSPHERE INTERACTION PROCESSES OVER THE SOUTHWEST ATLANTIC DURING AN EXTRATROPICAL CYCLONE OCCURRENCE

ABSTRACT

To understand the ocean-atmosphere interaction processes over the Southwest Atlantic (ATLSW) during the development of an extratropical cyclone, in this work, several uncoupled numerical experiments (atmospheric model) and coupled (atmospheric+oceanic model) were carried out through the regional modeling system for high-resolution COAWST. This cyclone was chosen, because it occurred in the same time as the field experiment OPERANTAR XXXII, from October 13th to 16th, 2013, that made it possible to use the data collected in situ. In addition, data from atmospheric and oceanic reanalysis acquired from CFSv2, MUR and ERA5 were also used, as well as satellite images provided by CPTEC/INPE. From the synoptic analysis it can be seen that, the formation of the cyclone occurred due to the pre-existence of surface convergence between the flows of anticyclones centered at 33°S-32°W and 42°S-50°W, and the appearance of a short wave trough in the medium levels of the troposphere. During the cyclone's life cycle, the minimum value of the central isobar reached was 1010 hPa in the initial stage, 1004 hPa intensification, 1002 hPa maturation and 1008 hPa in the weakening stage. The evaluation of thermodynamic processes in the development of the cyclone carried out through the equation of the heat balance over the low pressure center has showed, a greater contribution of the adiabatic term, of the vertical advection of temperature and residue in the low and medium troposphere during the initial and intensification stages of the cyclone. While the strong heating ($\approx 12 \times 10^{-5} \text{ ks}^{-1}$) generated by horizontal temperature advection, contributed more at the maturation stage. However, in the weakening stage, all these terms were reduced to near zero at low levels. Through the results of the coupled and uncoupled experiments, it can be seen that in average terms, the variables pressure and wind at 10 meters above the surface, were better represented in the experiments initialized with 24 hours (h), due to the previous appearance of the low pressure center in Initial Conditions (ICs). On the other hand, the mesoscale mechanisms and disturbance developed in the longest simulations (in the absence of the low pressure in ICs), were very crucial for the development of the conditions necessary for a cyclogenesis that occurred in the experiment initialized with 48h, therefore, this ensured a better trajectory and intensity representation of the cyclone. Regarding the experiments initialized in the longest period of 72h, there was an increase in errors (bias and RMSE). In verifying the oceanic model in simulating the SST over the ATLSW, it is considered that the model correctly represents the distribution pattern and the SST gradients, although its negative biases found along the continental shelf in the cold sector of the Brazil-Malvinas Confluence have influenced directly on the specific moisture content at 2 meters above the surface. Generally, both coupled and uncoupled experiments initialized at 24 and 48h, have showed consistency in representing the vertical profiles of the atmosphere compared to the radiosondes collected in situ during OPERANTAR XXXII.

Keywords: Ocean-Atmosphere Interaction. Cyclone. Regional Coupled Numerical Modeling. Southwest Atlantic.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Modelo conceitual dos ciclones extratropicais para o Hemisfério Norte. A frente fria é representada na figura em inglês como (" <i>Cold front</i> ") e frente quente (" <i>Warm front</i> "). O que seriam equivalentes a <i>square</i> e <i>steering line</i>	6
2.2 Estágios de desenvolvimento de um CET de acordo com a Teoria da Frente Polar, parte superior Hemisfério Norte e inferior Hemisfério Sul. Inicialmente as massas de ar fria e quente são separadas por uma fronteira descontínua (A-N, A-S), uma onda pequena se forma e segue em direção ao leste (B-N, B-S), a amplitude da onda cresce (C-N, C-S), a frente fria gradualmente avança até a quente (D-N, D-S), o ar frio deslocado da vanguarda do ciclone bloqueia o abastecimento de calor no centro (E-N, E-S), denominado estágio de oclusão.	7
2.3 Desindade das trajetórias dos ciclones para as estações de verão (a) e inverno (b), e desindade das gêneses no verão (c) e inverno (d), sobre o ATS e costa leste da AS. Ambas em unidades de ciclone por $10^6 km^2$ por mês.	9
2.4 Representação esquemática da circulação oceânica no Oceano Atlântico Sudoeste.	15
2.5 Representação da subdivisão da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM) em quatro (4) camadas.	16
2.6 Distribuição vertical da componente meridional do vento sobreposto à temperatura (K) do ar e da água em função da altura e profundidade, obtidos em simultâneo na região de frente oceânica da CBM na ausência de sistemas atmosféricos transientes como frente ou ciclone.	18
3.1 Área de estudo e domínio da grade usada no modelo WRF durante os experimentos acoplado e desacoplado. A derrota é o percurso seguido pelo navio.	19
3.2 Área delimitada no centro da baixa pressão atmosférica e região de vorticidade relativa mínima (retângulo vermelho), em cada fase do ciclo de vida do ciclone; início (F1), intensificação (F2), maturação (F3) e enfraquecimento (F4).	23
3.3 Representação da radiossonda Vaisala RS41 (à esquerda) e ilustração do lançamento a partir do navio Almirante Maximiliano Polar (à direita). . .	24

3.4	Ilustração da transferência de dados da grade do modelo WRF (parte superior) para o ROMS (inferior) e vice-versa, durante os experimentos acoplados realizados no COAWST. O acoplador MCT é o elemento responsável pela transferência dos dados em um intervalo de tempo sincronizado.	28
3.5	Representação da grade alternada Arakawa tipo C horizontal (a), vertical (b), e coordenada vertical sigma (c) usada no modelo WRF.	29
3.6	Representação esquemática do ciclo de simulações realizados com os experimentos acoplados e desacoplados no COAWST. A linha preta contínua representa o período de atuação do ciclone de 13 a 16 de outubro de 2013. As setas azuis variando antes e durante o desenvolvimento do ciclone (nos dias 10, 11, 12, 13, 14, 15 às 18 UTC) denotam os dias em que os modelos foram inicializados, enquanto os círculos amarelos sobre a linha preta diagonal tracejada representam, respectivamente, as simulações obtidas com 24, 48, e 72h de antecedência para o período de atuação do ciclone. Já a parte lateral à direita da figura indica, as médias calculadas a partir das quatro simulações de 24, 48, e 72h. É importante lembrar ainda que as simulações inicializadas nos dias 10, 11, e 12 às 18UTC representam, os experimentos contínuos inicializados com 72, 48, e 24h antes da gênese do sistema, respetivamente.	34
4.1	Evolução temporal da PNMM no centro do ciclone durante os estágios de início, intensificação, maturação e enfraquecimento.	37
4.2	Campos de escoamento e intensidade do vento (m/s) em 1000 hPa referentes aos dias 11 às 12UTC (a), 12 às 06UTC (b) e 13 às 06UTC (c) de outubro de 2013, durante a fase de pré-ciclogênese do ciclone.	38
4.3	Campos de Imagens de Satélites do GOES-13 canal IR e escoamento do vento em 500 hPa sobreposto, referente à 13 de outubro de 2013 às 00UTC (a), 06UTC (b), e 12UTC (c), durante a fase de pré-ciclogênese do ciclone	39
4.4	Campos de advecção de temperatura do ar na superfície durante a fase de pré-ciclogênese (a, b), e de ciclogênese; início (c), intensificação (d), maturação (e) e enfraquecimento (d) do ciclone.	40
4.5	Campos sinóticos referente à 13 de outubro de 2013 às 18UTC no estágio inicial do ciclone.	42
4.6	Similar a Figura 4.5, mas referente à 14 de outubro de 2013 às 18UTC, na fase de intensificação do ciclone.	42

4.7	Similar a Figura 4.5, mas referente à 15 de outubro de 2013 às 06UTC, na fase de maturação do ciclone.	43
4.8	Similar a Figura 4.5, mas referente à 16 de outubro de 2013 às 00UTC, na fase de enfraquecimento do ciclone.	44
4.9	TSM média para o período de 10 a 16 de outubro de 2013 (à esquerda) e, gradiente térmico médio horizontal (à direita). A linha preta representa a seção meridional entre 50°S-38°S e 52°W, da região de alta variabilidade da mesoescala oceânica onde se analisou a estabilidade da CLAM, o FCL, e a altura CLAM.	45
4.10	Perfis verticais médios de ômega (em $Pa.s^{-1}$) obtidos sobre a região de baixa PNMM centrada em 6° de latitude por longitude, durante as fases de início (linha vermelha), intensificação (azul), maturação (magenta) e enfraquecimento (verde) do ciclone.	46
4.11	Perfis verticais médios dos termos do balanço de calor obtidos sobre a baixa em superfície centrada em 6° de latitude por longitude, durante as fases de início (a), intensificação (b), maturação (c) e enfraquecimento (d) do ciclone.	49
4.12	Campos médios (parte superior) e vieses (inferior) da PNMM, u_{10} , v_{10} e $qsfc$ simulados com 24h de antecedência, variando antes e durante o período de atuação do ciclone.	51
4.13	Similar a Figura 4.12, mas referente às simulações realizadas com 48 horas de antecedência.	52
4.14	Similar a Figura 4.12, mas referente às simulações realizadas com 72 horas de antecedência.	53
4.15	Trajetória e intensidade do ciclone obtidas a partir da PNMM mínima a cada 6 horas, de 13 a 16 de outubro de 2013. Inicializada com 24h (à esquerda) e 48h de antecedência (à direita).	55
4.16	Campos médios de advecção de temperatura do ar (a, b) e vorticidade relativa (c, d) obtidos à 10 metros da superfície e, centrado em 6° de latitude por longitude sobre a região de baixa PNMM. Na parte superior os experimentos inicializados com 24h, e inferior com 48h de antecedência.	57
4.17	TSM média durante o período de 10 a 16 de outubro de 2013 para WRF__exp (a), MUR (b) e o viés entre ambos (c). Os pontos sobrepostos representam as radiossondas coletadas <i>in situ</i> durante a OPERANTAR XXXII.	59

4.18	TSM média durante o período de 10 a 16 de outubro de 2013 para COAWST_exp (a), MUR (b) e o viés entre ambos (c). Os pontos sobrepostos a TSM representam as radiossondas coletadas <i>in situ</i> durante a OPERANTAR XXXII.	60
4.19	Perfis verticais Skew-t referente à radiossonda obtida no dia 13 de outubro de 2013 às 13Z (à esquerda), simulados com 24, 48, e 72h de antecedência pelo WRF_exp (no centro) e COAWST_exp (à direita).	63
4.20	Similar a Figura 4.19, mas referente à radiossonda obtida às 06Z do 15 de outubro de 2013.	64
4.21	Similar a Figura 4.19, mas referente à radiossonda obtida às 10Z do 15 de outubro de 2013.	65
4.22	Similar a Figura 4.19, mas referente à radiossonda obtida às 13Z do 15 de outubro de 2013.	66
4.23	Similar a Figura 4.19, mas referente à radiossonda obtida às 05Z do 16 de outubro de 2013.	67
4.24	Campos atmosférico e oceânico obtidos na secção meridional definida entre 38°S-50°S e 52°W, para o dia 15 de outubro de 2013 às 06UTC. Na parte superior simulado com o WRF_exp e inicializado com 24h (a) e 48h (b), enquanto na inferior, simulado com COAWST_exp e inicializado com 24h (c) e 48h (d) de antecedência.	70
4.25	Similar a Figura 4.24 mas, para as variáveis fluxo de calor latente (linha preta) e altura da camada limite atmosférica marinha (linha vermelha).	71
4.26	Campos de escoamento do vento para o dia 15 de outubro de 2013 às 06UTC. Na parte superior simulado com o WRF_exp e inicializado com 24h (a) e 48h (b), enquanto na inferior, simulado com COAWST_exp e inicializado com 24h (c) e 48h (d) de antecedência.	72
A.1	Campos de escoamento e intensidade do vento (m/s) em 500 hPa referente aos dias 13, 14 e 16, e em 500 e 600 hPa para o dia 15 de outubro de 2013.	88
B.1	Campos de RMSE da PNMM para 24 (à esquerda), 48 (no centro) e 72h (à direita) de antecedência. A parte superior representam, respectivamente, os experimentos simulados com WRF_exp, enquanto a inferior COAWST_exp.	89
B.2	Similiar a Figura B.1, mas referente à <i>qsfc2</i>	90
B.3	Similiar a Figura B.1, mas referente à <i>u10</i>	91
B.4	Similiar a Figura B.1, mas referente à <i>v10</i>	92

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Informações referentes as estações das observações, data, hora e posição geográfica de lançamento das radiossondas sobre o ATLSW, durante a OPERANTAR XXXII ocorrido entre 13 a 18 de outubro de 2013. As siglas CB-Corrente do Brasil, CM-Corrente das Malvinas e Fc-Frente oceânica.	24
3.2 Esquemas de parametrizações físicas utilizadas no modelo WRF durante os experimentos acoplado e desacoplado.	31
3.3 Informações associada à dinâmica e domínio da grade usada no WRF. . .	33
4.1 Índices de instabilidade calculados a partir das radiossondas medidos <i>in situ</i> e simulados com o WRF_exp e COAWST_exp. A interpretação desses índices são apresentadas de acordo com os valores obtidos nos perfis; para CAPE 1 ou 1000 (atmosfera pouco instável), LI 0 ou superior (atmosfera estável), K <15 (improvável convecção), K 15 a 25 (pequeno potencial para convecção), K 26 a 39 (potencial moderado para convecção), TT <44 (convecção improvável) e TT 44 a 50 (provável convecção).	68

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ARW	–	Advanced Research WRF
AS	–	América do Sul
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ATS	–	Atlântico Sul
ATLSW	–	Atlântico Sudoeste
CB	–	Corrente do Brasil
CBM	–	Confluência Brasil Malvinas
CET	–	Ciclone Extratropical
CF	–	Condição De Fronteira
CFSv2	–	Climate Forecast System version 2
CI	–	Condição Inicial
CLAM	–	Camada Limite Atmosférica Marinha
CM	–	Corrente das Malvinas
COAWST	–	Coupled Ocean Atmospheric Wave Sediment and Transport
COAWST_exp	–	Experimento acoplado o modelo WRF ao ROMS
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CST	–	Ciclone Subtropical
EXP24	–	Experimento inicializado com 24h de antecedência
EXP48	–	Experimento inicializado com 48h de antecedência
EXP72	–	Experimento inicializado com 72h de antecedência
GOES	–	Geostationary Operational Environmental Satellite
GSAS	–	Giro Subtropical do Atlântico Sul
INTERCONF	–	Interação Oceano-Atmosfera na Confluência Brasil-Malvinas
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	–	Infravermelho
LOA	–	Laboratório de Estudos do Oceano e da Atmosfera
MCT	–	Modeling Coupled Toolkit
MUR	–	Multi-scale Ultra-High Resolution
MW	–	Microwave
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NCEP	–	National Centers for Environmental Prediction
OP32	–	Trigésima Segunda XXXII Operação Antártica
PNMM	–	Pressão no Nível Médio do Mar
RMSE	–	Root Mean Square Error
ROMS	–	Regional Ocean Modeling System
SCRIP	–	Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package
SODA	–	Simple Ocean Data Assimilation
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
WRF	–	Weather Regional Forecasting model
WRF_exp	–	Experimento com o WRF sem o acoplamento com o ROMS

LISTA DE SÍMBOLOS

C_p	– calor específico a pressão constante
C_h	– coeficiente adimensional de transferência de calor
C_q	– coeficiente adimensional de transferência de umidade
CO_2	– Dióxido de Carbono
h	– hora
m	– metro
p	– pressão
u	– componente zonal do vento
u_{10}	– componente zonal do vento à 10 metros da superfície
v	– componente meridional do vento
v_{10}	– componente meridional do vento à 10 metros da superfície
hPa	– hectopascal
L_e	– calor latente de evaporação
q	– umidade específica
$qsfc2$	– umidade específica à 2 metros da superfície
R	– Constantes dos gases
s	– segundos
T_{ar}	– temperatura do ar
T_{ar2}	– temperatura do ar à 2 metros da superfície
ω	– velocidade vertical
$^{\circ}C$	– graus Celsius
σ	– Sigma
\hat{k}	– vetor unitário
ζ	– vorticidade relativa
ρ	– densidade
V	– Volume em metros cúbicos
α	– volume específico
\vec{V}_H	– Vento na horizontal
$\vec{\nabla}_p$	– Operador nabla calculado a uma superfície de pressão constante

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Sistemas sinóticos atmosféricos atuantes sobre o ATLSW e regiões continentais adjacentes	5
2.1.1 Ciclones	5
2.1.1.1 Ciclone extratropicais	5
2.1.1.2 Ciclones na costa leste da América do Sul	8
2.1.1.3 Ciclones subtropicais	11
2.1.2 Sistemas Frontais	12
2.1.3 Alta Subtropical do Atlântico Sul	12
2.2 Circulação superficial oceânica no Atlântico Sul	14
2.3 Camada Limite Atmosférica Marinha	15
2.3.1 Estudos de Interação Oceano-Atmosfera no ATLSW	17
3 MATERIAIS E MÉTODOS	19
3.1 Área de estudo	19
3.2 Escolha do ciclone	20
3.2.1 Identificação e análise	20
3.2.2 Metodologia utilizada na análise do balanço de calor	21
3.3 Conjunto de dados utilizados	23
3.3.1 Radiossonda	23
3.3.2 Reanálises atmosféricas e oceânicas	25
3.3.3 Imagens de satélite	26
3.4 Sistema de Modelagem Regional Acoplada COAWST	27
3.4.1 Acoplador MCT	27
3.4.2 Modelo atmosférico WRF	28
3.4.3 Modelo oceânico ROMS	30
3.4.4 Configuração dos experimentos numéricos	30
3.5 Métodos utilizados na avaliação dos resultados dos experimentos numéricos acoplados e desacoplados	35

4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	37
4.1	Análise sinótica atmosférica e oceânica	37
4.1.1	Análise sinótica atmosférica	37
4.1.2	Análise sinótica oceânica	45
4.1.3	Movimentos verticais e balanço de calor	46
4.1.3.1	Movimentos verticais	46
4.1.3.2	Balanço de calor	47
4.2	Avaliação dos experimentos numéricos acoplados e desacoplados	50
4.2.1	Desempenho do WRF_exp e COAWST_exp em simular a PNMM, u_{10} , v_{10} e $qsfc2$	50
4.2.2	Análise das características do ciclone a partir das simulações contínuas inicializadas com 24 e 48h de antecedência.	54
4.2.2.1	Avaliação da trajetória e intensidade	54
4.2.2.2	Avaliação da advecção de temperatura do ar e da vorticidade relativa	56
4.2.3	Desempenho do COAWST_exp em simular a TSM	58
4.2.4	Comparação dos perfis verticais da atmosfera medido <i>in situ</i> e, simulado pelo WRF_exp e COAWST_exp	61
4.3	Análise da estabilidade sobre CLAM na CBM	69
5	CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS	73
5.1	Conclusões	73
5.2	Sugestões de trabalhos futuros	76
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	77
	APÊNDICE A - Campos sinóticos adicionais de linhas de correntes em médios níveis durante o ciclo de evolução do ciclone.	87
	APÊNDICE B - Representação dos campos de RMSE calculados a partir das médias dos experimentos do WRF_exp e COAWST_exp.	89
	ANEXO A - Demonstração da equação da termodinâmica expressa na forma do balanço de calor.	93
A.1	Fórmulas dos índices de instabilidades utilizadas nos Perfis Skew-T	95

1 INTRODUÇÃO

De acordo com a Organização Mundial de Meteorologia (OMM), ciclones estão dentre os sistemas atmosféricos com alto poder de destruição. O aumento do nível do mar e fenômenos meteorológicos adversos como precipitação intensa, ventos fortes e redução de visibilidade, associados com a passagem dos ciclones podem causar diversos prejuízos sociais, econômicos, inclusive a perda de vidas humanas em um curto espaço de tempo.

O oceano é uma das maiores fontes de energia para formação e intensificação dos ciclones (GRAY, 1998; PEZZA; SIMMONDS, 2005; PIVA et al., 2008; REBOITA, 2008), pois ele absorve o fluxo radiativo descendente de onda curta emitida pelo Sol. Além disso, a redistribui na forma de calor através das correntes oceânicas, que se deslocam das regiões tropicais (com maior disponibilidade de energia) em direção aos pólos (menor disponibilidade de energia) e vice-versa, formando um ciclo de retroalimentação (STEWART, 2005). Os Fluxos de Calor Latente (FCL), Calor Sensível (FCS), fluxos radiativos, de momentum, e de gases (por exemplo dióxido de carbono CO_2), são alguns dos principais mecanismos de trocas de propriedades físicas e dinâmicas entre o oceano e a atmosfera (MARION, 2014). Neste contexto, a aquisição contínua de dados oceânicos e atmosféricos confiáveis (*in situ*) são essenciais para uma melhor interpretação e/ou compreensão dos fenômenos típicos da interação oceano-atmosfera, em diversas escalas temporais (anual, sazonal, mensal, diária, etc) e espaciais (grande, meso, micro).

Anualmente, no Atlântico Sul (ATS), pesquisadores de várias áreas (meteorologia, oceanografia, geografia, biologia, etc) partem a bordo de navios a fim de coletar e/ou medir parâmetros ambientais na região do Atlântico Sudoeste (ATLSW) e Antártica. Este é o caso do projeto de pesquisa Interação Oceano-Atmosfera na Confluência Brasil-Malvinas (INTERCONF), no qual um dos principais objetivos é entender o papel do ATLSW na modulação da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM), e seus impactos no tempo e clima das regiões continentais adjacentes. Todavia, apenas medições *in situ* não são suficientes para explicar os processos físicos e dinâmicos decorrentes na interface oceano-atmosfera do ATLSW, pois, além do alto custo logístico, os dados são coletados apenas no verão, o que influencia diretamente para sua baixa frequência temporal. Logo, experimentos numéricos empregando apenas um modelo regional (atmosférico), ou acoplando dois ou mais modelos (atmosférico+oceânico), também são realizados de modo a contribuir significativamente nesta tarefa.

Diversos estudos mostram que a costa leste da América do Sul (AS) e oceano adjacente são uma das regiões ciclogênica mais ativa do Hemisfério Sul (Figura 2.3) (GAN; RAO, 1991; SINCLAIR, 1995; HOSKINS; HODGES, 2005; MENDES et al., 2010; REBOITA, 2008; GOZZO et al., 2014; GRAMCIANINOV et al., 2019), com variações espaciais bem marcantes ao longo do ano. Segundo estes estudos, grande parte dos ciclones que se desenvolvem nesta região são de natureza extratropicais, associados à instabilidade baroclínica e ao efeito de montanha na sotavento da Cordilheira dos Andes. Enquanto a minoria, subtropicais (GOZZO et al., 2014), cujas características apresentadas durante o ciclo de vida, podem ser tanto de ciclone extratropical quanto tropical, ou simultâneo (HART, 2003). A ausência de condições favoráveis à formação de ciclone tropical, isto é, Temperatura da Superfície do Mar (TSM) acima de 26°C, alta Umidade Relativa (UR) na média troposfera, intensa instabilidade e fraco cisalhamento vertical do vento horizontal (GRAY, 1998), torna a ocorrência desse sistema praticamente raro na bacia do Atlântico Sul Tropical. Entretanto, no final de março de 2004, o ATS registrou pela primeira vez a ocorrência do furacão denominado Catarina, que durante sua trajetória atingiu a costa Sul e Sudeste do Brasil provocando inundações, desalojamentos, além de vítimas mortais (PEZZA; SIMMONDS, 2005).

Segundo Piva et al. (2008) e Reboita (2008), os FCL e FCS superficiais desempenham um papel importante no desenvolvimento dos ciclones sobre a costa leste da AS, agindo no sentido de fornecer energia e umidade nos sistemas. Contudo, influenciando diretamente no resfriamento e aquecimento da atmosfera como descrito, por exemplo, em Pezzi et al. (2005), Pezzi et al. (2009) e Souza et al. (2020) na Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A CBM é uma região de encontro entre as águas subtropicais quentes, mais salina, da Corrente do Brasil (CB), e as águas subantártica fria, menos salina, da Corrente das Malvinas (CM). É da mistura entre estas massas de água com características distintas que é gerado os fortes gradientes de TSM, intensa instabilidade, e os meandros e vórtices observados na CBM (MATANO, 1993; PEZZI et al., 2005; SOUZA et al., 2006; PEZZI et al., 2009; ACEVEDO et al., 2010; SOUZA et al., 2020).

No entanto, com auxílio dos modelos numéricos, é possível descrever o comportamento dos ciclones baseado nas suas características físicas e dinâmicas. Em geral, modelos regionais são inicializados e conduzidos através dos limites fornecidos pelos modelos globais. A incompatibilidade entre as condições iniciais de baixa resolução dos modelos globais e a alta resolução dos modelos regionais introduz uma inconsistência física nos modelos regionais (JEREZ et al., 2020). De acordo com Jerez et

al. (2020), não existe uma definição determinística de quão longo o *spin up* deve ser para que estas inconsistências sejam resolvidas.

Ricchi et al. (2019) avaliaram o desempenho do sistema de modelagem regional acoplada *Coupled-Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport* (COAWST), na simulação de um ciclone extra-tropical ocorrido entre 19 e 22 de janeiro de 2014 sobre o mar mediterrâneo, e que evoluiu para tropical nos estágios posteriores do ciclo de vida. Os resultados mostraram que o modelo atmosférico foi capaz de reproduzir melhor a evolução, intensidade e trajetória do ciclone fornecendo uma TSM de alta resolução após um longo *spin-up* da componente oceânica de 35 dias.

No ATS, Pullen et al. (2017) através de simulações contínuas acoplando o oceano com atmosfera no COAWST, investigaram a sensibilidade do furacão Catarina às diferentes resoluções espaciais horizontais da grade de 20 e 6 km. Usando o mesmo sistema de modelagem, Sutil et al. (2019) analisaram a influência dos processos de interação oceano-atmosfera durante a passagem de um ciclone extratropical no ATLSW. Em razão do *feedback* positivo da TSM produzida pelo modelo oceânico, ambos os estudos alcançaram uma melhor representação da trajetória do ciclone nas simulações acopladas, porém, em relação à intensidade os resultados foram melhores apenas nos experimentos conduzidos por Sutil et al. (2019), evidenciando assim, a eficácia do sistema de modelagem regional acoplado COAWST no estudo de ciclones decorrente sobre o ATLSW.

1.1 Objetivos

Geral

Investigar os processos de interação oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sudoeste (ATLSW) durante o desenvolvimento de um ciclone, ocorrido entre 13 e 16 de outubro de 2013, no mesmo período em que decorria a OPERANTAR XXXII, bem como a influência desse oceano nas variáveis atmosféricas pressão, vento à 10 e umidade à 2 metros da superfície.

Específicos

- Identificar as condições sinóticas da atmosfera, do oceano, antes e durante o ciclo de vida do ciclone.
- Analisar a contribuição dos termos da equação do balanço de calor nos diferentes estágios de evolução do ciclone.
- Avaliar o desempenho do modelo regional acoplado em reproduzir os cenários identificados no "item" anterior, através dos experimentos inicializados com 24, 48 e 72h de antecedência, além do potencial deste modelo em simular a trajetória e intensidade do ciclone.
- Verificar o desempenho dos experimentos com a atmosfera desacoplada, e acoplada do oceano, em simular os perfis verticais atmosféricos sobre o ATLSW, considerando os dados coletados *in situ* durante a OPERANTAR XXXII.

Este documento está organizado da seguinte maneira: **Capítulo I** - que para além da presente introdução, inclui os objetivos geral e específico; **Capítulo II** - onde será abordado sobre os principais sistemas atmosféricos atuantes, característica dos ciclones, estudos de modelagem regional acoplada bem como de interação oceano-atmosfera, dando ênfase na região de estudo; **Capítulo III** - descreverá os procedimentos empregados durante a elaboração do trabalho, isto envolve, a área de estudo, critério para escolha do ciclone, modelos numéricos, suas configurações e a metodologia para avaliação dos resultados dos experimentos numéricos; no **Capítulo IV** - serão analisados e discutidos os resultados obtidos com as reanálises e os experimentos numéricos acoplados e desacoplados; no final, as conclusões e sugestões para trabalhos futuros serão apresentadas no **Capítulo V**.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Sistemas sinóticos atmosféricos atuantes sobre o ATLSW e regiões continentais adjacentes

Do ponto de vista climatológico a costa Sul e Sudeste do Brasil e Uruguai, é caracterizada pela prevalência de um clima subtropical. Nestas regiões e oceano adjacente, as condições meteorológicas de tempo e clima são frequentemente influenciadas por sistemas frontais e ciclones (GAN; RAO, 1991; HOSKINS; HODGES, 2005; REBOITA, 2008; CAVALCANTI et al., 2009; MENDES et al., 2010; REBOITA et al., 2010; GRAMCIANINOV et al., 2019), Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (SELUCHI, 1995; BASTOS; FERREIRA, 2000), circulação do tipo brisa e bloqueios atmosféricos (REBOITA et al., 2010; MARQUES, 1996), entre outros. Especialmente na CBM, o padrão de tempo é severamente influenciado por um ciclo sinótico caracterizado pela sucessiva passagem de massas de ar frias advindas das latitudes altas (ACEVEDO et al., 2010).

2.1.1 Ciclones

São sistemas atmosféricos de escala sinótica caracterizada pela circulação horária (anti-horária) fechada no Hemisfério Sul (Norte), cuja pressão atmosférica em superfície é mais baixa no centro do que na periferia (BJERKNES, 1919; BJERKNES; SOLBERG, 1922). O termo ciclogênese é usado para designar o processo de formação e desenvolvimento dos ciclones. Em função das características físicas e região de formação podem ser classificados em: extratropicais, tropicais e subtropicais.

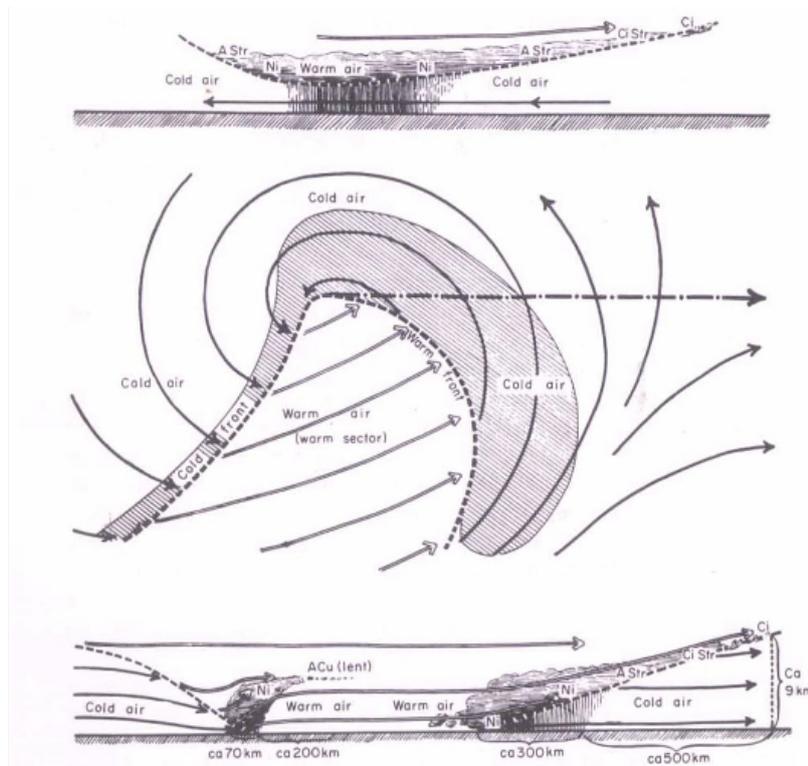
2.1.1.1 Ciclone extratropicais

Estudos pioneiros associados à formação de ciclone em geral começaram a ser desenvolvidos desde o século XVIII (DOVE, 1862; FITZROY, 1863). Segundo Pettersen (1940), muitos trabalhos na época já apontavam que estes sistemas surgem da interação entre as correntes de ar polar e de origem tropical, embora, tendo aparentemente assumido esta condição como inusitado, e não uma característica geral para o desenvolvimento dos ciclones extratropicais (CET).

Analisando uma grande quantidade de observações, Bjerknes (1919) descreveu pela primeira vez a estrutura dos ciclones. Segundo o modelo conceitual de Bjerknes (Figura 2.1), um ciclone em movimento possui duas linhas de convergência com propriedades térmicas distintas. A linha de descontinuidade denominada de *square line* corresponde a região traseira na qual o ar frio avança e substitui o ar quente.

Com isso, uma cunha de ar frio sobre o setor quente força o ar aquecido ascender ao longo de uma superfície inclinada (*steering line*), proporcionando redução da pressão na coluna atmosférica. Através da conservação de massa o ar das camadas superiores, substituído pelo ar quente em ascensão, subside por meio das linhas de divergência que acompanham frequentemente às de convergência.

Figura 2.1 - Modelo conceitual dos ciclones extratropicais para o Hemisfério Norte. A frente fria é representada na figura em inglês como ("*Cold front*") e frente quente ("*Warm front*"). O que seriam equivalentes a *square* e *steering line*.

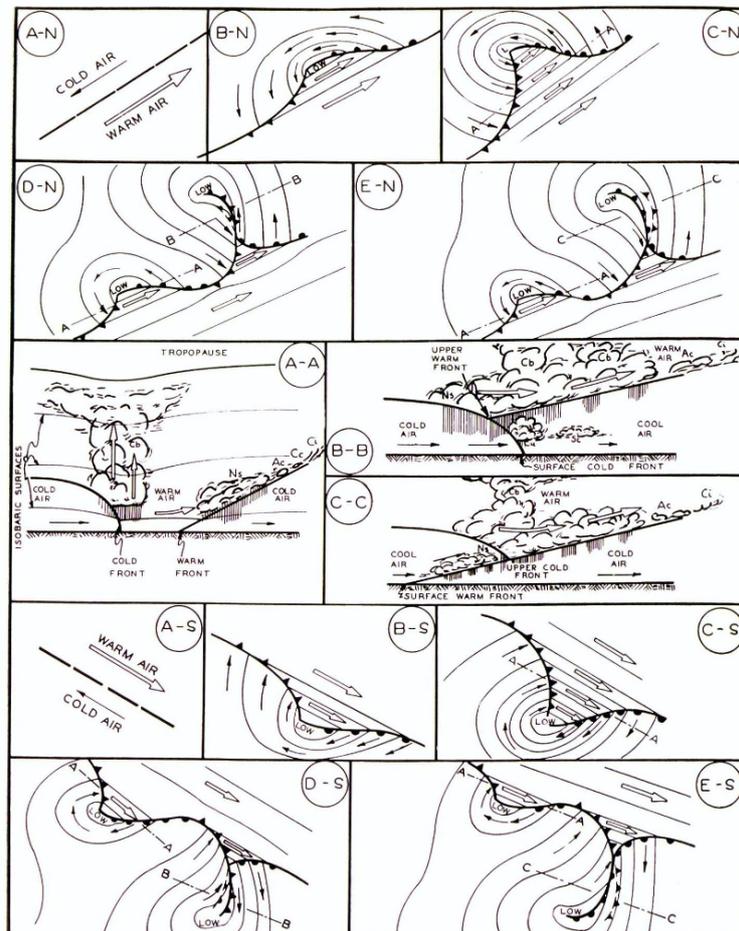


Fonte: Bjerknes (1919).

Bjerknes e Solberg (1922) perceberam que o modelo descrito anteriormente representava apenas uma das fases do ciclo de vida do ciclone. Como ilustrado na Figura 2.2, na fase inicial, o ciclone é apenas uma onda de pequena amplitude sobre uma frente polar que gradualmente se desenvolve até alcançar a oclusão. As pesquisas evoluíram e Petterssen e Smebye (1971) baseado em observações mostraram a existência do acoplamento entre o fluxo de ar na troposfera inferior e superior, ou seja, que a divergência em altos níveis poderia ser compensada pela convergência dos fluxos em superfície. Deste modo, os autores classificaram os ciclones em duas categorias

A e B. No tipo **A**, o desenvolvimento do ciclone inicia sem a presença do cavado nos níveis superiores, enquanto no tipo **B**, a ciclogênese inicia com a pré-existência do cavado de ar superior (CAVALCANTI et al., 2009). Outra categoria **C** foi proposta por Radinovic (1986) que, geralmente, se formam na região de sotavento das cadeias montanhosas devido à perturbação do fluxo zonal de oeste.

Figura 2.2 - Estágios de desenvolvimento de um CET de acordo com a Teoria da Frente Polar, parte superior Hemisfério Norte e inferior Hemisfério Sul. Inicialmente as massas de ar fria e quente são separadas por uma fronteira descontínua (A-N, A-S), uma onda pequena se forma e segue em direção ao leste (B-N, B-S), a amplitude da onda cresce (C-N, C-S), a frente fria gradualmente avança até a quente (D-N, D-S), o ar frio deslocado da vanguarda do ciclone bloqueia o abastecimento de calor no centro (E-N, E-S), denominado estágio de oclusão.



Fonte: Adaptado de Reboita (2008).

Posteriormente, Shapiro e Keyser (1990) notaram que alguns ciclones que se desen-

volvem sobre o oceano, tendem apresentar um ciclo de evolução diferente ao modelo de Bjerknæs e Solberg (1922) em vários aspectos mas, o mais distinto é que durante o desenvolvimento do sistema, a frente fria se move praticamente no sentido perpendicular a frente quente de modo que ambas não se encontrem.

Entretanto, a intensidade, o sentido de deslocamento e a circulação dos ciclones é resultante de diversas forças que atuam na atmosfera. Dentre estas destacam-se: a força gradiente de pressão responsável pelo deslocamento do sistema; força de Coriolis que devido à rotação da terra deflete perpendicularmente as parcelas de ar em movimento; e a força de atrito que age no sentido de desacelerar o sistema. A instabilidade baroclínica, isto é, gerado devido ao gradiente térmico horizontal, é o mecanismo essencial para o desenvolvimento dos CET (BJERKNÆS; SOLBERG, 1922), neste processo, a energia potencial da perturbação é convertida em energia cinética da perturbação (CHARNEY, 1947; HOLTON, 2004).

2.1.1.2 Ciclones na costa leste da América do Sul

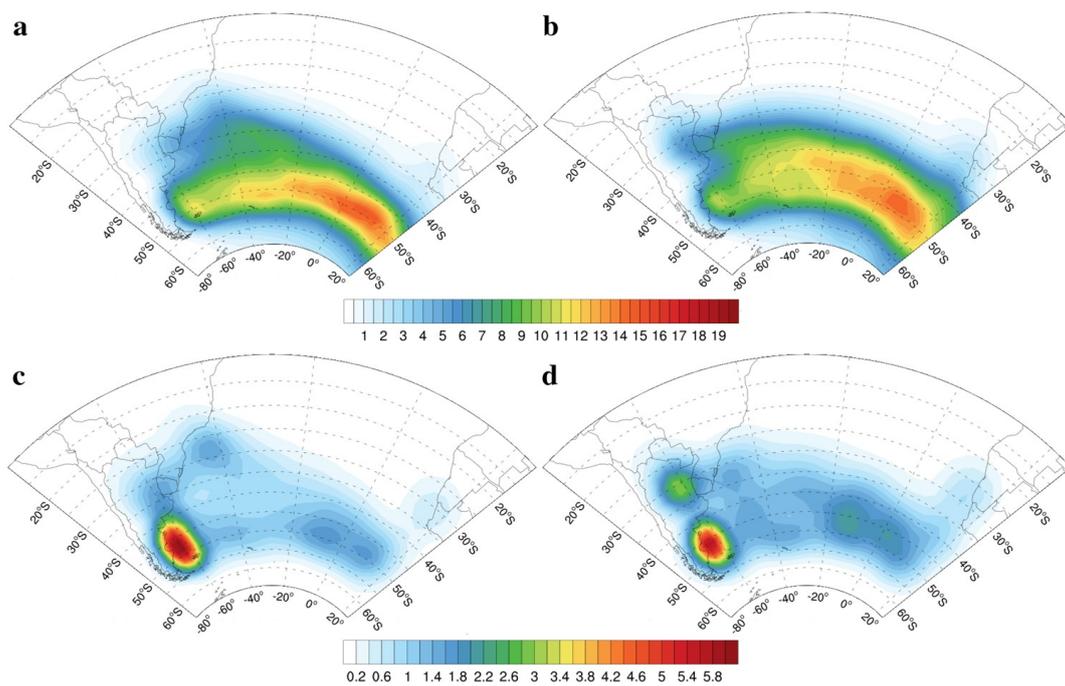
Gan e Rao (1991) realizaram um dos primeiros trabalhos sobre ciclogênese na América do Sul. Os autores através do método objetivo de mínimo de pressão sobre as cartas sinóticas de superfície durante o período de 1979 a 1988, identificaram uma maior frequência dos CET na estação de inverno e menor no verão, além disso, duas regiões de intensa atividade ciclogênica foram identificadas próximo ao Golfo de San Matias (42.5°S-62.5°W) na Argentina, e na costa do Uruguai (cerca de 31.5°S-55°W).

Diversos estudos mostram que além da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM), campos de vorticidade relativa (SINCLAIR, 1995; HOSKINS; HODGES, 2005; REBOITA, 2008; GRAMCIANINOV et al., 2019) bem como geopotencial (SELUCHI, 1995) também podem ser usados para identificação e rastreamento dos ciclones. Uma das características relevantes dos campos de vorticidade relativa consiste no fato de ser menos influenciada pela grande escala do que a PNMM, e nele, os padrões da pequena escala são facilmente identificadas, isto permite a detecção de ciclone em um estágio mais cedo tendo em conta que os distúrbios atmosféricos recém formados somente desenvolvem centro de isóbara fechada nos estágios posteriores do seu desenvolvimento (SINCLAIR, 1995; GRAMCIANINOV et al., 2019).

Mendes et al. (2010) analisaram a distribuição espacial, intensidade, trajetória e tempo médio de vida dos ciclones sobre a AS durante 25 anos. Os autores também encontraram intensa atividade ciclogênica sobre o norte da Argentina, Uruguai,

Sul do Brasil e ATLSW adjacente em todas as estações do ano. Neste estudo, os autores notaram que em um ano, apenas na estação de inverno dezoito ciclones tendem a ocorrer com um tempo médio de vida de 3 dias. A propagação de distúrbios de oeste na média e alta troposfera, a instabilidade baroclínica local, e a influência da montanha dos Andes no escoamento de oeste são apontados como os principais mecanismos envolvidos na ciclogênese nesta região (GAN; RAO, 1991; REBOITA, 2008; MENDES et al., 2010; SELUCHI, 1995). Ainda de acordo com o estudo climatológico apresentado recentemente por Gramcianinov et al. (2019) (Figura 2.3), ao norte da latitude de 35°S a ciclogênese ocorre principalmente devido à forçante de baixos níveis associados ao transporte de umidade no verão, enquanto no inverno, esta se desenvolve devido à forçantes de altos níveis associados à forte instabilidade baroclínica.

Figura 2.3 - Desidade das trajetórias dos ciclones para as estações de verão (a) e inverno (b), e desidade das gêneses no verão (c) e inverno (d), sobre o ATS e costa leste da AS. Ambas em unidades de ciclone por $10^6 km^2$ por mês.



Fonte: Gramcianinov et al. (2019).

Piva et al. (2008) em um estudo de caso investigaram o papel dos FCL e FCS em superfície no desenvolvimento do ciclone intenso ocorrido na costa leste da AS, de modo a determinar, em qual estágio do ciclo de vida do ciclone os fluxos superficiais

de calor são essenciais para o desenvolvimento do sistema. Os resultados revelaram que, durante a fase inicial os FCL e FCS são importantes para o rápido desenvolvimento do ciclone, e não propriamente a gênese. Visto que mesmo sem a presença de ambos os fluxos houve a formação do ciclone, porém com uma intensidade reduzida de 6hPa/24h. Resultados semelhantes foram encontrados por [Reboita \(2008\)](#) no seu estudo sobre simulação climática e experimento de sensibilidade, na qual a frequência de ciclogênese também foi reduzida na ausência desses fluxos, justificando ainda que tal fato, é proporcionado pelo aumento da estabilidade estática e redução da disponibilidade de umidade na atmosfera.

Do ponto de vista da modelagem numérica acoplada regional no ATLSW, [Pullen et al. \(2017\)](#) avaliaram pela primeira vez a sensibilidade da grade da componente atmosférica do sistema de modelagem acoplada COAWST na simulação do furacão Catarina ocorrido em março de 2004. Neste estudo, quatro experimentos divididos de acordo com a resolução espacial de 20 e 6 km foram realizados, dois prescrevendo os dados de reanálise de TSM no modelo WRF, e nos demais, acoplando o WRF ao modelo oceânico ROMS. No entanto, uma melhor representação da intensidade e trajetória do Catarina foi obtido nos experimentos cuja resolução espacial é menor, respectivamente. Além disso, a intensidade do ciclone foi melhor simulada com o WRF desacoplado ao ROMS, diferente da trajetória, cujos melhores resultados foram obtidos com os experimentos acoplados.

Posteriormente [Sutil et al. \(2019\)](#), utilizando também o COAWST investigaram os processos de interação oceano-atmosfera no ATLSW durante a passagem de um ciclone extratropical em setembro de 2006. Para uma única rodada contínua realizada, o acoplamento ativo (oceano+atmosfera) demonstrou maior habilidade em simular tanto a intensidade quanto trajetória do ciclone, comparando com a simulação desacoplada. Segundo [Sutil et al. \(2019\)](#) as principais diferenças nos resultados consiste no fato de que, o acionamento da componente oceânica permitiu a representação dos fenômenos oceânicos da mesoescala tais como os vórtices oceânicos, frentes térmicas mais pronunciadas, ausentes na simulação desacoplada, o que proporcionaram uma melhor representação dos processos de interação oceano-atmosfera.

A exemplo disso, [Fallmann et al. \(2017\)](#) através do acoplamento oceano-atmosfera mostraram o impacto positivo do *feedback* oceânico no ciclo diurno da TSM, sobre a região do mar norte, localizado no setor oriental do Atlântico Norte (ATN). Neste estudo, a convecção superficial ocasionada pelo aquecimento na troposfera inferior ocasionou a formação de nuvens de baixos níveis. Em contraste, as nuvens

desenvolvidas ao longo da simulação causaram reflexão da radiação de onda curta, contribuindo desde modo para o resfriamento da superfície do mar. Resultados similares também foram encontrados no ATS por [Fialho \(2017\)](#) durante a investigação das características da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

2.1.1.3 Ciclones subtropicais

Segundo [Hart \(2003\)](#), Ciclones Subtropicais (CST) também denominado de híbrido, são sistemas não frontais que possuem núcleo quente em baixos níveis e frio na alta troposfera. Estes sistemas podem desenvolver característica típica de ciclone tropical e extratropical ([HART, 2003](#); [GOZZO et al., 2014](#)) durante o seu ciclo de vida. [Hart \(2003\)](#) desenvolveu um diagrama denominado de *Cyclone Phase Space* (CPS), no qual as características e transições entre as fases dos ciclones são descritas através do parâmetro de simetria térmica em baixos níveis e, vento térmico na baixa e alta troposfera.

[Gozzo et al. \(2014\)](#) utilizando diferentes bancos de dados no período de 33 anos com o CPS, construíram uma climatologia dos CST sobre a bacia ATS. Os autores encontraram que, em geral, ao longo da costa, máxima atividade ciclogênética ocorre na estação de verão, ao contrário dos CET que é no inverno ([GAN; RAO, 1991](#); [MENDES et al., 2010](#); [GRAMCIANINOV et al., 2019](#)). Embora, os eventos mais intensos tendem a acontecer no outono devido à presença de intensos fluxos superficiais de calor e fraco cisalhamento vertical do vento, condição propícia a gênese dos CST ([GOZZO et al., 2014](#)).

Em um estudo de caso [Dutra et al. \(2017\)](#), investigaram os processos termodinâmicos através do balanço de calor e vorticidade durante a evolução de um CST, ocorrido em março de 2010 sobre a costa leste do Brasil. Nesse estudo, os termos do aquecimento diabático e da advecção horizontal de temperatura do ar (quente durante o estágio de intensificação e frio no estágio de maturação) foram os principais mecanismos responsáveis pela tendência local de temperatura em baixos níveis e, conseqüentemente, desenvolvimento subtropical do ciclone. Enquanto durante a transição extratropical, o resfriamento diabático e adiabático, bem como a advecção de ar quente foram os principais mecanismos que influenciaram na tendência local de temperatura em baixos níveis.

2.1.2 Sistemas Frontais

As características principais dos CET são as frentes (zonas baroclínicas), cuja formação é totalmente dependente do gradiente térmico imposto na atmosfera, que é mais intenso durante o inverno devido à aproximação frequente do ar frio oriundo das altas latitudes, embora em algumas regiões de intensa atividade ciclogênica como Sul do Brasil, Uruguai, Argentina, e ATLSW, a passagem das frentes frias ocorram durante todo ano (CAVALCANTI et al., 2009).

CAVALCANTI et al. (2009) com base nos dados de reanálise no período de 1979 a 2005, estabeleceram a climatologia das frentes frias sobre a AS utilizando critérios comumente usados na literatura; (a) queda na temperatura na baixa troposfera, (b) aumento da PNMM e (c) existência de ventos de sul. Os autores identificaram maior frequência nas regiões do centro da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil, onde em média, 45 a 35 frentes chegam em cada ano. Na figura 9.3 e página 139 do livro de Cavalcante, nota-se que esse número é bruscamente reduzido em direção às latitudes mais baixas, ao longo da costa leste entre 15°S e 5°S, onde em média, 1 a 10 frentes chegam por ano.

2.1.3 Alta Subtropical do Atlântico Sul

A ASAS é um sistema atmosférico semi-permanente de baixos níveis que surge devido à subsidência do ar frio em torno de 30°S através da célula de circulação meridional de Hadley (PETERSON; STRAMMA, 1991; HOLTON, 2004). A ASAS não só influencia as condições atmosféricas de tempo e clima do ATS (inibindo a convecção e o desenvolvimento das nuvens), mas como também das regiões continentais adjacentes.

Durante o verão, este sistema tende a migrar mais ao sul da sua posição climatológica e seus ventos no setor norte podem intensificar os ventos de sudeste e leste que atingem o Nordeste Brasileiro (NEB), e assim, contribuir no aumento de transporte de umidade oriundo do ATS e elevar os totais pluviométricos de algumas regiões do NEB (BASTOS; FERREIRA, 2000; REBOITA et al., 2010). Já no inverno, além de migrar mais ao norte ele alcança sua posição mais oeste provocado pela diferença térmica entre o oceano e o continente. Isto favorece a formação de inversão térmica, geadas e nevoeiro sobre o Sul e Sudeste do Brasil (BASTOS; FERREIRA, 2000).

O transporte de calor e umidade provocado pelo fluxo de nordeste da ASAS paralelo à costa leste, contribui no aumento do contraste térmico horizontal e, é citado por

Seluchi (1995) como mecanismo favorável a ciclogênese na costa leste. Bastos e Ferreira (2000) acrescentam ainda que, no inverno a ASAS inibe a entrada de frentes nos principais centros urbanos das regiões sudeste e sul do Brasil.

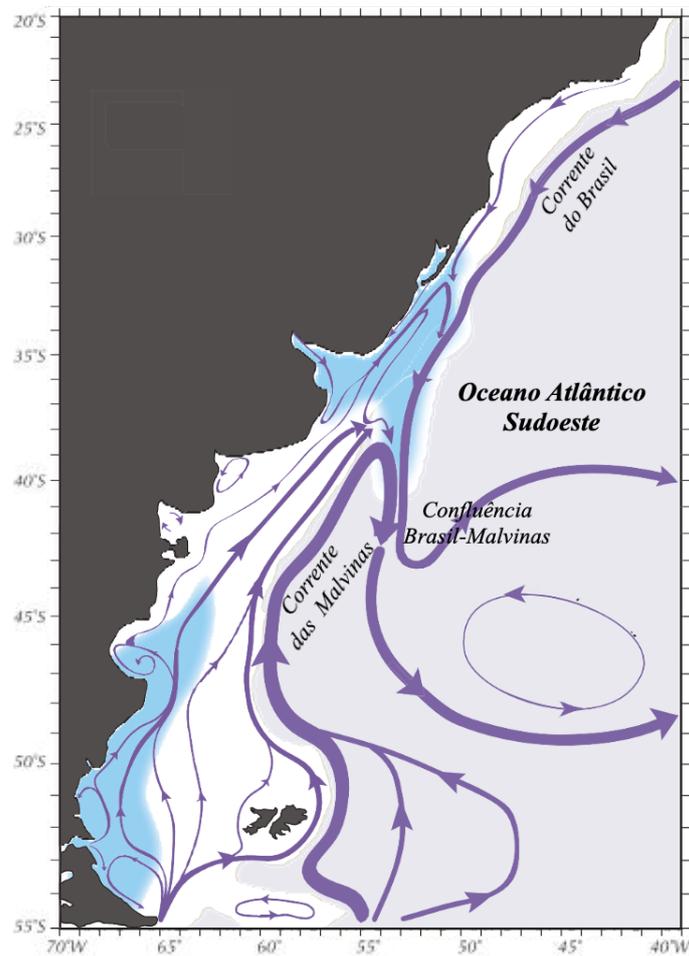
2.2 Circulação superficial oceânica no Atlântico Sul

Os grandes giros oceânicos na bacia do Pacífico, Atlântico e Índico, apresentam características semelhantes ao padrão de escoamento do vento superficial observado na atmosfera. A formação desses giros ocorre devido ao fluxo contínuo das correntes superficiais mantidas pela circulação geostrófica e, delimitada pelas plataformas continentais (PETERSON; STRAMMA, 1991).

A Figura 2.4 ilustra o diagrama de circulação das correntes oceânicas sobre o Atlântico Sudoeste. Ao largo de praticamente toda a costa brasileira, a Corrente do Brasil (CB) responsável pelo transporte de calor e salinidade dos trópicos para as latitudes médias, conflui com a Corrente das Malvinas (CM) que alimentada pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA) carrega, águas subantárticas, mais densa e fria até a região de encontro com a CB, denominada Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Esta confluência ocasiona na formação de fortes gradientes termais horizontal e vertical, anomalias na altura do nível do mar, instabilidade da CLAM, e na formação dos sistemas da mesoescala oceânica (meandros, frentes e vórtices) dominante da dinâmica regional na CBM (MATANO, 1993; PEZZI et al., 2005; PEZZI et al., 2009; SOUZA et al., 2006; PEZZI et al., 2016; SOUZA et al., 2020).

A posição média da CBM (em torno de 38°S) possui uma forte oscilação sazonal, se deslocando mais ao norte durante o inverno e mais ao sul no verão austral. Inicialmente, Matano (1991) apud Matano (1993) mostrou que a oscilação da CBM é governada pela tensão do vento (forçantes dos ventos locais) na bacia do ATLSW. As investigações continuaram e através de experimentos numéricos com Modelos de Circulação Geral (MCGs), Matano (1993) concluiu que o acúmulo de massas de água na passagem do Drake é diretamente proporcional a intensidade da CCA e ao deslocamento meridional da CM, e conseqüentemente, da CBM.

Figura 2.4 - Representação esquemática da circulação oceânica no Oceano Atlântico Sudoeste.



Fonte: Adaptada de Strub et al. (2015).

2.3 Camada Limite Atmosférica Marinha

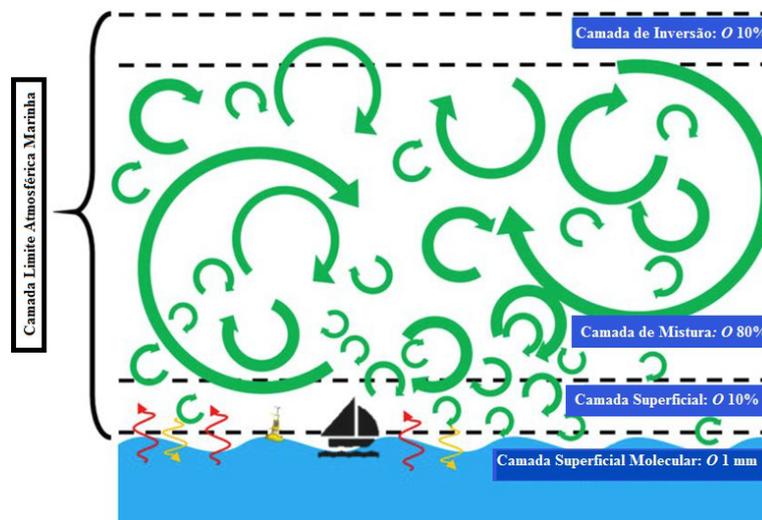
A compreensão da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM) é de extrema importância quando falamos de fluxos superficiais na interface oceano-atmosfera, pois a CLAM é resultante da interação entre a atmosfera com a superfície oceânica. É nesta camada onde as atividades humanas são realizadas e a energia é transferida na forma de vapor de água, calor e momentum do oceano para atmosfera e vice-versa, através de processos predominantemente turbulentos (MARION, 2014). Segundo Stull (2015), a turbulência orientada pelo vento e/ou flutuabilidade é mais eficaz do que a condução e a difusão molecular no transporte de calor exceto próximo à superfície.

De acordo com a estrutura vertical da CLAM proposto por Marion (2014) apresen-

tada na Figura 2.5, a Camada Molecular (CMo) é a camada mais fina em contato direto com a superfície, nela, as diferenças de temperatura e umidade na interface oceano-atmosfera conduzem a troca difusa de calor. A Camada Superficial (CS) é caracterizada pelos fluxos quase constantes com a altura. Abaixo da CS, se encontra a Camada de Mistura (CMi). Essa camada compreende maior parte (80%) da CLAM e, é marcada por fracos gradientes verticais devido à forte mistura turbulenta. Com a inversão da temperatura e dos fluxos negativos de fluatibilidade, forma-se a Camada de Inversão (CI) estável que ocupa 10% do limite superior da CLAM.

Como os fluxos de calor e momentum têm efeito direto na convecção, no saldo de calor, e conseqüentemente na circulação atmosférica e oceânica (FAIRALL et al., 1996; MARION, 2014), a escolha adequada dos esquemas da camada limite em conjunto com a camada superficial para representação da Camada Limite Planetária é extremamente necessário de modo a obter uma previsão mais acurada. No presente trabalho, a camada limite foi representada a partir do esquema Mellor-Yamada Janjic, enquanto a camada superficial, através da Eta Similarity. A descrição destes esquemas e como os fluxos superficiais de calor foram calculados nos experimentos acoplados e/ou desacoplado são apresentados na Seção 3.4.4.

Figura 2.5 - Representação da subdivisão da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM) em quatro (4) camadas.



Fonte: Adaptado de Marion (2014).

2.3.1 Estudos de Interação Oceano-Atmosfera no ATLSW

Nesta Seção são apresentados alguns resultados de estudos observacionais e com a implementação da modelagem numérica acoplada realizada no ATLSW, dando ênfase na CBM.

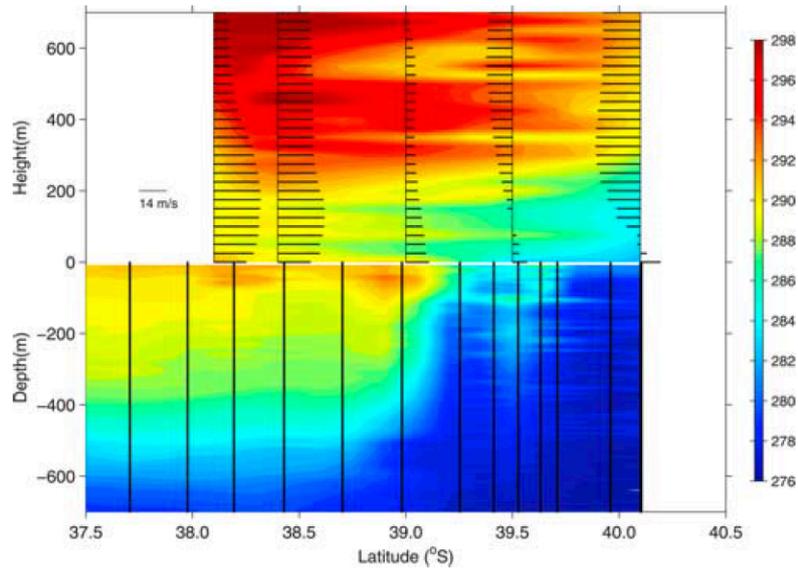
Através de um estudo climatológico combinando dados de satélite e de relatório de navio, [Tonikaga e Tanimoto \(2005\)](#) descreveram pela primeira vez os efeitos da TSM na estabilidade da CLAM e ventos próximos à superfície no ATLSW. Os resultados mostraram ventos fortes acompanhados de intensos fluxos de calor, e uma CLAM instável sobre as águas quentes da CBM, enquanto sobre as águas frias o cenário foi inverso, evidenciando uma clara coexistência da correlação positiva entre a estabilidade estática, vento e TSM.

[Pezzi et al. \(2005\)](#) usando dados atmosféricos e oceânicos coletados *in situ* entre 2 e 3 de novembro de 2004, encontraram resultados similares aos de [Tonikaga e Tanimoto \(2005\)](#), com parâmetro de estabilidade variando de -1 à 2 °C, e fluxos de calor total de 40 à 140 $W.m^{-2}$. Além disso, o estudo revelou que na CBM, a estabilidade estática e vento adjacente são modulados localmente pelos intensos gradientes de TSM. [Pezzi et al. \(2009\)](#) dando sequência ao trabalho de [Pezzi et al. \(2005\)](#) analisaram dados de quatro expedições (OP23 à OP26) e, em geral, sobre o setor quente da CBM foram encontrados; fortes ventos próximo à superfície, intensos fluxos de calor, fraco cisalhamento vertical, além de uma CLAM instável e profunda. O inverso ocorre sobre o setor frio (Figura 2.6). Por outro lado, os autores ressaltam que tais condições podem ser alteradas devido ao padrão de advecção de temperatura estabelecido pelos sistemas atmosféricos atuantes. A exemplo, nas respectivas OP25 e OP26, a PNMM foi maior sobre as águas quentes e menor em águas frias, divergindo do mecanismo de ajuste hidrostático proposto por [Lindzen e Nigam \(1987\)](#).

Com base nesses conhecimentos, [Moura \(2017\)](#) através de experimento numérico utilizando o COAWST, avaliou os mecanismos de modulação hidrodinâmico ([LINDZEN; NIGAM, 1987](#)) e de mistura vertical ([WALLACE et al., 1989](#)) na estabilidade estática da CLAM na CBM, em duas situações distintas; de intensos (fracos) gradientes de TSM e sob atuação de um sistema de alta (baixa) pressão. Na primeira situação a influência da alta foi neutralizada pelos fortes gradientes de TSM, enquanto na segunda, os fracos gradientes dominaram sob a atuação da baixa. Estes resultados demonstram que sob a presença de ambos mecanismos hidrostático e de mistura vertical, a modulação da CLAM dependerá de qual está dominando.

Cabrera (2018) utilizando o COAWST forneceu detalhes da estrutura da CLAM antes, durante, e após a passagem de um sistema frontal na CBM. Em geral, a autora constatou que a estabilidade e o desenvolvimento da CLAM nos três casos foram modulados pelos padrões de advecção de temperatura estabelecidos na região. Recentemente, Souza et al. (2020) apresentaram resultados demonstrando que os intensos gradientes térmicos imposto em ambos os setores dos vórtices de núcleo frio e quente sobre a CBM, também são essenciais para modulação da CLAM em uma escala sinótica atmosférica.

Figura 2.6 - Distribuição vertical da componente meridional do vento sobreposto à temperatura (K) do ar e da água em função da altura e profundidade, obtidos em simultâneo na região de frente oceânica da CBM na ausência de sistemas atmosféricos transientes como frente ou ciclone.



Fonte: Pezzi et al. (2005).

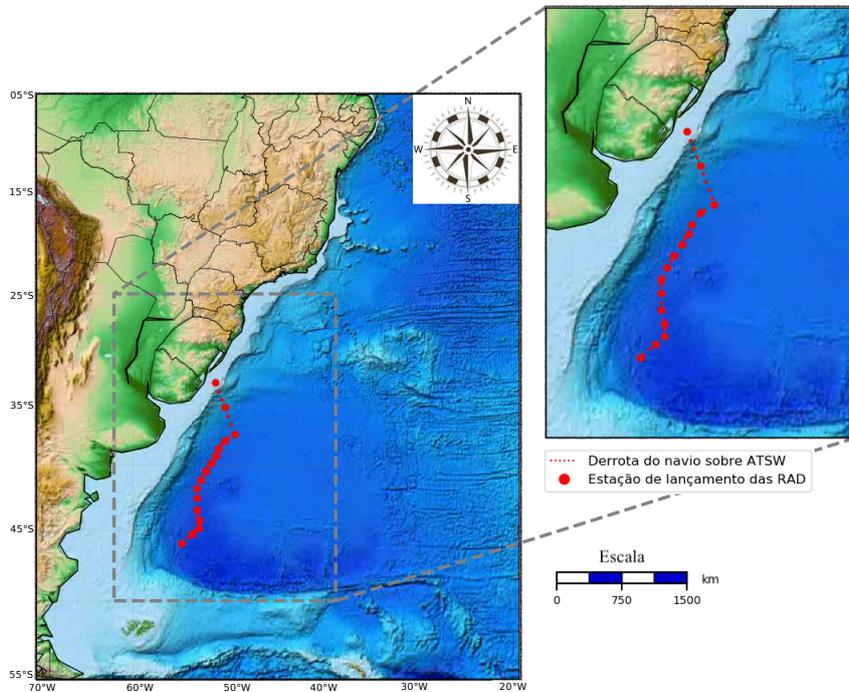
3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este Capítulo está dividido em seis seções, onde são abordados: (3.1) Localização da área de estudo, (3.2) Critérios para escolha e análise do ciclone, (3.3) Conjunto de dados, (3.4) Modelos numéricos regionais usados, (3.4.4) Configurações dos experimentos e (3.5) Métodos para avaliação dos resultados acoplados e desacoplados.

3.1 Área de estudo

A Figura 3.1 compreende os paralelos (5°S - 55°S) e meridianos (70°W - 20°W), domínio da grade utilizada no modelo *Weather Research Forecasting* (WRF) para as simulações. A justificativa desta área dá-se pelo motivo que ela abrange o ATLSW e toda região da trajetória descrita pelo ciclone, permitindo assim uma boa simulação e análise do sistema. Cada ponto vermelho sobre a Figura 3.1 representa a região de coleta das variáveis atmosféricas (Tabela 3.1) e oceânicas realizadas durante o cruzeiro oceanográfico dentro do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), em sua trigésima segunda XXXII operação denominada como OPERANTAR XXXII ocorrida no período de 13 a 18 de outubro de 2013.

Figura 3.1 - Área de estudo e domínio da grade usada no modelo WRF durante os experimentos acoplado e desacoplado. A derrota é o percurso seguido pelo navio.



Fonte: Produção do autor.

3.2 Escolha do ciclone

O critério para escolha do ciclone deu-se essencialmente por ser um sistema de alta frequência na costa leste da América do Sul (GAN; RAO, 1991; HOSKINS; HODGES, 2005; REBOITA, 2008; MENDES et al., 2010; GOZZO et al., 2014; GRAMCIANINOV et al., 2019), e pelo fato, de ocorrer entre 13 e 16 de outubro de 2013, mesmo período em que decorria a OPERANTAR XXXII, possibilitando assim o uso dos dados coletados *in situ* durante a campanha. Visto que esses dados fornecem informações relevantes e inéditas sobre o estado da atmosfera, importante para compreensão do tempo local e validação dos resultados de modelos numéricos.

Por outro lado, ainda não existe registro de estudos em que é investigado a contribuição dos processos termodinâmicos no desenvolvimento de ciclone que se estendem da baixa até a média troposfera através do balanço de calor (Equação 3.3), especialmente no ATLSW. Embora o presente estudo não visa esgotar este assunto.

3.2.1 Identificação e análise

Tal como mencionado no capítulo anterior, diversos critérios podem ser aplicados para identificação de ciclones em superfície. Entretanto, a metodologia usada neste trabalho foi baseada nos estudos de Gan e Rao (1991), no qual os autores consideram a presença de pelo menos uma isóbara fechada ao redor da região da baixa pressão, com a persistência mínima de até 24 horas, assim como em Hoskins e Hodges (2005) e Gramcianinov et al. (2019) onde é utilizado o critério da vorticidade relativa mínima ao invés da PNMM. Desta forma, algumas variáveis meteorológicas consideradas chaves (PNMM, vorticidade relativa, espessura da camada entre 1000 e 500 hPa, divergência, advecção de temperatura do ar, umidade específica, vento na baixa, média e alta troposfera) foram usadas para identificação e análise do ciclone. Mediante os seguintes critérios:

- a) **Profundidade:** é a máxima extensão vertical alcançada pelo ciclone, determinada através da presença da circulação ciclônica fechada ao longo da estrutura vertical atmosférica.
- b) **Vorticidade Relativa:** este campo foi calculado usando a Equação 3.1, a fim de avaliar também a intensidade do ciclone com base nos valores negativos ($\zeta < 0$) associados à circulação ciclônica no Hemisfério Sul (HOLTON, 2004).

$$\zeta = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (3.1)$$

Onde $\frac{\partial u}{\partial y}$ e $\frac{\partial v}{\partial x}$ denotam o cisalhamento zonal e meridional do vento.

- c) **Divergência:** representada pela Equação 3.2 (HOLTON, 2004), a análise deste campo possibilitou identificar a presença de convergência e divergência do fluxo horizontal de massas de ar, durante o ciclo de vida do ciclone.

$$D = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (3.2)$$

No intuito de descrever o ciclo de vida do ciclone, foram selecionados quatro (4) estágios tal como se encontra ilustrado nas Figuras 3.2 e 4.1. Sendo assim, considerou-se a **fase Inicial (I)** o momento em que surge a primeira isóbara fechada nos campos de PNMM. **Intensificação (II)**, fase em que ocorre a queda abrupta da PNMM central. **Maturação (III)**, momento na qual o ciclone atinge o valor mínimo de pressão registrado durante o seu desenvolvimento, enquanto na **fase de Enfraquecimento (IV)**, a pressão central volta aumentar ocasionando, posteriormente, a dissipação do ciclone.

3.2.2 Metodologia utilizada na análise do balanço de calor

Além das variáveis atmosféricas supracitadas foram também utilizados campos de ômega, temperatura do ar, componente zonal e meridional do vento entre 1000 a 100 hPa, de modo a calcular o balanço de calor durante todo ciclo de vida do ciclone, sendo apresentados nos resultados apenas os horários referente aos estágios de início, intensificação, maturação e enfraquecimento. A contribuição dos processos diabáticos e adiabáticos no desenvolvimento de ciclones decorrente sobre as bacias oceânicas e, investigado através do balanço de calor, já tem sido estudado por Sinclair e Revell (2000) (no Pacífico), Rocha e Caetano (2010) e Dutra et al. (2017) (no Atlântico Sul).

A equação do balanço de calor utilizado neste trabalho é representada pela seguinte expressão¹:

$$\underbrace{F_T}_{Sc} = \underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_{TL_t} - \left(\underbrace{-\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla}_p T}_{AdvH_t} + \underbrace{\omega \frac{RT}{C_p p}}_{Adiab} - \underbrace{\omega \frac{\partial T}{\partial p}}_{AdvV_t} \right) \quad (3.3)$$

Onde T é a temperatura do ar, \vec{V}_H vento na horizontal, $\vec{\nabla}_p$ operador nabla calculado a uma superfície de pressão constante, ω velocidade vertical, p pressão, R constante dos gases ($287 J.K^{-1}.Kg^{-1}$), e C_p calor específico a pressão constante. Enquanto os termos variando da esquerda a direita correspondem a:

Sc - Resíduo do balanço de calor ou termo diabático.

TL_t - Tendência local de temperatura.

$AdvH_t$ - Advecção horizontal de temperatura.

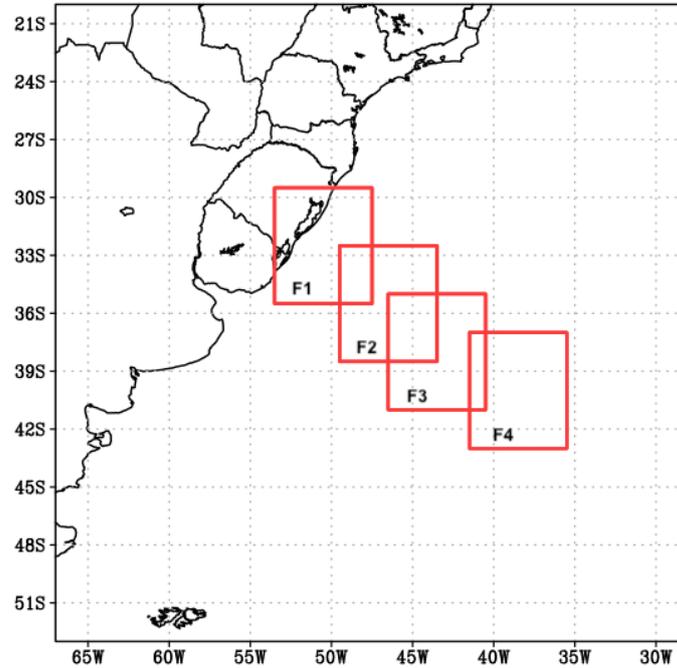
$Adiab$ - Compressão e expansão adiabática.

$AdvV_t$ - Advecção vertical de temperatura.

Estes termos todos foram calculados através de um algoritmo desenvolvido em *Python* utilizando diferença finita centrada no tempo e no espaço em uma escala sinótica. Em seguida, delimitou-se uma área com $6^\circ \times 6^\circ$ pontos de latitude e longitude representada pelo retângulo vermelho sólido e móvel, sobre o centro de baixa pressão atmosférica em superfície e regiões de intensa vortacidade relativa (Figura 3.2), onde os perfis médios espaciais de cada termo foram analisados. Esta metodologia é semelhante à de [Dutra et al. \(2017\)](#), no qual os autores analisaram os termos da equação do balanço de calor e da vortacidade através de perfis verticais médios calculados sobre a região central do CST Anita, mas considerando a média diária (0000-1800 UTC) em cada fase do sistema.

¹A demonstração de como obter a Equação 3.3 do balanço de calor a partir da equação da termodinâmica encontra-se disponível no anexo A.2.

Figura 3.2 - Área delimitada no centro da baixa pressão atmosférica e região de vorticidade relativa mínima (retângulo vermelho), em cada fase do ciclo de vida do ciclone; início (F1), intensificação (F2), maturação (F3) e enfraquecimento (F4).



Fonte: Produção do autor.

3.3 Conjunto de dados utilizados

3.3.1 Radiossonda

Foram usados dados de radiossondas obtidos *in situ* por meio do modelo Vaisala RS41 (Figura 3.3 à esquerda). A radiossonda Vaisala RS41 possui uma tecnologia remota, consistente e precisa, com sensores capazes de medir temperatura, umidade e pressão sob diferentes condições atmosféricas (SURVO et al., 2014). Durante os experimentos observacionais de campo, as radiossondas são presas em um balão meteorológico com gás hélio e em seguida lançadas para atmosfera (Figura 3.3 à direita). As variáveis medidas e as demais calculadas a partir destas, bem como a direção e a velocidade dos ventos estimadas através das informações de GPS, são transmitidas para estação em superfície do navio via sinal de rádio.

Figura 3.3 - Representação da radiossonda Vaisala RS41 (à esquerda) e ilustração do lançamento a partir do navio Almirante Maximiliano Polar (à direita).



Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.1 - Informações referentes as estações das observações, data, hora e posição geográfica de lançamento das radiossondas sobre o ATLSW, durante a OPERANTAR XXXII ocorrido entre 13 a 18 de outubro de 2013. As siglas CB-Corrente do Brasil, CM-Corrente das Malvinas e Fc-Frente oceânica.

Estação	Data	Hora (UTC)	Latitude (°)	Longitude (°)	Região
1	13/10/2013	13:23	-33.04	-51.51	CB
2	14/10/2013	03:47	-35.19	-50.51	CB
3	14/10/2013	20:34	-37.50	-49.49	CB
4	15/10/2013	05:03	-38.00	-50.50	CB
5	15/10/2013	10:05	-38.68	-51.17	CB
6	15/10/2013	13:55	-39.22	-51.40	CB
7	15/10/2013	21:20	-39.82	-51.91	CB
8	16/10/2013	05:26	-40.46	-52.47	Fc
9	16/10/2013	13:35	-41.17	-53.00	Fc
10	17/10/2013	00:13	-41.83	-53.42	Fc
11	17/10/2013	08:12	-42.58	-53.42	Fc
12	17/10/2013	13:26	-43.50	-53.42	CM
13	17/10/2013	22:12	-44.26	-53.17	CM
14	18/10/2013	02:19	-44.88	-53.19	CM
15	18/10/2013	12:10	-45.30	-53.85	CM
16	18/10/2013	20:03	-46.01	-54.95	CM

Fonte: Produção do autor.

Com base nas variáveis pressão (hPa), temperatura do ar e do ponto de orvalho (°C), umidade relativa do ar (%), direção (°) e velocidade do vento (m/s) coletadas, foram confeccionados perfis verticais (skew-t) da atmosfera de modo a comparar com os resultados dos experimentos acoplados e desacoplados, e, avaliar a estabilidade ao longo da estrutura vertical da atmosfera. Entretanto, devido à discrepância entre os horários das radiossondas e dos experimentos numéricos (00, 06, 12 e 18 UTC) nem todas as medições foram usadas (Tabela 3.1).

3.3.2 Reanálises atmosféricas e oceânicas

Foram usados conjunto de dados de reanálise do *Global Climate Forecast System version 2* (CFSv2), que podem ser acessado em: <https://rda.ucar.edu/datasets/>, para geração das Condições Iniciais (CI) e de Fronteira (CF) do modelo WRF. Estas reanálises são desenvolvidas através de um sistema de modelagem totalmente acoplada cujo modelo atmosférico é o *Global Forecast System* (GFS) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), que utiliza truncamento triangular espectral de 126 ondas (T126) na horizontal (aproximadamente a 100 Km de resolução da grade) e na vertical 64 níveis híbridos (sigma- σ e pressão-p), acoplado ao modelo oceânico *Modular Ocean Model* (MOM) do *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL), além dos modelos de solo de quatro níveis atualizado, de gelo marinho, e da concentração prescrita de CO_2 (SAHA et al., 2014). A versão 2 do CFS foi projetado no intuito de melhorar a consistência entre os estados dos modelos atmosférico e oceânico, bem como os estados iniciais produzidos pelos sistemas de assimilação de dados (SAHA et al., 2014).

Atualmente, o CFSv2 é inicializado quatro vezes ao dia (00, 06, 12 e 18 UTC) e, os dados são disponibilizados do período de 2011 até a data presente, em uma grade com espaçamento horizontal de 0.5° de latitude e longitude, e, interpolados em 37 níveis de pressão de 1000 até 1 hPa. Porém, as variáveis atmosféricas próximas à superfície bem como a TSM possuem espaçamento ainda menor de 0.2° .

Para o *Regional Oceanic Model System* (ROMS), as CI e CF foram produzidas a partir dos dados do global *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA) versão 3.3.1 que encontram se disponível no período entre 1980 a 2015, em uma grade do tipo Mercator com espaçamento de 0.5° , 50 níveis verticais, e resolução temporal de 5 dias. O SODA3.3.1 é um sistema acoplado oceano-gelo marinho que também utiliza a componente oceânica MOM do GFDL, com a coordenada vertical z (CARTON et al., 2018), próximo à superfície o modelo é forçado a partir das variáveis atmosféricas do *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications*

version 2 (MERRA-2), embora, as versões recentes sejam forçadas pelas variáveis do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* denominado ERA-interim. De acordo com [Carton et al. \(2018\)](#), o principal objetivo das reanálises do SODA3 consiste em reduzir o erro sistemático contido nas gerações anteriores, fornecendo uma estimativa aprimorada do estado do oceano.

Para análise da trajetória e intensidade do ciclone foram usados também dados de PNMM do ERA5, disponível em: <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp!/home>, a fim de verificar em qual das reanálises do CFSv2 e ERA5 os resultados dos experimentos acoplados e desacoplados mais se assemelham. As reanálises do ERA5 são produzidos usando assimilação de dados 4D-Var através do *Integrated Forecast System* (IFS). O IFS que é também o modelo atmosférico, é acoplado a um modelo de solo, oceânico de onda. Além disso, este sistema é inicializado duas vezes ao dia nos horários das 06 e 18 UTC.

De modo a investigar o desempenho do acoplamento ativo em simular o padrão de TSM sobre o ATLSW, utilizou-se dados do *Multiscale Ultra-high Resolution* (MUR) cujo espaçamento de grade é de 0.01° e resolução temporal de 1 dia. As análises do MUR são produzidas usando ondeletas como funções de base na assimilação de dados por Interpolação Ótima. A versão usada neste trabalho denominado nível 4, utiliza observações noturnas de TSM de *Skin* e subcamada de vários sensores incluindo radiômetros de varredura por micro-ondas (MW) avançado, espectrorradiômetro a bordo dos satélites Aqua e Terra nos respectivos canais do Infravermelho (IR) e MW, além de observações *in situ*, radiômetro no MW para determinação de campos de ventos, etc. Acesso em: <https://podaac.jpl.nasa.gov/dataset/MUR-JPL-L4-GLOB-v4.1>. Uma das vantagens dos sensores que operam na faixa de comprimento do MW, é que eles conseguem estimar parâmetro oceanográfico como TSM, e captar processos dinâmicos que ocorrem na superfície em escala de poucos dias, mesmo sob condições de nebulosidade ([SOUZA et al., 2006](#)).

3.3.3 Imagens de satélite

Além dos dados do CFSv2 utilizaram-se também imagens de satélites do *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES) 13 no canal IR, obtidas a partir do banco de dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) disponível em: <http://satellite.cptec.inpe.br/home/index.jsp>, para realizar análise sinótica da área de estudo e comparar o padrão de nebulosidade presente no ATLSW, com os principais sistemas atmosféricos atuantes na região.

3.4 Sistema de Modelagem Regional Acoplada COAWST

É um modelo desenvolvido pela *Woods Hole Coastal and Marine Science Center*, no intuito de investigar processos de interação oceano-atmosfera decorrente na costa, e como estes evoluem (WARNER, 2010). O COAWST tem sido frequentemente aplicado em diversas pesquisas ao redor do mundo, por exemplo: como parte do sistema operacional de gerenciamento de riscos de derramamentos de óleo na baía do Santander, Espanha (CASTANEDO et al., 2016); para demonstrar e quantificar a mistura turbulenta induzida pelos ciclones que ocorrem na Baía de Bengala, Índia (PRAKASH et al., 2017) e; na investigação de furacões decorrentes na costa dos Estados Unidos (WARNER, 2010; OLABARRIETA et al., 2012). No Brasil, o Laboratório de Estudos do Oceano e da Atmosfera (LOA) do INPE, tem empregado o COAWST (oceano-atmosfera) para investigar a influência do ATLSW na formação e evolução de sistemas atmosféricos (SUTIL et al., 2019) bem como nos processos de interação oceano-atmosfera que ocorrem na CLAM da CBM (MOURA, 2017; CABRERA, 2018). Não obstante, o LOA por meio da implementação inédita do COAWST, visa melhorar a compreensão das interações entre o gelo marinho-atmosfera-oceano-onda e as trocas de calor, momentum e CO_2 no oceano Austral.

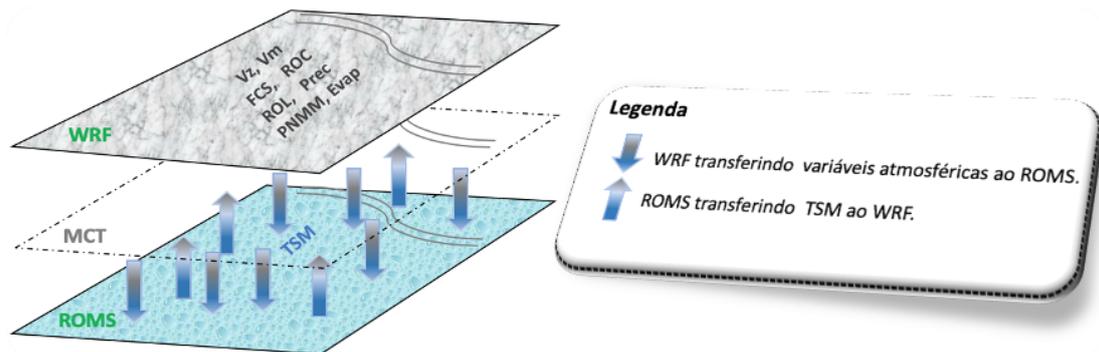
Atualmente, o COAWST conta com quatro componentes dentre eles, o modelo atmosférico WRF, oceânico ROMS, de onda *Simulating Waves Nearshore* (SWAN), e o modelo de transporte de sedimento *Community Sediment Transport Modeling System* (CSTMS), além da possibilidade de escolha entre o modelo *Wave Watch 3* (WWIII) e o SWAN para simulação da evolução das ondas superficiais (RICCHI et al., 2019). No entanto, para investigar o desempenho do COAWST em simular o ciclone ocorrido sobre o ATLSW bem como as variáveis da CLAM, somente foram acionadas as componentes WRF e ROMS na versão COAWST 3.2.

3.4.1 Acoplador MCT

No COAWST, o acoplador *Model Coupling Toolkit* (MCT) (WARNER et al., 2008; WARNER, 2010) é um conjunto de módulos desenvolvido em *Fortran 90* responsável pela transformação e transferência de vários dados entre os modelos enquanto eles são executados simultaneamente (Ilustração Figura 3.4). Durante a inicialização, cada modelo decompõe seu próprio domínio em segmentos que são distribuídos aos processadores designados para essa componente. Cada segmento da grade em cada processador é inicializado no MCT, e este determina a distribuição dos segmentos do modelo. Informações adicionais sobre as rotinas, configurações, inclusive uso do COAWST podem ser encontradas no manual do COAWST versão 2 (SUTIL; PEZZI,

2019).

Figura 3.4 - Ilustração da transferência de dados da grade do modelo WRF (parte superior) para o ROMS (inferior) e vice-versa, durante os experimentos acoplados realizados no COAWST. O acoplador MCT é o elemento responsável pela transferência dos dados em um intervalo de tempo sincronizado.



As siglas Vz e Vm denotam, respectivamente, as variáveis vento zonal e meridional (em $m.s^{-1}$) à 10 metros da superfície, FCS - Fluxos de Calor na Superfície (em $W.m^{-2}$), ROL e ROC - fluxos Radiativos de Onda Longa e Curta na superfície (em $W.m^{-2}$), Prec - Precipitação (em $kg.m^{-2}.s^{-1}$), PNMM - Pressão ao Nível Médio do Mar (em mb), Evap - Evaporação (em $kg.m^{-2}.s^{-1}$), enquanto a TSM representa, a Temperatura da Superfície do Mar (em $^{\circ}C$).

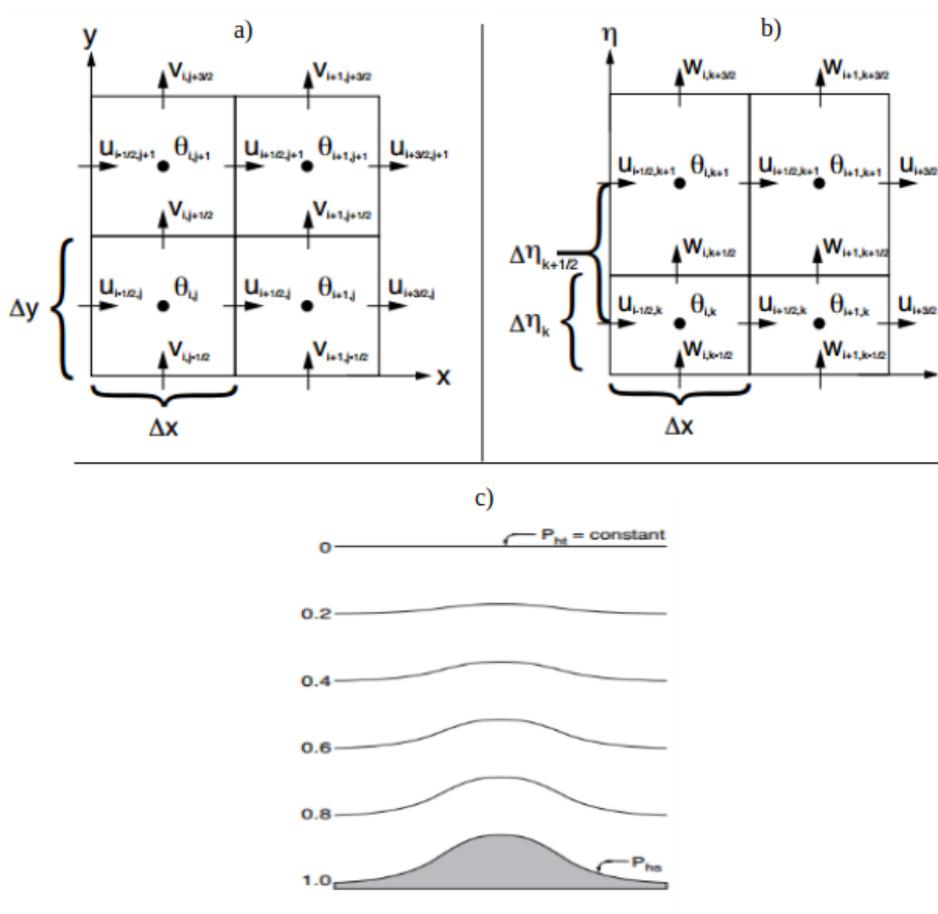
Fonte: Produção do autor.

3.4.2 Modelo atmosférico WRF

O WRF é um modelo numérico regional de mesoescala compressível não hidrostático (com a opção hidrostática), projetado tanto para aplicação em pesquisa atmosférica quanto operacional. O WRF possui dois núcleos de solução dinâmico, o *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM) desenvolvido pelo NCEP e o *Advanced Research Forecast* (ARW) em grande parte pelo Laboratório de Meteorologia de Mesoescala e Microescala do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) (SKAMAROCK et al., 2008). Do ponto de vista prático o núcleo ARW é formado por vários programas que podem ser usados dependendo da necessidade da aplicação. Este núcleo, usa o esquema Runge-Kutta da segunda e terceira ordem com menor intervalo de tempo para os modos de onda acústica e de gravidade (SKAMAROCK et al., 2008).

No modelo WRF, são considerados os princípios de conservação de momento, calor, umidade e massa de modo que as propriedades físicas e dinâmicas do fluido sejam conservadas. As equações numéricas são resolvidas numa grade Arakawa do tipo C, que tem na vertical a coordenada sigma (σ) acompanhando o terreno próximo à superfície e, no topo, a superfície é de pressão constante (Figura 3.5 c) (SKAMAROCK et al., 2008), embora as versões mais recentes já contam com a opção híbrida (sigma e pressão). Uma das vantagens da grade Arakawa C consiste em evitar o desacoplamento entre os termos, enquanto as equações primitivas são resolvidas em pontos diferentes, conforme ilustrado na Figura 3.5 (a, b). A versão do WRF utilizada no presente estudo foi a 3.7.1 com o núcleo ARW.

Figura 3.5 - Representação da grade alternada Arakawa tipo C horizontal (a), vertical (b), e coordenada vertical sigma (c) usada no modelo WRF.



Fonte: Skamarock et al. (2008)

3.4.3 Modelo oceânico ROMS

O ROMS é um modelo oceânico hidrostático de superfície livre que lida com o topo da camada superficial oceânica e as deformações que ocorrem nela, eliminando a possibilidade da restrição de um fluido rígido (WARNER et al., 2010). O ROMS utiliza o algoritmo preditor (*Leap-Frog*) e corretor (*Adams-Molton*) da terceira ordem, robusto e estável para discretizar as equações no tempo (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). Todavia, as equações primitivas da hidrostática para o momento são resolvidas usando esquema de escalonamento de tempo explícito, que exige um tratamento especial e acoplamento entre os modos barotrópico e baroclínico, visando na economia computacional.

Similar ao WRF, o ROMS também utiliza a coordenada vertical σ para discretização das equações e acompanhamento da batimetria. Na horizontal, as equações governantes são discretizadas usando coordenadas curvilíneas ortogonais em uma grade Arakawa do tipo C, além disso, são assumidas as aproximações hidrostáticas e de Boussinesq para resolver as equações de Navier Stoke e média de Reynolds (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005; WARNER et al., 2010).

3.4.4 Configuração dos experimentos numéricos

Na atmosfera, existem vários processos físicos que ocorrem em uma escala espacial inferior à resolução espacial dos modelos. Para solucionar este problema, estes processos devem ser parametrizados. A parametrização consiste em resolver implicitamente os processos de sub-grade, e que não podem ser solucionados explicitamente através da grade do modelo (WARNER, 2010). Neste trabalho, a escolha dos esquemas de parametrizações físicas (Tabela 3.2) bem como das configurações da dinâmica da grade usada no modelo WRF (Tabela 3.3), fez-se baseado em testes, de modo a verificar o desempenho do modelo em representar as características físicas e dinâmicas do ciclone, e são descritos a seguir.

Single Moment 6 (WSM6), é um esquema para microfísica de nuvens com a capacidade de prever seis diferentes classes de hidrometeoro; vapor d'água (H_2O), água, neve, gelo, chuva, e graupel, bastante eficaz para grades de alta resolução espacial horizontal (HONG; LIM, 2006). O *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTMG) é um esquema desenvolvido no intuito de fornecer um modelo de Transferência Radiativa aplicável diretamente aos MCGs. O RRTMG contém absorvedores moleculares para H_2O , CO_2 , ozônio (O_3), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), oxigênio (O_2), nitrogênio (N_2) e halo carbonos na faixa espectral de onda longa, e H_2O , CO_2 , O_3 ,

CH_4 e O_2 para onda curta (IACONO et al., 2008).

Na parametrização *Betts Miller Janjic*, os perfis de convecção profunda e o tempo de relaxação são variáveis e dependem da eficiência da nuvem, um parâmetro não dimensional que caracteriza o regime convectivo. Já o esquema *Unified Noah Land-Surface* para superfície terrestre possui quatro camadas de temperatura e umidade do solo, com predição de gelo no solo e efeitos de cobertura de neve fracionados (SKAMAROCK et al., 2008).

O esquema MYJ baseia-se no modelo de fechamento de turbulência *Mellor-Yamada* Nível 2.5 através de uma completa gama de regimes turbulentos atmosféricos. Neste esquema, um limite superior é imposto na escala de comprimento principal que depende da energia cinética turbulenta, da flutuabilidade, e do cisalhamento do fluxo de acionamento (SKAMAROCK et al., 2008). O MYJ foi executado em conjunto com o esquema *Eta Similarity*, na qual uma subcamada viscosa parametrizada explicitamente seguindo *Jacic (1994)* é incluída. Os efeitos de viscosidade desta subcamada, sobre superfície de água, são considerados através da altura variável da rugosidade para temperatura e umidade (SKAMAROCK et al., 2008).

Tabela 3.2 - Esquemas de parametrizações físicas utilizadas no modelo WRF durante os experimentos acoplado e desacoplado.

Parametrização	Esquema	Referência
Microfísica	WSM6	Hong e Lim (2006)
Radiação de Onda longa	RRTMG (longwave)	Iacono et al. (2008)
Radiação de Onda Curta	RRTMG (shortwave)	Iacono et al. (2008)
Cúmulos	Betts Miller Janjic	Jacic (1994)
Camada Limite Planetaria	Mellor-Yamada-Janjic	Skamarock et al. (2008)
Camada Superficial	Eta similarity	Skamarock et al. (2008)
Superfície terrestre	Unified Noah land-surface	Skamarock et al. (2008)

Fonte: Produção do autor.

Os fluxos de calor latente e sensível (equação 3.4 e 3.5) na superfície foram calculados pelo algoritmo *Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment* (COARE), baseado na fórmula de bulk proposta por *Fairall et al. (1996)* desenvolvido originalmente para os oceanos tropicais, e descritas pelas seguintes expressões:

$$FCS = \rho * C_p * C_h * U(TSM - T_{ar}) \quad (3.4)$$

$$FCL = L_e \rho * C_q * U(q_s - q_a) \quad (3.5)$$

Onde L_e é o calor latente de evaporação, ρ densidade do ar, C_q e C_h são os coeficientes de transferência de umidade e calor que dependem da estabilidade atmosférica, respectivamente, q_s umidade específica ao nível do mar, U velocidade do vento a 10 metros, q_a umidade específica e T_{ar} temperatura do ar a 2 metros acima da superfície.

O Algoritmo de bulk usa os fluxos radiativos descendentes e ascendentes de onda curta e onda longa fornecidos pelo esquema de radiação, fração de nuvem e taxa de precipitação proveniente dos esquemas de microfísica e cúmulos, como dados atmosféricos de entrada. Os campos meteorológicos de T_{ar} , q_a e U são calculados pelo esquema de camada limite planetária. Além disso, este algoritmo inclui parametrizações para processos de camada limite que não são representados em muitos modelos atmosféricos como, por exemplo, efeito de *spray* marinho (que influencia nos fluxos de calor), da *skin* temperatura, modificação de coeficientes de arrasto sob regimes de vento alto e baixo, entre outros (PULLEN et al., 2017). Estes campos todos foram combinados com a TSM prescrita durante os experimentos desacoplado, ou simulada pelo modelo oceânico (quando acoplada), para então calcular os fluxos de calor na superfície.

Em um sistema de modelagem acoplada, os fluxos de calor na superfície podem ser calculados tanto pela grade do modelo atmosférico quanto oceânico ou simultaneamente, porém, aqui eles foram calculados apenas pela grade do WRF, cujas configurações estão resumidas na tabela 3.3. A atmosfera foi representada utilizando resolução horizontal espacial de 6 km, projeção cartográfica do tipo Lambert com 746 x 900 pontos de latitude e longitude, 38 níveis verticais e *time step* de 30s.

Tabela 3.3 - Informações associada à dinâmica e domínio da grade usada no WRF.

Dinâmica	
Aproximação	Hidrostática e Boussinesq
Integração no tempo	Esquema de terceira ordem Runge-Kutta
Grade horizontal	Arakawa-C
Domínio	
Projeção do Mapa	Lambert
Ponto central do domínio	33.00°S, 42.30°W
Qtd. de domínio	1 (sem alinhamento)
Qtd. de camadas na vertical	38 níveis
Resolução horizontal da grade	6 km
<i>Time step</i>	30s
Qtd. de ponto de grade	746 (EW), 900 (SN)

Fonte: Produção do autor.

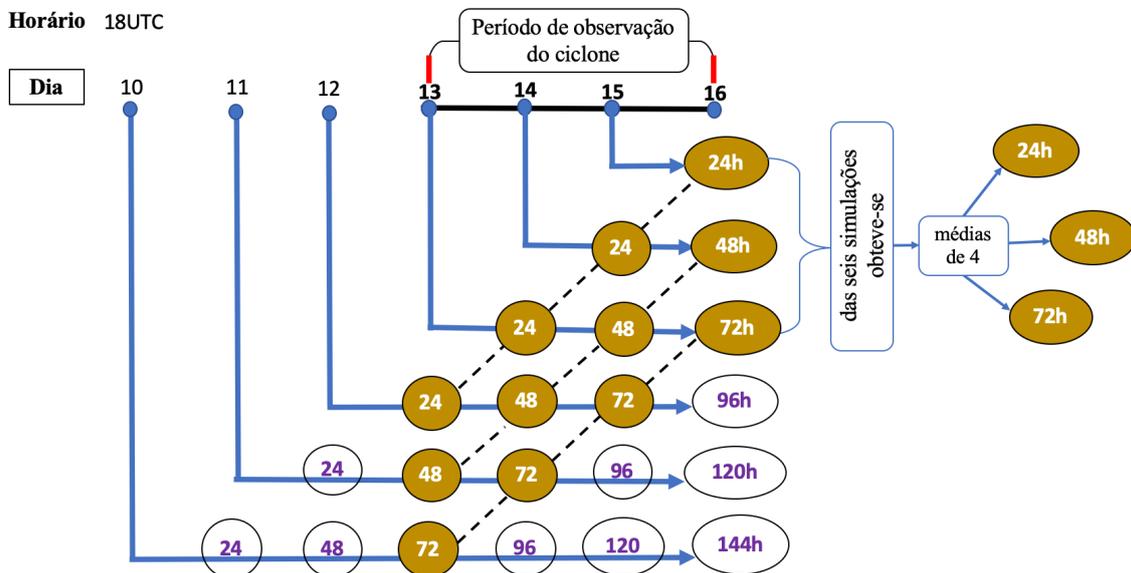
No que se refere a grade do ROMS, as configurações utilizadas seguiram as adotadas em Pullen et al. (2017). O ambiente oceânico foi representado em uma grade com resolução espacial de aproximadamente 9 km, 29 níveis verticais e domínio similar ao do WRF (Figura 3.1). O fato das reanálises do SODA (descrito na seção 3.3.2) serem desenvolvidas através da assimilação de dados, faz com que o *spin-up* do ROMS seja reduzido, visto que o modelo passa a ser forçado através da dinâmica proveniente de outro modelo. A fim de obter uma melhor estabilidade dos campos oceânicos, uma simulação antecipada de 24h era realizada com o ROMS. No final, seu arquivo de saída (*ocean_rst.nc*) era usado como CI do oceano durante os experimentos acoplados.

O peso de interpolação entre as grades do WRF e ROMS, foi calculado através do *Spherical Coordinate Remapping Interpolation Package* (SCRIP) (JONES, 1999) disponível no *Cluster Kerana* do INPE. Devido à divergência entre ambas as grades, este processo possibilita o remapeamento conservativo dos campos simulados de uma grade para outra (JONES, 1999). A Figura 3.4 apresenta uma ilustração das informações trocadas entre as grades do WRF e ROMS durante o acoplamento. A cada 15 minutos (tempo de sincronização definido) as variáveis Vz, Vm, FCS, ROL, ROC, Prec, PNMM, Evap, eram transferidas do WRF para o ROMS, que repassava sua TSM ao WRF. No total doze simulações foram realizadas, seis usando a TSM do CFSv2 como fronteira inferior no modelo WRF, e nas demais a TSM de alta resolução produzida pelo ROMS. Em todos os experimentos, os contornos laterais da atmosfera foram atualizados a cada seis horas, enquanto a CI a cada 24 horas,

isto é, simulações inicializadas com 24, 48, 72, 96, 120 e 144 horas de antecedência variando antes e durante o período de observação do ciclone (Figura 3.6).

Após as simulações, as saídas atmosféricas através do *ARWpost*, foram pós-processadas para um formato que permitiu ser manipulado e visualizado por aplicativos gráficos como *Grid Analysis and Display System* (GrADS) e *Python*. Além disso, o domínio das simulações (70°W - 20°W e 55°S - 5°S) foi recortado para um novo de análise (65°W - 30°W e 50°S - 22°S), a fim de evitar efeitos de borda.

Figura 3.6 - Representação esquemática do ciclo de simulações realizados com os experimentos acoplados e desacoplados no COAWST. A linha preta contínua representa o período de atuação do ciclone de 13 a 16 de outubro de 2013. As setas azuis variando antes e durante o desenvolvimento do ciclone (nos dias 10, 11, 12, 13, 14, 15 às 18 UTC) denotam os dias em que os modelos foram inicializados, enquanto os círculos amarelos sobre a linha preta tracejada representam, respectivamente, as simulações obtidas com 24, 48, e 72h de antecedência para o período de atuação do ciclone. Já a parte lateral à direita da figura indica, as médias calculadas a partir das quatro simulações de 24, 48, e 72h. É importante lembrar ainda que as simulações inicializadas nos dias 10, 11, e 12 às 18UTC representam, os experimentos contínuos inicializados com 72, 48, e 24h antes da gênese do sistema, respectivamente.



Fonte: Produção do autor.

Assim como nos estudos observacionais de Pezzi et al. (2005), Pezzi et al. (2009), Souza et al. (2020) e numéricos de Moura (2017), Cabrera (2018), a diferença entre a TSM e a T_{ar} próximo à superfície (2 metros), foi usado como parâmetro para quantificar a estabilidade da CLAM na CBM. Assim sendo, quando;

$TSM - T_{ar} > 0$, a CLAM é tida como instável, o que favorece a turbulência.

$TSM - T_{ar} < 0$, a CLAM é tida como estável, o que desfavorece a turbulência.

3.5 Métodos utilizados na avaliação dos resultados dos experimentos numéricos acoplados e desacoplados

Na meteorologia assim como na oceanografia, os métodos mais comumente utilizados para avaliar a eficácia dos modelos numéricos consiste na comparação entre as variáveis simuladas em relação às observações (assumida como a verdade), e através de métricas (HALLAK; PEREIRA, 2011). Ambos métodos, foram aqui usados para verificar o desempenho dos experimentos desacoplado, que de agora em diante será referido como WRF_exp, e acoplado doravante COAWST_exp.

Foram selecionadas quatro variáveis das quais, três dinâmicas: PNMM, vento zonal ($u10$) e meridional ($v10$) à 10 metros da superfície; e uma termodinâmica: umidade específica ($qsf2$) à 2 metros, de modo a investigar o desempenho dos modelos em simular variáveis atmosféricas sobrejacente o ATLSW e com isso poder explicar a influência da TSM produzida pelo ROMS. Para isso, os resultados do WRF_exp e COAWST_exp cujos espaçamentos de grade são menores ($\approx 0,05^\circ$) foram interpolados usando o método bilinear para grade do CFSv2 de maior espaçamento ($0,5^\circ$). Processo semelhante também fez-se para TSM tal como mencionado anteriormente, tendo em conta que o padrão de TSM pode influenciar no cálculo dos fluxos de calor na superfície e, conseqüentemente, nas variáveis atmosféricas próximas à superfície (FAIRALL et al., 1996; BARRY; CHORLEY, 2013; MARION, 2014). Com os dados espaçados com os mesmos números de pontos, comparou-se os campos médios da PNMM, $u10$, $v10$ e $qsf2$ dos experimentos inicializados com 24, 48, e 72h (círculo amarelo, Figura 3.6), respectivamente, em relação às médias das observações no período de atuação do ciclone (pontos azuis sobre a linha preta, Figura 3.6).

As métricas usadas foram o viés e a *Root Mean Square Error* (RMSE) baseado em Hallak e Pereira (2011). Ambas as métricas expressam o grau de concordância entre as variáveis simuladas em relação às observações. O viés, em uma abordagem diferente indica a tendência do modelo em superestimar e/ou subestimar uma deter-

minada variável (HALLAK; PEREIRA, 2011). Este índice é representado pela seguinte expressão:

$$viés = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (P_{sim} - P_{obs}) \quad (3.6)$$

Sendo n o número de amostragens, P_{sim} e P_{obs} variável simulada e observada, respectivamente. A diferença entre $P_{sim} - P_{obs}$ expressa o erro do modelo e a acurácia so qualidade da simulação em relação uma dada variável (HALLAK; PEREIRA, 2011). Sendo assim, quanto mais próximo de zero for o valor do viés, maior é a qualidade da simulação, o que nem sempre acontece, pois, em um determinado ponto, variáveis com valores iguais, sinais opostos e horários diferentes podem afetar no resultado nulo do viés. Por outro lado, quanto mais afastado de 0 for o viés, menor é a qualidade da variável simulada.

Já o RMSE é a raiz quadrada das diferenças média entre as simulações e as observações ao quadrado. Diferente do viés, no RSME, apenas valores positivos são admitidos. Este índice é dado pela seguinte expressão:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (P_{sim} - P_{obs})^2} \quad (3.7)$$

É importante ressaltar ainda que, apesar do viés e o RMSE fornecerem as estimativas dos erros médios dos modelos, os mesmos não explicam as suas origens ou características particulares das magnitudes dos erros (HALLAK; PEREIRA, 2011).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

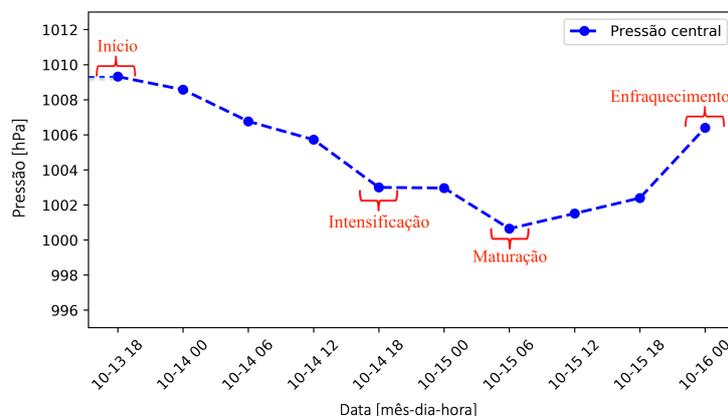
Este Capítulo foi dividido em duas partes. Inicialmente são apresentadas as análises sinóticas da atmosfera e do oceano sobre o ATLSW, a fim de identificar além do ciclone os demais sistemas que atuaram na região de estudo. Assim como a contribuição dos processos termodinâmicos no desenvolvimento do ciclone. Em seguida, são apresentados e discutidos os resultados obtidos com o WRF_exp e COAWST_exp.

4.1 Análise sinótica atmosférica e oceânica

4.1.1 Análise sinótica atmosférica

Na Figura 4.1 é apresentada a evolução temporal do ciclone em função da variação da PNMM central, dando ênfase aos quatro estágios selecionados. Observa-se que ao longo de 24 horas, do estágio inicial (13 de outubro às 1800UTC) momento em que surge a primeira isóbara até a intensificação (14 de outubro às 1800UTC), a pressão central diminui em torno de 7 hPa. Doze horas após, na fase de maturação (15 de outubro às 0600UTC), o ciclone alcança seu valor mínimo da PNMM (1000,6 hPa), tendo aumentado novamente em 1006,3 hPa durante a fase de enfraquecimento (16 de outubro às 0000UTC), dando início ao processo de dissipação. Contudo, o sistema apresentou um ciclo de vida de aproximadamente 3 dias, período relativamente similar comparado ao tempo médio dos ciclones apresentados nos estudos climatológicos de Mendes et al. (2010) e Gramscianinov et al. (2019).

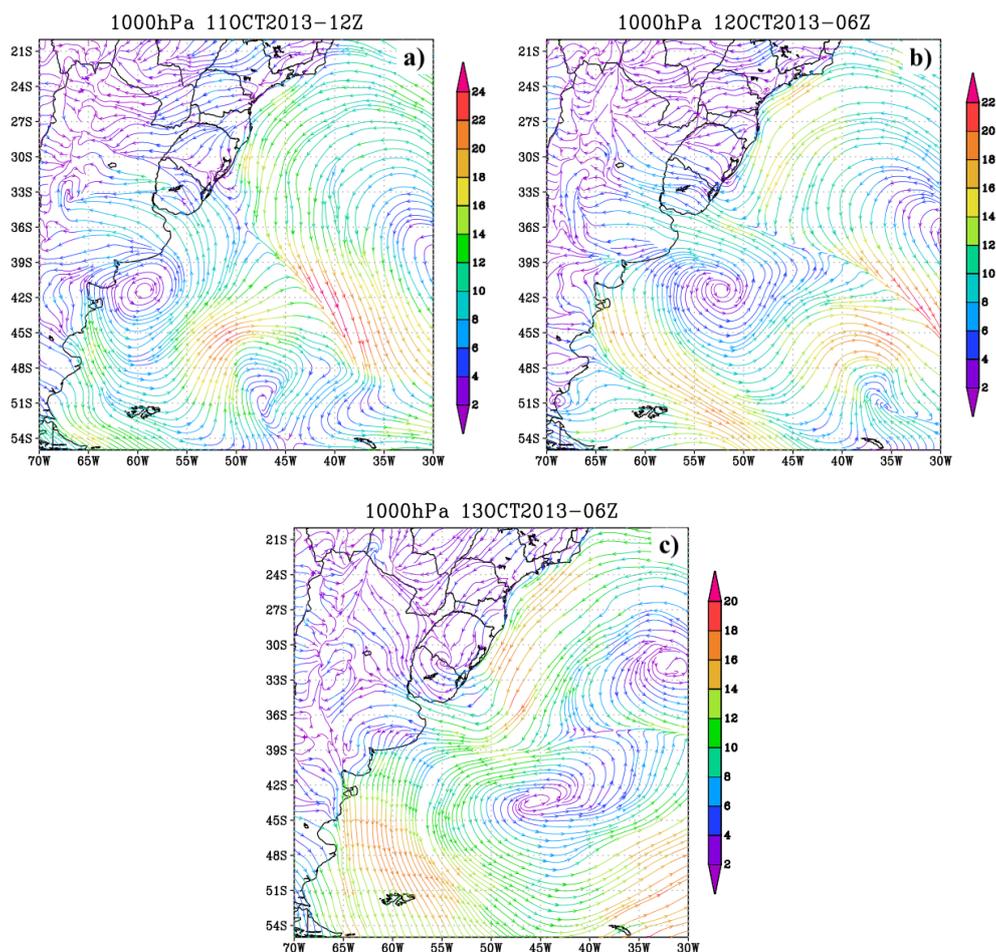
Figura 4.1 - Evolução temporal da PNMM no centro do ciclone durante os estágios de início, intensificação, maturação e enfraquecimento.



Fonte: Produção do autor.

Durante a fase de pré-ciclogênese (entre 11 e 12 de outubro, Figura 4.2 a, b), sobre a região de intensos gradientes de TSM (Figura 4.9) verificou-se a convergência do escoamento de dois anticiclones centrados entre 33°S-32°W e 42°S-50°W, tendo este último migrado para leste no dia 13 e, por sua vez, deixando o ambiente mais propício à formação do ciclone, característica similar a de ciclone Shapiro e Keyser (SHAPIRO; KEYSER, 1990) apresentado no estudo de Reboita et al. (2017b). O desenvolvimento da circulação ciclônica fechada na baixa troposfera, entre o extremo sul do Rio Grande do Sul (RS) no Brasil e norte do Uruguai indicaram que, a circulação ciclônica em baixos níveis começou 12 horas antes (Figura 4.2 c) do surgimento da primeira isóbara fechada, isto é, o ciclone, de acordo com os critérios adotados.

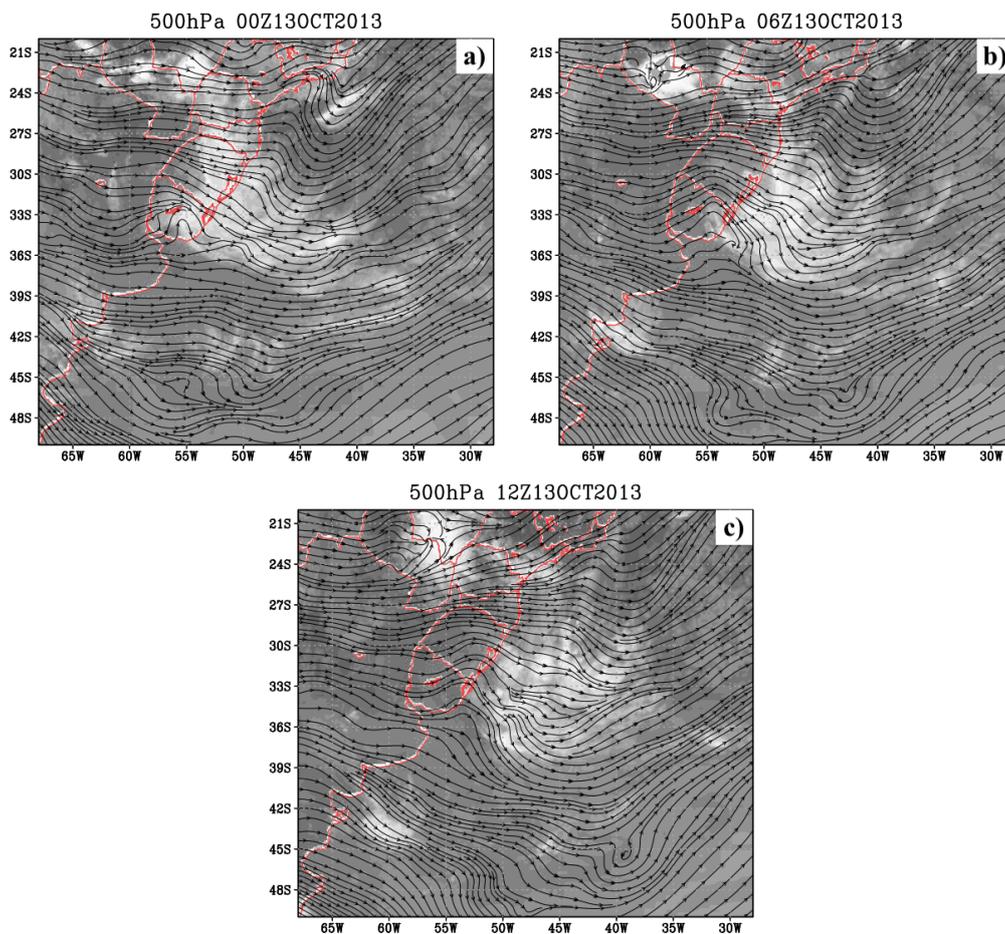
Figura 4.2 - Campos de escoamento e intensidade do vento (m/s) em 1000 hPa referentes aos dias 11 às 12UTC (a), 12 às 06UTC (b) e 13 às 06UTC (c) de outubro de 2013, durante a fase de pré-ciclogênese do ciclone.



Fonte: Produção autor.

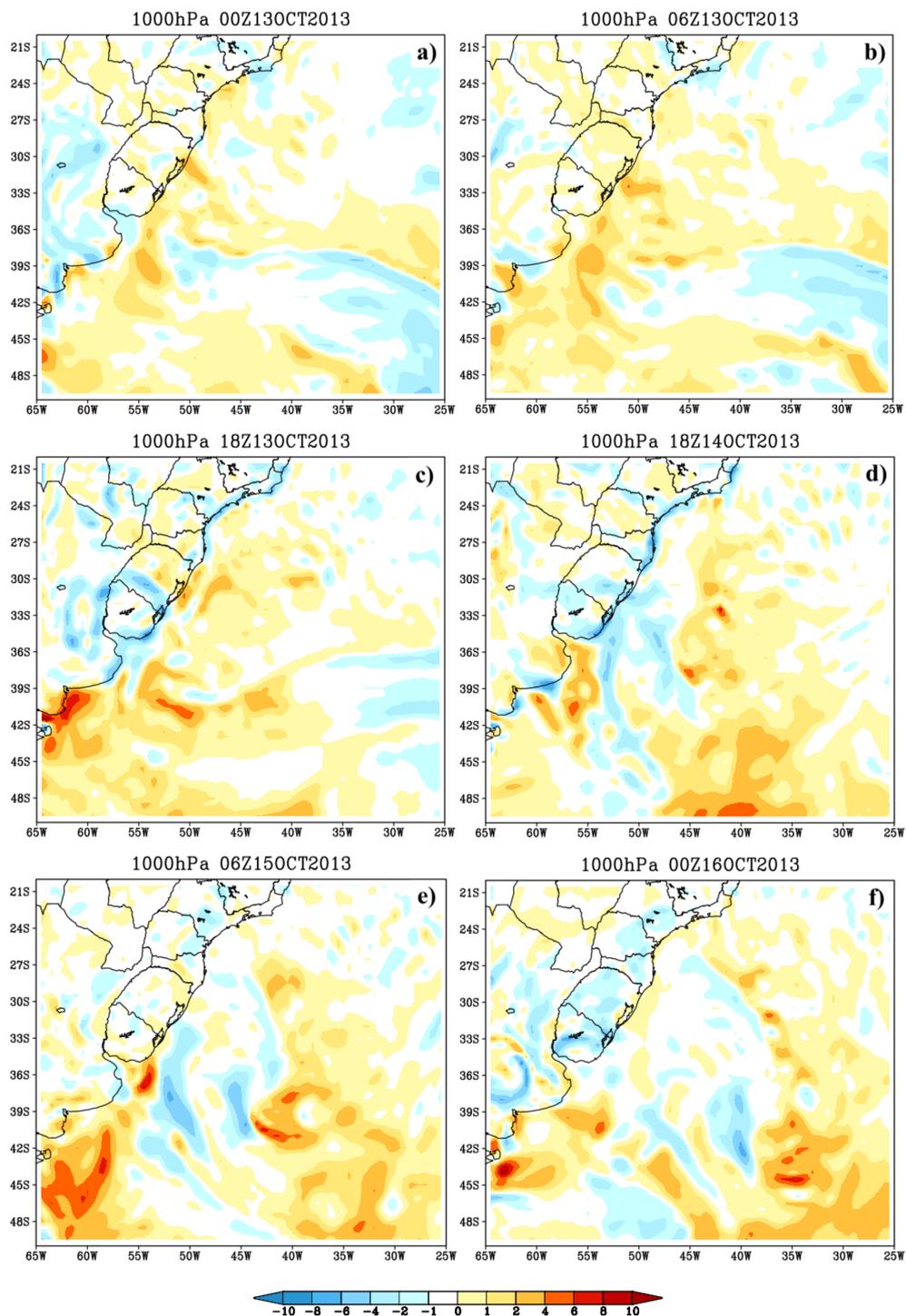
Com base nos campos de imagens de satélite (Figura 4.3 (a, b, c)) e advecção de temperatura do ar (Figura 4.4 (a, b)) referente ao dia 13 às 00, 06 e 12Z, observa-se uma moderada advecção de ar quente próximo à superfície ($6 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) associado ao escoamento de nordeste, e intensa nebulosidade sobre o litoral do RS, Uruguai e oceano adjacente, capaz de produzir precipitação na região. De acordo com os registros do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/>, neste dia, ocorreu um total de cerca de 40 mm de precipitação acumulado para estação meteorológica da cidade de Pelotas localizada em $31.78^\circ\text{S}/52.41^\circ\text{W}$, e 24 mm para estação de Rio Grande em $32.0^\circ\text{S}/52.11^\circ\text{W}$.

Figura 4.3 - Campos de Imagens de Satélites do GOES-13 canal IR e escoamento do vento em 500 hPa sobreposto, referente à 13 de outubro de 2013 às 00UTC (a), 06UTC (b), e 12UTC (c), durante a fase de pré-ciclogênese do ciclone



Fonte: Produção autor.

Figura 4.4 - Campos de advecção de temperatura do ar na superfície durante a fase de pré-ciclogênese (a, b), e de ciclogênese; início (c), intensificação (d), maturação (e) e enfraquecimento (d) do ciclone.



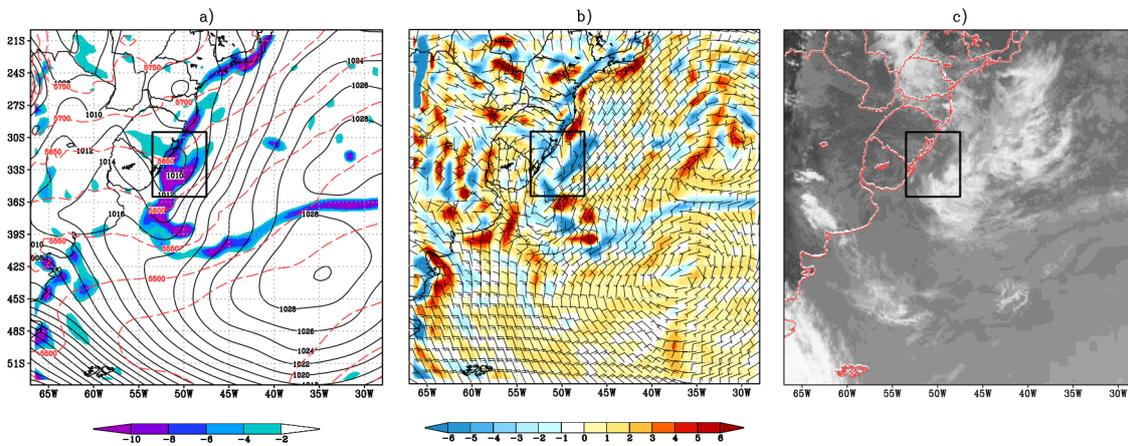
Fonte: Produção autor.

Os campos meteorológicos adicionais durante o período de ciclogênese são apresentados nas Figuras 4.5, 4.6, 4.7 e 4.8. Observa-se que, o estágio inicial (dia 13 de outubro às 18UTC, Figura 4.5 a) é caracterizado pela isóbara central mínima na ordem de 1010 hPa posicionado em 32°S e 51°W. Ao leste desta região, a ASAS induz um intenso escoamento de nordeste a sudoeste de aproximadamente 15 m/s paralelo à costa (Figura 4.5 b), responsável pelo fornecimento de ar mais quente (22°C) e úmido (11 g.kg⁻¹) proveniente dos trópicos (Figura 4.4 c).

Apesar da convergência do fluxo dos anticiclones em baixos níveis, a difluência de massa de ar à jusante do cavado em médios níveis (500 hPa, Figura 4.3), sobre o centro de baixa PNMM favoreceu a redução da pressão na coluna atmosférica, intensificação da convecção e, portanto, a formação do ciclone. Nesta fase, o afastamento entre as isolinhas de espessura da camada (1000-500 hPa) indicam que o ciclone se formou sob condições de fraca instabilidade baroclínica. Na Figura 4.5 (c) observa-se um padrão de nebulosidade alongado em torno da região de forte convergência, com significativa redução ou até mesmo ausência nas áreas de atuação dos sistemas de alta pressão atmosférica como é verificado, por exemplo, sobre o oceano aberto (dominado pela presença de anticiclones) e grande parte da Argentina e Uruguai, onde há o adentramento prolongado da crista ligada ao anticiclone centrado em 42°S-36°W.

No estágio de intensificação (dia 14 de outubro às 18UTC, Figura 4.6 (a, b, c)), a isóbara central diminui para 1004 hPa, além disso, o ciclone desloca cerca de 700 km de distância em 24h, com os ventos máximos associados à ASAS alcançando uma magnitude de 22 m/s na periferia leste e sudeste. No entanto, à medida que o sistema avança para o leste as isolinhas de espessura no setor sul se aproximam assegurando a intensificação da instabilidade baroclínica (gradiente térmico horizontal próximo à superfície, Figura 4.6 a). Situação esta que também é constatada durante a fase de maturação (Figura 4.7 a). Ainda durante a intensificação, nuvens convectivas associadas aos intensos movimentos verticais ascendentes na coluna atmosférica (ilustrada na Figura 4.10), apresentam uma característica do tipo vírgula invertida na região sudeste do ciclone (Figura 4.6 c).

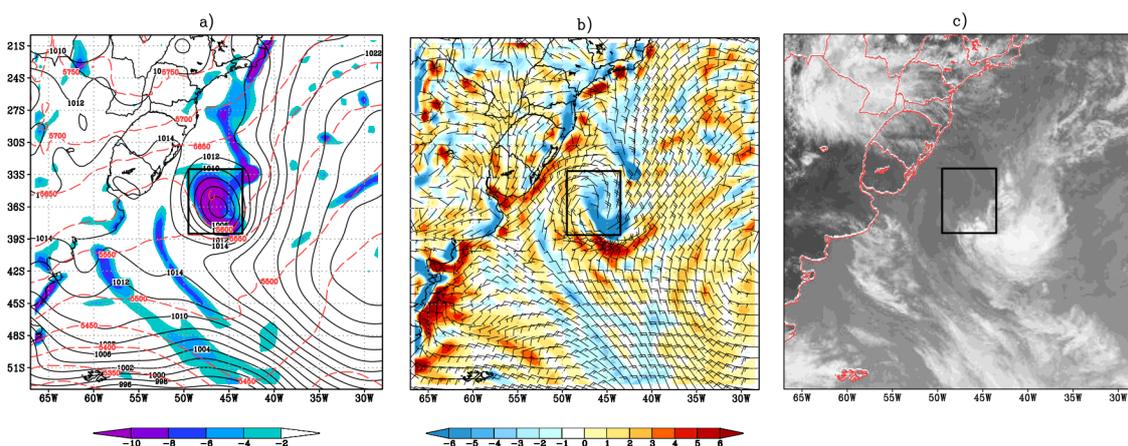
Figura 4.5 - Campos sinóticos referente à 13 de outubro de 2013 às 18UTC no estágio inicial do ciclone.



a) As linhas preta e vermelha denotam, respectivamente, PNMM (em hPa) e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgp), enquanto sombreado, representa vorticidade relativa (em $\times 10^{-5} \cdot s^{-1}$). b) Barbelas indicam intensidade e direção do vento (em $m \cdot s^{-1}$) e sombreado divergência (em $\times 10^{-5}$), ambos em 1000 hPa. c) Imagem de Satélite do Goes – 13 (canal IR). Os retângulos pretos denotam a área de 6 graus de latitude por longitude centrada sobre a região de baixa PNMM e intensa vorticidade relativa.

Fonte: Produção do autor.

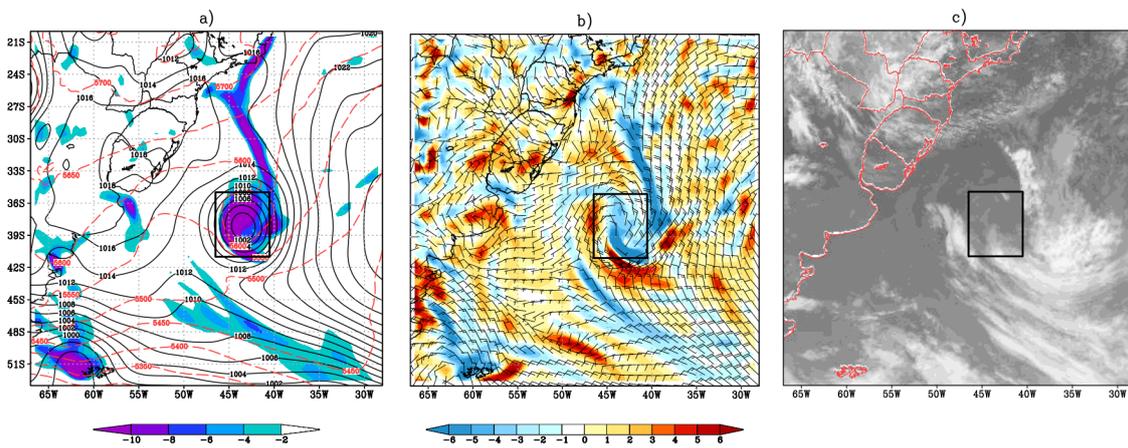
Figura 4.6 - Similar a Figura 4.5, mas referente à 14 de outubro de 2013 às 18UTC, na fase de intensificação do ciclone.



Fonte: Produção do autor.

No dia 15 às 00 UTC, seis horas antes do estágio de maturação (15 de outubro às 06 UTC, Figura 4.7), o ciclone atinge a máxima profundidade se estendendo desde a superfície até 500 hPa como, ilustrado na Figura A.1 do Apêndice A. Não obstante, ambos os centros do cavado em médios níveis e da baixa em superfície encontram-se verticalmente alinhado. Já na fase madura (Figura 4.7 a), a isóbara central posicionada em 40°S-44°W alcança o valor mínimo de 1002 hPa. Com o avanço e evolução do ciclone, a nebulosidade na região ganha uma nova configuração bem mais circular, com o ramo frio do sistema frontal avançando no sentido perpendicular a frente quente, enquanto esta última, tende a contornar o setor oeste do centro do sistema (Figura 4.7 c).

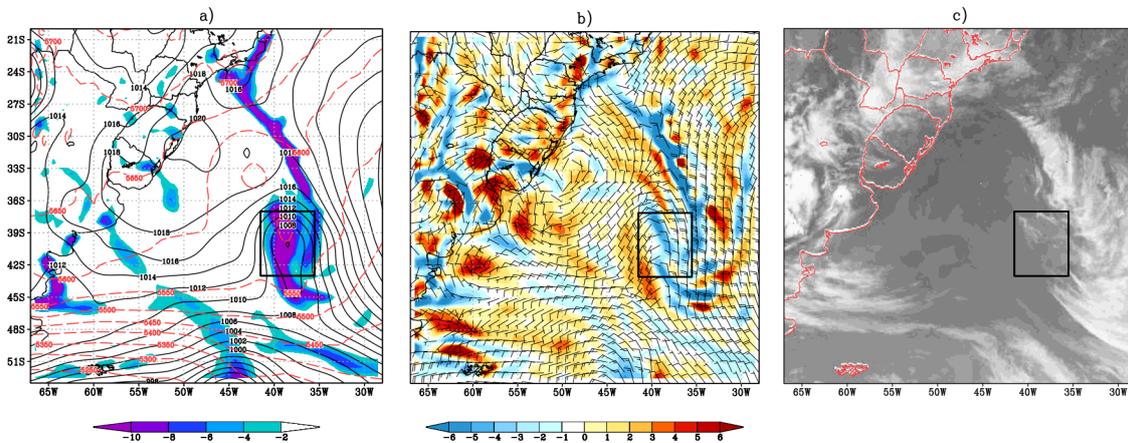
Figura 4.7 - Similar a Figura 4.5, mas referente à 15 de outubro de 2013 às 06UTC, na fase de maturação do ciclone.



Fonte: Produção do autor.

O aumento da pressão central em 1008 hPa (Figura 4.8 a) bem como o enfraquecimento da convergência de massa em baixos níveis (Figura 4.8 b), caracterizam o estágio final do ciclone (00 UTC de 16 de outubro). Esta estrutura atmosférica também contribui para o enfraquecimento dos movimentos verticais ascendentes presentes na baixa troposfera, tal como pode ser observado na Figura 4.10. Por outro lado, um padrão de nebulosidade similar ao constatado no estágio de maturação é observado (Figura 4.8 c), porém sem a frente quente adentrando na retaguarda do ciclone, o qual está igualmente relacionado com o processo de oclusão do sistema.

Figura 4.8 - Similar a Figura 4.5, mas referente à 16 de outubro de 2013 às 00UTC, na fase de enfraquecimento do ciclone.



Fonte: Produção do autor.

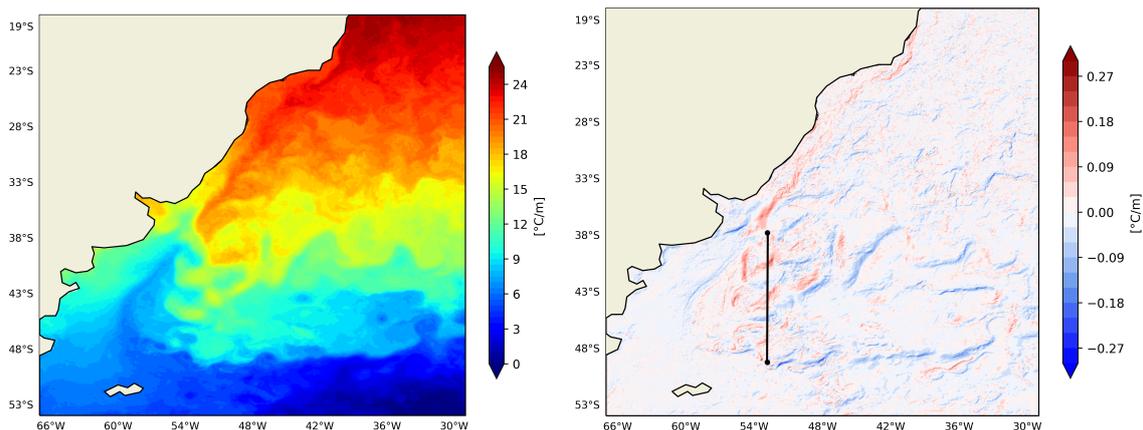
De modo geral, intensa vorticidade relativa na baixa troposfera foi encontrada no núcleo do ciclone durante o seu ciclo de vida, exceto na fase inicial (Figura 4.5 a), onde os valores mínimos de vorticidade relativa ($\approx -9 \times 10^5 \cdot s^{-1}$) são observados com um pequeno deslocamento em direção ao setor sul do centro. Portanto, não o suficiente a ponto de afetar na identificação do sistema baseado somente nesta variável. Com base nas análises dos campos sinóticos e imagens de satélite nota-se que, os sistemas atmosféricos atuantes e a convecção, contribuíram para o padrão de nebulosidade presente no ATLSW. Não obstante, a presença de intensos movimentos verticais apenas da baixa a média troposfera (Figura 4.10) demonstram que o ciclone não esteve associado à nuvem do tipo profunda.

4.1.2 Análise sinótica oceânica

A partir da TSM média calculada no período entre 10 e 16 de outubro de 2013 (Figura 4.9, à direita), analisaram-se as principais feições oceânicas presentes no ATLSW. Observa-se que a CB com temperaturas acima de 17°C flui meridionalmente para o sul ao longo da plataforma continental até cerca de 34°S , onde conflui com a CM com temperatura em torno de 9°C ocasionando, conseqüentemente, na retroflexão da CB para o leste. Esta retroflexão, consiste na separação da CB da plataforma continental devido à confluência entre as águas tropicais da CB com as águas do oceano austral transportada pela CM (SOUZA et al., 2006).

Logo após a retroflexão, a CB estende-se até aproximadamente 40°S em direção as regiões de intensos gradientes meridionais de TSM, ou seja, frente termal oceânica da CBM com valores máximos na ordem de $0.15^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (Figura 4.9, à esquerda). Esses gradientes são consistentes se comparados com os resultados obtidos por Pezzi et al. (2009) e Cabrera (2018). Além disso, é possível observar ainda a presença de meandros e vórtices ocasionados pelos intensos gradientes térmicos.

Figura 4.9 - TSM média para o período de 10 a 16 de outubro de 2013 (à esquerda) e, gradiente térmico médio horizontal (à direita). A linha preta representa a seção meridional entre 50°S - 38°S e 52°W , da região de alta variabilidade da mesoescala oceânica onde se analisou a estabilidade da CLAM, o FCL, e a altura CLAM.



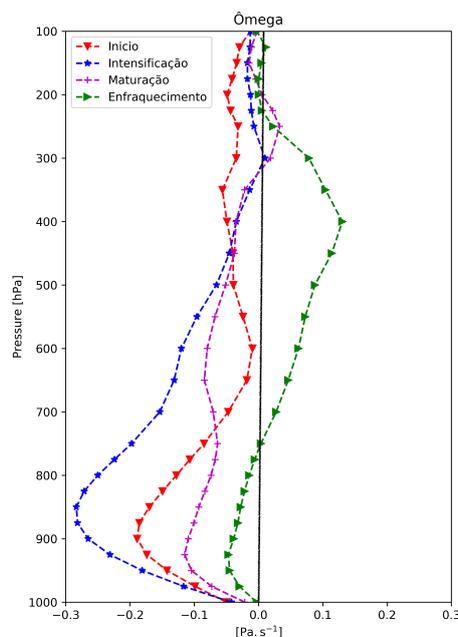
Fonte: Produção do autor.

4.1.3 Movimentos verticais e balanço de calor

4.1.3.1 Movimentos verticais

A partir do perfil vertical médio de ω (Figura 4.10) obtido na área de $6^\circ \times 6^\circ$ centrada sobre a região de baixa PNMM verifica-se que, os máximos movimentos ascendentes (valores negativos indicam movimentos ascendentes e positivos descendentes) ao longo do ciclo de vida do ciclone mantém-se restrito na baixa troposfera. Nesta camada, intensos movimentos ascendentes ocorrem na fase inicial ($-0.2 Pa.s^{-1}$) e de intensificação ($-0.3 Pa.s^{-1}$), sendo consistente com o padrão de nuvem convectiva mostrado nas Figuras 4.6 e 4.5. Além disso, é possível observar um decréscimo gradual desses movimentos durante as fases de maturação e enfraquecimento. Praticamente, apenas na fase de enfraquecimento são observados movimentos descendentes, entre 220 a 750 hPa. A presença desses movimentos inibem a convecção e resfriam as camadas inferiores, e são considerados essenciais para estabilização da atmosfera através da redução da liberação de calor latente na região de atuação do ciclone (ROCHA; CAETANO, 2010), e aumento da pressão superficial.

Figura 4.10 - Perfis verticais médios de ω (em $Pa.s^{-1}$) obtidos sobre a região de baixa PNMM centrada em 6° de latitude por longitude, durante as fases de início (linha vermelha), intensificação (azul), maturação (magenta) e enfraquecimento (verde) do ciclone.



Fonte: Produção do autor.

4.1.3.2 Balanço de calor

Assim como na análise anterior, a Figura 4.11 (a, b, c, d) mostra as contribuições dos termos do balanço de calor durante as fases de evolução do ciclone, calculados na área centrada sobre a região de baixa pressão (ver Figura 3.2). Nota-se que, o termo da tendência local de temperatura foi o que apresentou menor contribuição durante todo o ciclo de vida do ciclone. No estágio de início, fase em que este termo apresenta maior contribuição, nota-se uma fraca tendência de temperatura positiva indicando aquecimento da coluna atmosférica se estendendo da superfície até os médios níveis.

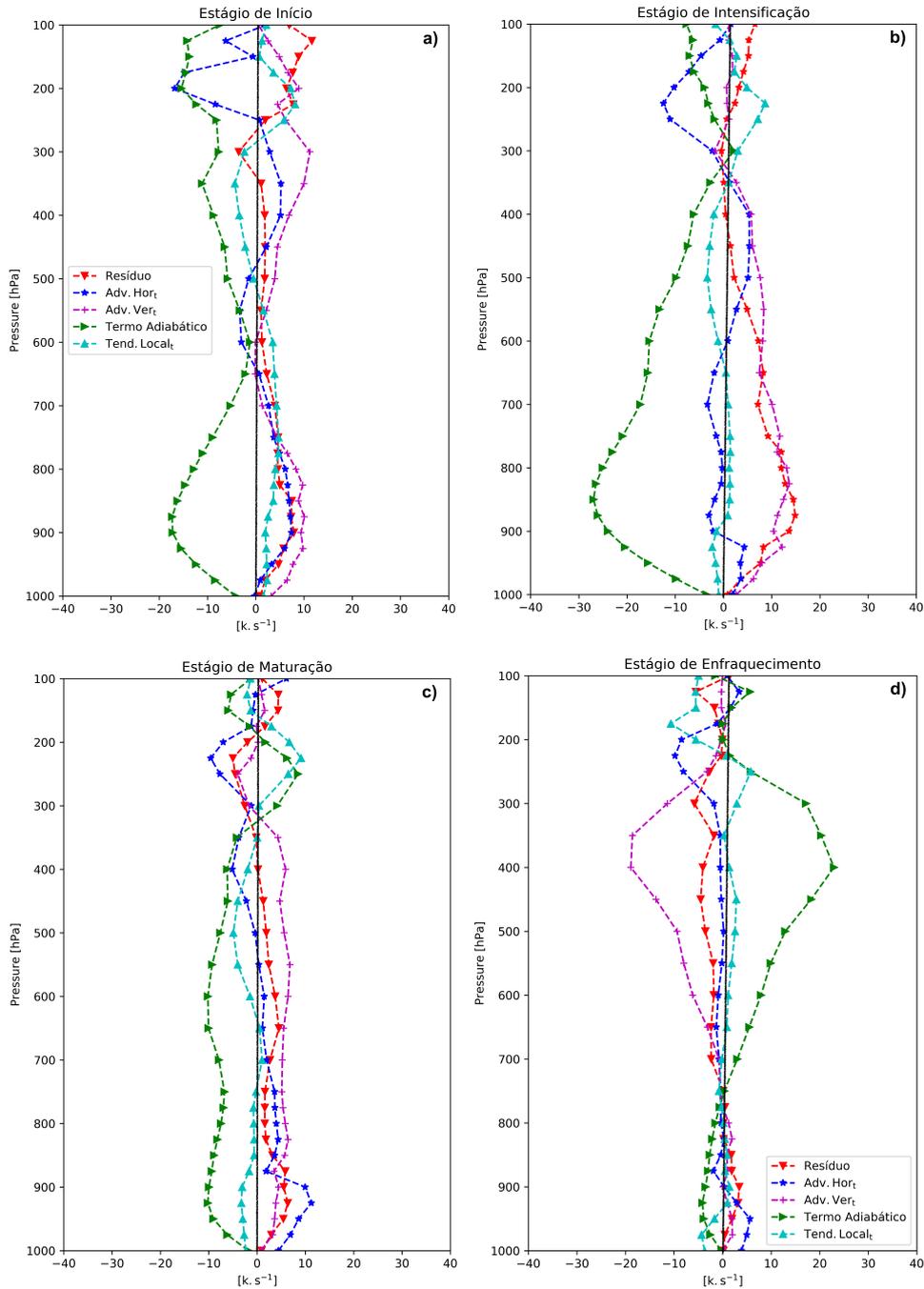
Na atmosfera, movimentos verticais ascendentes (descendentes) geram resfriamento (aquecimento) das parcelas de ar através da expansão (compressão) adiabática. Por outro lado, fluxos de ar da baixa (alta) troposfera para as camadas superiores (inferiores) tendem aquecer (resfriar) a coluna atmosférica, visto que a temperatura diminui com altura. Isto explica porque o termo adiabático e da advecção vertical de temperatura em todas as fases apresentam padrões inversos.

Durante as fases de início, intensificação e maturação (Figura 4.11 (a, b, c)), o termo adiabático contribui para resfriamento, enquanto, o termo da advecção vertical de temperatura para o aquecimento da coluna atmosférica. Em geral, o termo do resíduo age de modo a contrabalancear a forte contribuição dos movimentos verticais (termo adiabático e advecção vertical de temperatura), sendo essa situação bem mais frequente em baixos e médios níveis. Assim como encontrado por Dutra et al. (2017), embora, em seu estudo essa relação seja perceptível em praticamente toda coluna atmosférica. Segundo Rocha e Caetano (2010), isto ocorre porque o aquecimento e resfriamento gerado através do resíduo (liberação de calor devido à mudança de fase da água presente nas nuvens, evaporação da precipitação), na sua maioria, está associado aos fluxos ascendentes e descendentes das massas de ar. Além de incertezas computacionais e observacionais que não estão contemplados na equação.

É possível notar que no estágio de maturação (Figura 4.11 c), os termos descritos acima diminuem consideravelmente, no entanto, o forte aquecimento gerado pelo termo da advecção horizontal de temperatura ($\approx 12 \times 10^{-5} \text{ K.s}^{-1}$) na baixa troposfera, desempenha um mecanismo chave no desenvolvimento do ciclone. Está característica também pode ser observado na Figura 4.4 (e) da distribuição espacial da advecção horizontal de temperatura em baixos níveis.

Já na fase de enfraquecimento, o perfil vertical médio mostra que a contribuição dos processos diabáticos e adiabáticos no desenvolvimento do ciclone em baixo níveis se reduz próximo de zero (Figura 4.11 d). Todavia, entre 250 e 750 hPa é possível observar um forte aquecimento adiabático ($25 \times 10^{-3} \text{ K.s}^{-1}$) e, resfriamento da coluna atmosférica gerado pelo termo da advecção vertical de temperatura ($-20 \times 10^{-3} \text{ K.s}^{-1}$).

Figura 4.11 - Perfis verticais médios dos termos do balanço de calor obtidos sobre a baixa em superfície centrada em 6° de latitude por longitude, durante as fases de início (a), intensificação (b), maturação (c) e enfraquecimento (d) do ciclone.



Termo diabático ou resíduo $\times 10^{-3}$ (linha vermelha), advecção horizontal de temperatura $\times 10^{-5}$ (linha azul), advecção vertical de temperatura $\times 10^{-3}$ (linha magenta), termo adiabático $\times 10^{-3}$ (linha verde) e tendência local de temperatura $\times 10^{-5}$ (linha azul clara). Todos os termos estão na unidade de $k.s^{-1}$.

Fonte: Produção do autor.

4.2 Avaliação dos experimentos numéricos acoplados e desacoplados

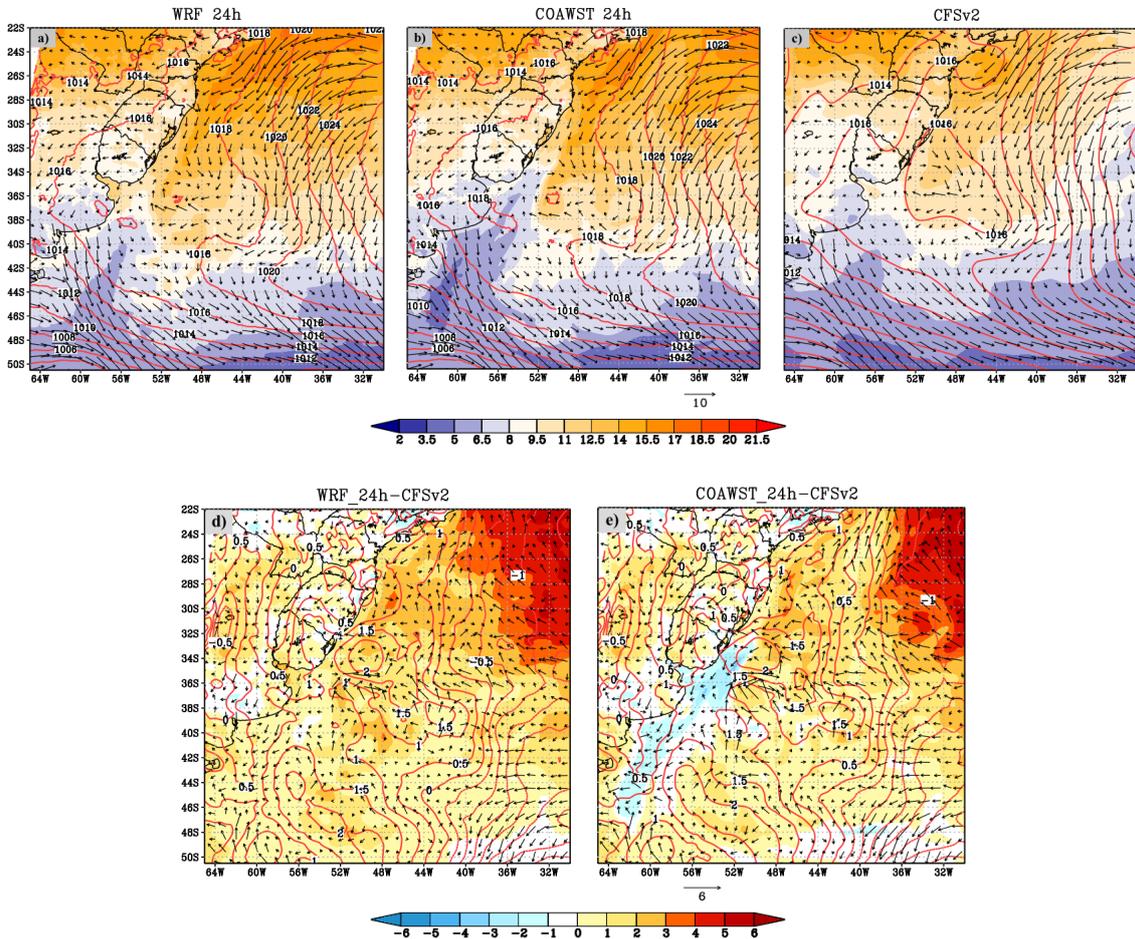
4.2.1 Desempenho do WRF_exp e COAWST_exp em simular a PNMM, u_{10} , v_{10} e $qsfc2$

As Figuras 4.12, 4.13 e 4.14 mostram o comportamento médio e vieses das variáveis PNMM, u_{10} , v_{10} e $qsfc2$ obtidas a partir das quatro amostras simuladas com 24, 48 e 72h (na qual as CIs variaram antes e durante o período de atuação do ciclone, ver Figura 3.6) pelo WRF_exp, COAWST_exp e observado pelo CFSv2. Observa-se que, os experimentos inicializados com 24h (EXPs24) demonstram um melhor desempenho na representação da PNMM, u_{10} e v_{10} (Figura 4.12) além de vieses e RMSE relativamente menores. Isto pode estar associada à CI usada no WRF, uma vez que, para 24h, três dos experimentos inicializados nos dias 13, 14, e 15 às 18UTC já continham o centro de baixa pressão atmosférica nas CIs. Partindo deste contexto, o modelo foi capaz de reproduzir melhor o estado futuro da atmosfera. No entanto, é interessante destacar que, o fato de poucas amostras serem usadas durante as análises médias podem ter influenciado de certo modo a mascarar o resultado do EXP24 no dia 12 às 18UTC, onde não havia a formação da baixa na CI.

Na Figura 4.12 (a, b) tanto o WRF_exp quanto COAWST_exp representam qualitativamente bem a circulação ciclônica fechada em superfície centrada em 36°S-50°W, observado pelo CFSv2. É possível notar ainda que a maior diferença entre esses resultados em relação aos EXPs48 (Figura 4.13 a, b), no qual apenas duas amostras (13 às 18UTC e 14 às 18UTC) continham o centro de baixa pressão na CI, encontra-se em torno da região de ciclogênese. Enquanto em relação o EXPs72, onde a eficácia dos modelos foi muito reduzida, essa diferença se estendeu em grandes partes do domínio (Figura 4.14 a, b).

O fato dos maiores erros da PNMM, u_{10} , e v_{10} ocorrerem em torno da região de atuação do ciclone (Figuras 4.12, 4.13, 4.14 (d, e) e Figuras B.1, B.3, B.4, Apêndice B) pode estar relacionado aos processos dinâmicos decorrentes durante as fases pré e de ciclogênese do sistema, descritos na análise sinótica. Por exemplo, em torno de 34°S-49°W ambos os modelos tendem a superestimar a PNMM em ≈ 2 hPa no experimento com 24h e 4 hPa para 48h, porém, esse valor foi ainda maior em 72h, onde o COAWST_exp tende a superestimar na ordem de 8 hPa e o WRF_exp 6 hPa. Destaca-se ainda que essas diferenças quase sempre foram positivas.

Figura 4.12 - Campos médios (parte superior) e vieses (inferior) da PNMM, u_{10} , v_{10} e $qsfc$ simulados com 24h de antecedência, variando antes e durante o período de atuação do ciclone.

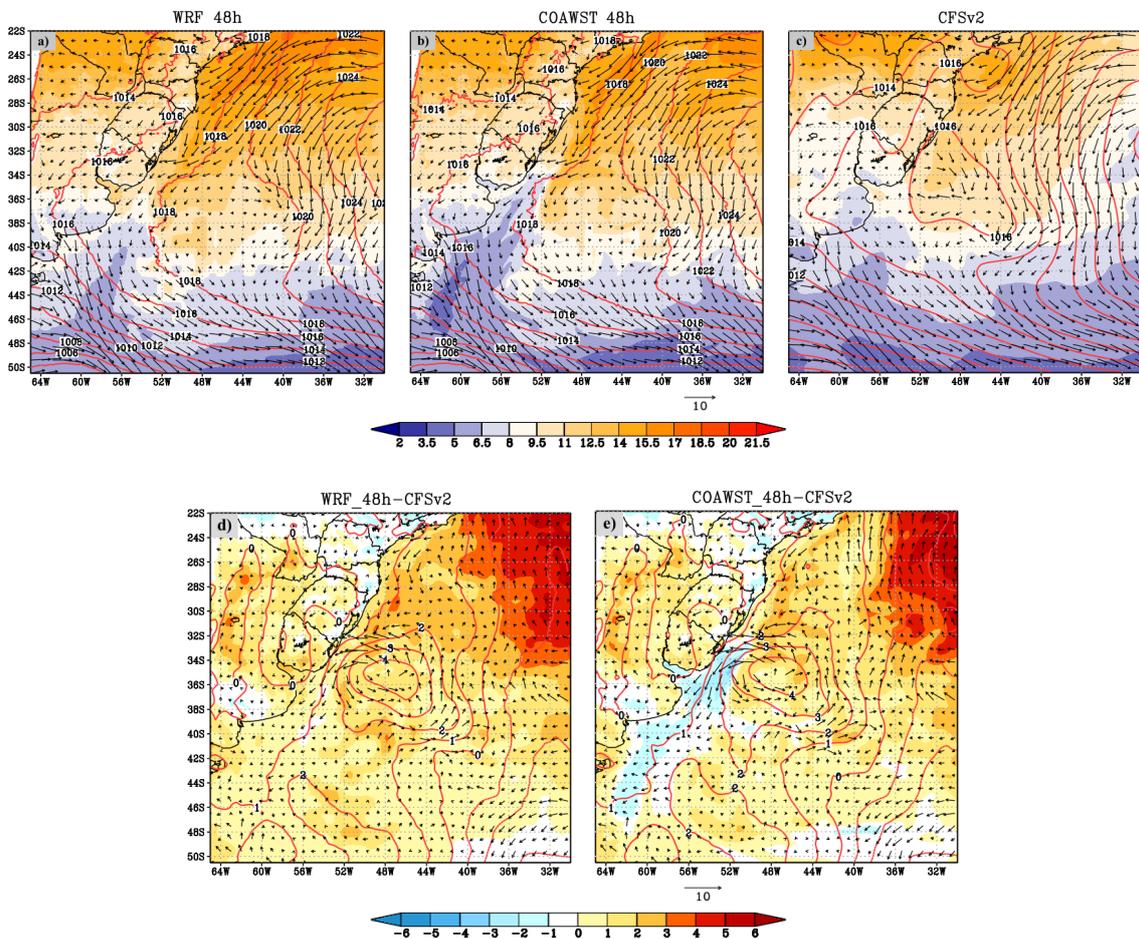


Em a) simulado com WRF_exp, b) COAWST_exp e c) CFSv2. As linhas vermelhas denotam, PNMM (em hPa), enquanto vetor, intensidade e direção do vento (em $m.s^{-1}$), e sombreado, umidade específica (em $\times 10^{-3} g.kg^{-1}$).

Fonte: Produção do autor.

Nesta mesma região de maiores valores dos erros da PNMM, verificou-se vieses e RMSE do vento na ordem de ≈ 4 m/s (24h) e 6 m/s (48h) em ambos os modelos (Figura 4.12 e 4.13, e Figuras B.3 e B.4 do Apêndice B). Assim como no caso anterior, esses erros também aumentaram durante o experimento de 72h, atingindo valores máximos de ≈ 9 m/s (Figura 4.14). De certo modo, era de se esperar esse aumento, tendo em conta o grau de dificuldade dos experimentos a solo e acoplado em simular o cenário atmosférico com 72h.

Figura 4.13 - Similar a Figura 4.12, mas referente às simulações realizadas com 48 horas de antecedência.



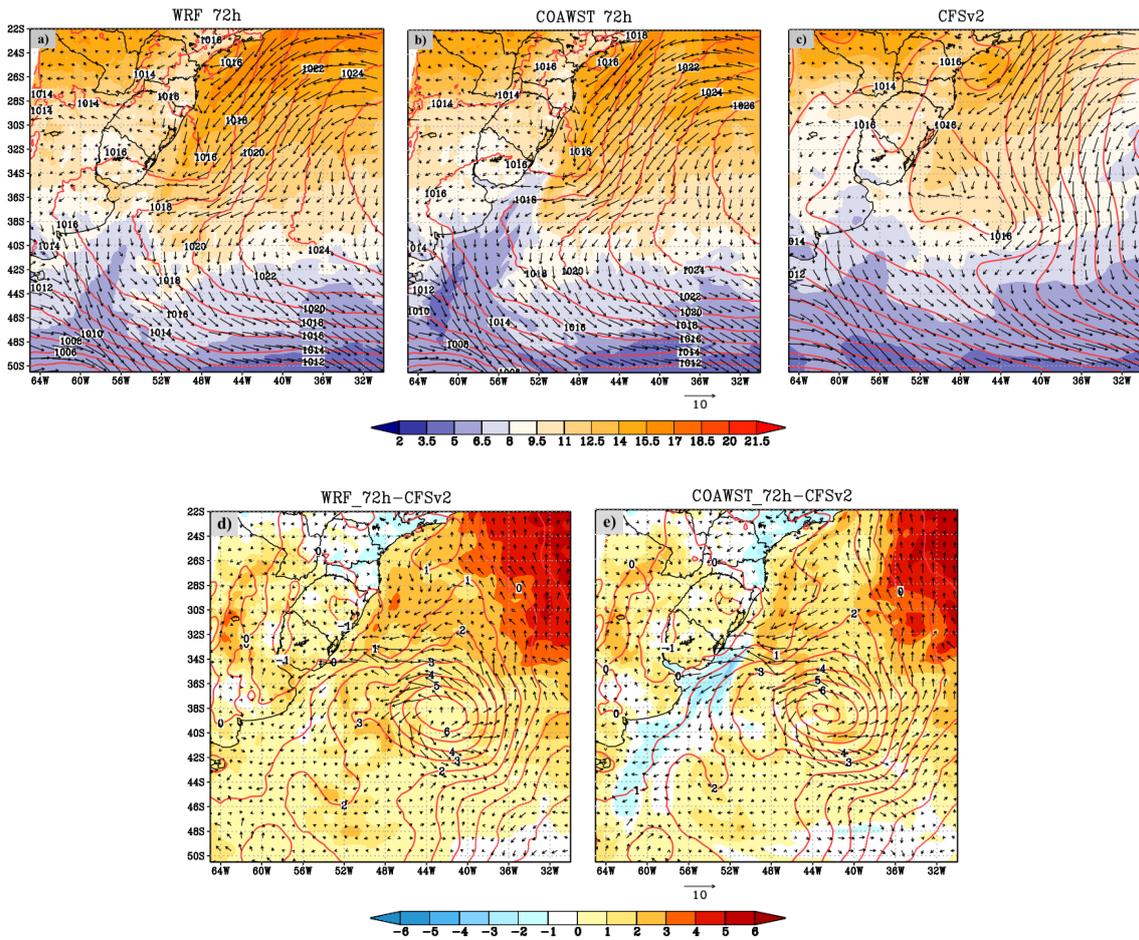
Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, a análise da $qsfc2$ é marcada por duas características bem distintas:

- 1) Os campos médios e os erros para 24, 48 e 72h apresentam poucas divergências;
- 2) Ao longo da quebra da plataforma continental se estendendo de 46°S até 34°S , o WRF_exp superestima a $qsfc2$ em torno de $1 \times 10^{-3} \text{g.kg}^{-1}$ (Figuras 4.12, 4.13 e 4.14), enquanto o COAWST_exp subestima na ordem de $-1 \times 10^{-3} \text{g.kg}^{-1}$. Essa divergência ocorreu porque baixos valores de TSM foram simulados pelo ROMS ao longo da CM, tendo isso gerado impacto direto no conteúdo de umidade sobrejacente a esta região, o que tornou a atmosfera mais seca, tal como será abordado na Seção 4.2.3. Porém, o WRF_exp apresenta uma maior distribuição espacial dos valores máximos de vieses $5 \times 10^{-3} \text{g.kg}^{-1}$ (Figuras 4.12, 4.13, 4.14, (d, e)) e RMSE $5 \times 10^{-3} \text{g.kg}^{-1}$ (Figura B.2, Apêndice B) no setor nordeste do domínio da grade, próximo ao trópico, onde se

observa um maior conteúdo de umidade específica devido à capacidade de retenção de grandes quantidades de vapor d'água evaporada do oceano que o ar quente possui em relação ao ar frio (STULL, 2015).

Figura 4.14 - Similar a Figura 4.12, mas referente às simulações realizadas com 72 horas de antecedência.



Fonte: Produção do autor.

Compararam-se os campos descritos acima, com as médias e os erros das simulações longas individuais de 24, 48 e 72h, inicializadas apenas antes da gênese do ciclone, respectivamente. Ao contrário do que foi verificado nas análises acima (maior acurácia para o WRF_exp e COAWST_exp de 24h), os resultados das simulações longas mostraram que, ambos experimentos acoplado e desacoplado inicializados no dia 11 às 18UTC (48h) representaram melhor as características físicas e dinâmicas do ciclone, além de obterem menores erros. Já nesse caso, sugere-se que isto esteja as-

sociado a inconsistência física dos modelos regionais, que são resolvidas rodando os modelos durante um certo período (*spin up*) (JEREZ et al., 2020), visto que, sem o surgimento prévio do centro de baixa pressão nas CIs, os modelos simularam melhor o ciclone sendo inicializados com 48h do que 24h. Como será apresentado com maiores detalhes na seção a seguir.

4.2.2 Análise das características do ciclone a partir das simulações contínuas inicializadas com 24 e 48h de antecedência.

Em termos médios, observou-se que os EXPs24 apresentaram melhores desempenhos para PNMM, u_{10} e v_{10} , porém em relação às simulações longas individuais, o EXP48 obteve uma maior eficácia. Assim sendo, uma análise detalhada do ciclone é feita a partir dos experimentos inicializados nos dias 11 e 12 às 18UTC, 48 e 24h antes da gênese do sistema.

4.2.2.1 Avaliação da trajetória e intensidade

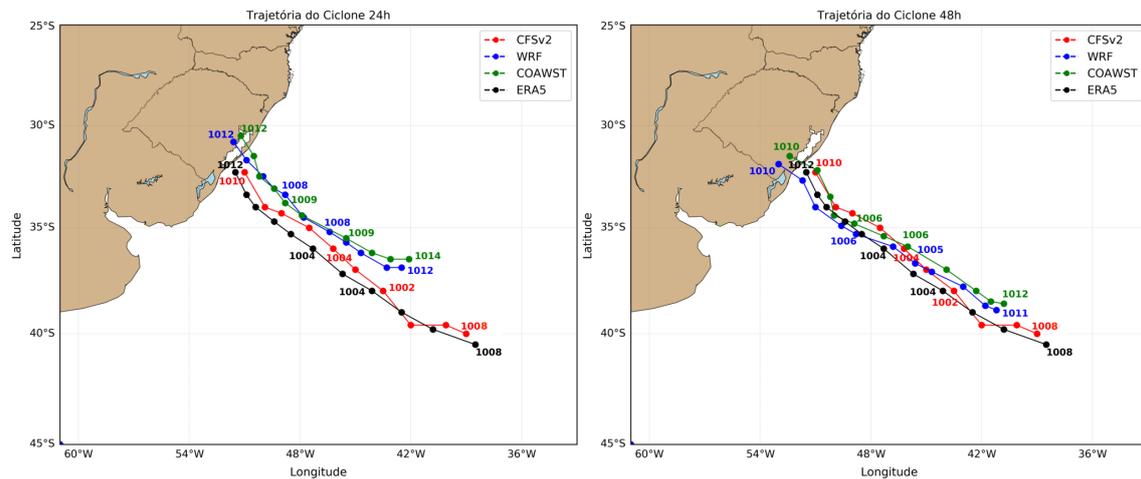
Para esta análise utilizou-se também a mais recente geração de reanálise atmosférica do ERA5, disponível em: (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp!/software/app-era5-explorer?tab=overview>), de modo a verificar em qual das reanálises do CFSv2 e ERA5, os resultados do WRF_exp e COAWST_exp mais se assemelham.

Observa-se que a gênese do ciclone no WRF_exp e COAWST_exp tende a ocorrer mais a oeste do que no CFSv2 e ERA5. Em todos os estágios, o ciclone não alcança a máxima intensidade registrada pelas reanálises além de dissipar antes mesmo de alcançar a posição observada no CFSv2 e ERA5. Sendo essa diferença bem mais perceptível nos experimentos inicializados com 24h (Figura 4.15 à esquerda), pois nele, o centro de baixa pressão é posicionado mais ao norte e o valor mínimo da isóbara central alcançada foi de 1008 (WRF_exp) e 1009 hPa (COAWST_exp), enquanto as reanálises registraram, 1002 (CFSv2) e 1004 hPa (ERA5).

No entanto, é possível notar que essa diferença reduz bastante nos experimentos inicializados com 48h, no qual os modelos registram valores de 1005 (WRF_exp) e 1006 hPa (COAWST_exp), além da trajetória do sistema ser relativamente similar e consistente com as observações. Apesar de o ciclone não ter alcançado a posição final observada, é importante ressaltar que sua trajetória e tempo médio de vida foram bem representados pelos modelos, pois, o sistema teve a fase inicial às 18 UTC do dia 13 e o enfraquecimento às 06 UTC do dia 16, seis horas a mais do que as reanálises (Figura 4.16), e um padrão de deslocamento de sudeste (Figura 4.15).

Comparando os resultados acoplado e desacoplado percebe-se que, em geral, a intensidade simulada pelo WRF_exp foram as melhores (Figura 4.15), embora essa diferença não seja tão significativa (1 hPa). Já em relação à trajetória, pode ser considerada que ambos tiveram um bom desempenho para 48h (Figura 4.15 à direita), visto que durante a fase inicial de desenvolvimento do ciclone período de maior divergência, o WRF_exp assemelha-se mais as reanálises do ERA5, enquanto COAWST_exp ao CFSv2. Estes resultados são similares aos encontrados no estudo de Pullen et al. (2017), onde mostrou-se que a intensidade do ciclone Catarina foi melhor simulada no experimento desacoplado realizado com o WRF.

Figura 4.15 - Trajetória e intensidade do ciclone obtidas a partir da PNMM mínima a cada 6 horas, de 13 a 16 de outubro de 2013. Inicializada com 24h (à esquerda) e 48h de antecedência (à direita).



As linhas azul e verde representam, respectivamente, as simulações realizadas com o WRF_exp e COAWST_exp, enquanto as linhas vermelha e preta, as reanálises do CFSv2 e ERA5. Os números sobrepostos denotam os valores das isóbaras centrais em cada estágio do ciclone.

Fonte: Produção do autor.

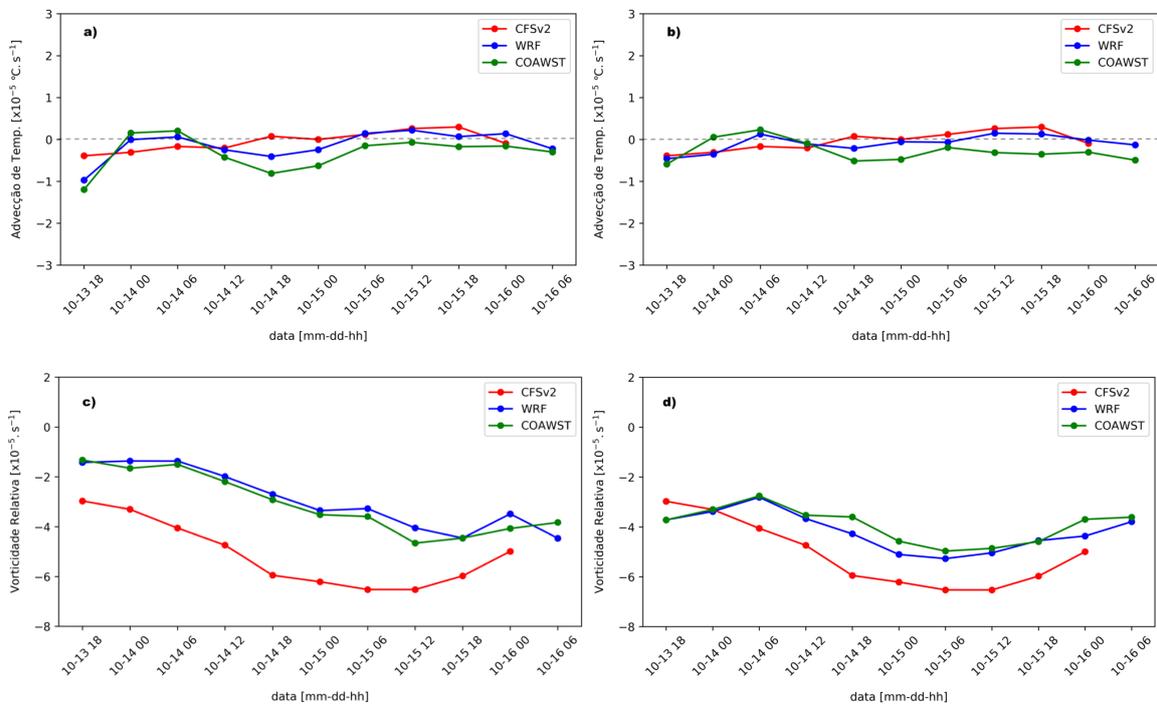
4.2.2.2 Avaliação da advecção de temperatura do ar e da vorticidade relativa

De modo a compreender melhor o regime das características físicas e dinâmicas do ciclone foram analisadas também as variáveis vorticidade relativa e advecção de temperatura do ar, calculadas na área de $6^\circ \times 6^\circ$ centrada sobre a região de baixa PNMM (Figura 4.16).

Ao longo do ciclo de vida do ciclone, pequenas divergências são observadas entre os campos de advecção de temperatura do ar médio dos EXP24 e EXP48 (Figura 4.16 (a, b)), exceto na fase inicial (13 às 18 UTC) e de intensificação (14 às 18 UTC) onde se observa um significantemente aumento no conteúdo de ar frio no centro do ciclone, sendo bem mais perceptível nos resultados dos experimentos acoplados e desacoplados. Já em relação à vorticidade relativa, observa-se um padrão condizente com os resultados discutidos anteriormente, pois, durante a evolução do ciclone, a vorticidade é mais intensa no WRF_exp e COAWST_exp inicializado com 48h (com pico mínimo de $\approx -5.0 \times 10^5 .s^{-1}$, Figura 4.16 b) do que 24h ($\approx -4.2 \times 10^5 .s^{-1}$, Figura 4.16 d).

A partir da comparação entre o WRF_exp e COAWST_exp percebe-se que, uma ligeira redução na vorticidade relativa ocorre no COAWST_exp. Comportamento similar também é constatado para advecção de temperatura do ar, na qual a partir do dia 14 às 12UTC massas de ar mais frias predominam na região do centro de baixa pressão. Portanto, apesar das divergências em torno das magnitudes, ainda assim, é possível observar que os padrões de evolução temporal de ambas variáveis simuladas tanto pelo WRF_exp quanto COAWST_exp são consistentes com as reanálises do CFSv2.

Figura 4.16 - Campos médios de advecção de temperatura do ar (a, b) e vorticidade relativa (c, d) obtidos à 10 metros da superfície e, centrado em 6° de latitude por longitude sobre a região de baixa PNMM. Na parte superior os experimentos inicializados com 24h, e inferior com 48h de antecedência.



A linha azul e verde representam, respectivamente, as variáveis simuladas com o WRF_exp e COAWST_exp, enquanto a linha vermelha, observado pelo CFSv2.

Fonte: Produção do autor.

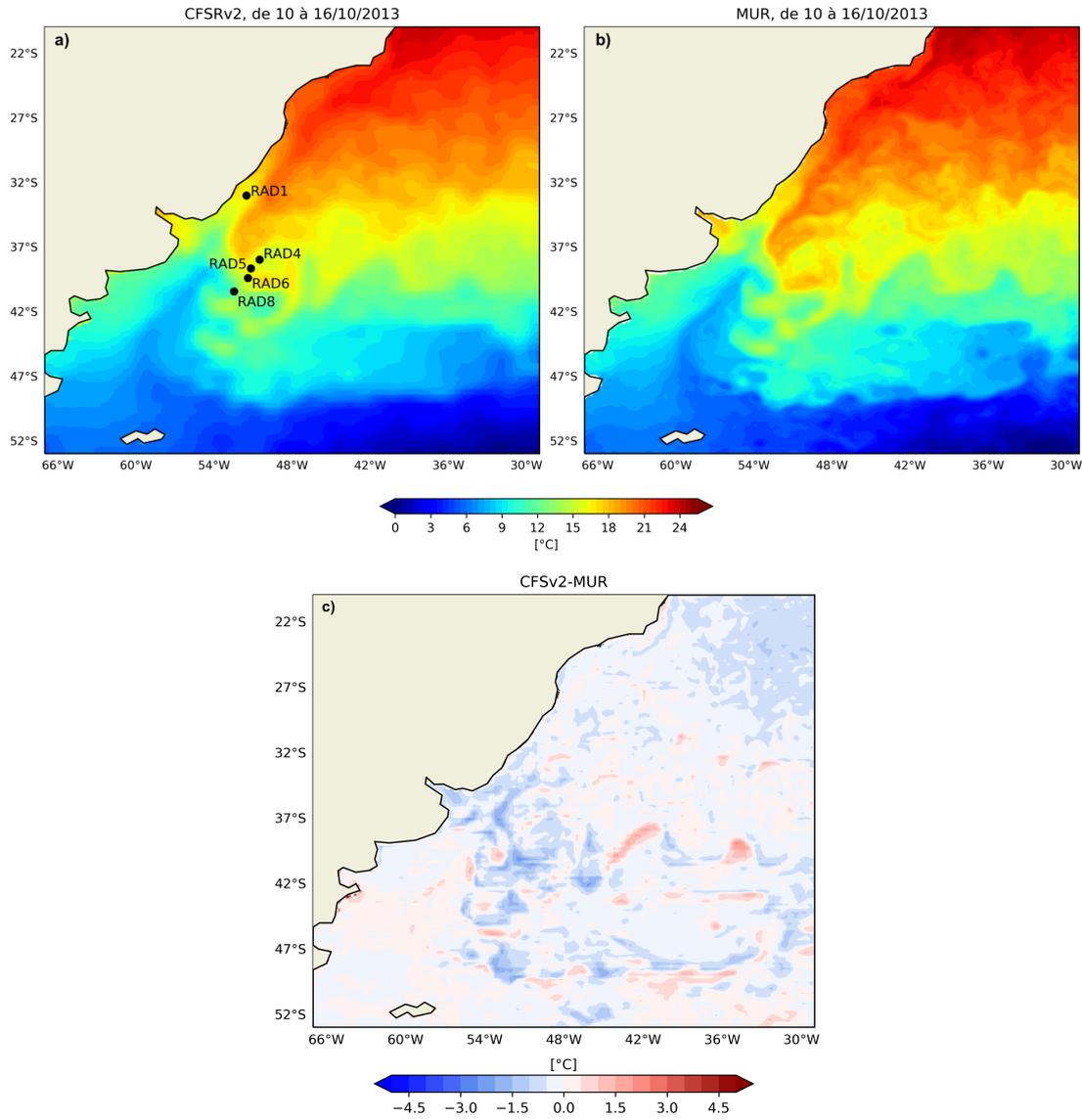
4.2.3 Desempenho do COAWST_exp em simular a TSM

Nas Figuras 4.17 e 4.18 são apresentadas as distribuições horizontais médias da TSM e vieses obtidos a partir das reanálises do CFSv2 (prescrita no WRF_exp), MUR, e simulado pelo COAWST_exp (derivado do acoplamento WRF e ROMS) entre 10 e 16 de outubro de 2013. É possível observar que o WRF_exp reflete qualitativamente bem o cenário oceânico presente no MUR. Algumas características como vórtice, o posicionamento das correntes superficiais e a retroflexão gerada devido à confluência da CB com a CM, por exemplo, são encontradas praticamente nas mesmas regiões e com uma ordem de magnitude similar (Figura 4.17 a e b).

Do ponto de vista da distribuição espacial, o COAWST_exp também simulou bem os padrões e gradientes de TSM observados pelo MUR (Figuras 4.18 a e b). Porém, o deslocamento mais ao norte da CM ($\approx 0.5^\circ$ acima da posição apresentada pelo MUR) além das temperaturas baixas em torno das águas transportadas pela CM (Figura 4.18 a), evidenciam as principais diferenças entre os campos de TSM simulado pelo WRF_exp e COAWST_exp. Esta mudança na TSM pode estar associado ao viés negativo observado nos campos de *qsfc2* (Figura 4.12, 4.13 e 4.14), tendo em conta que o padrão de temperatura estabelecido na superfície do mar pode influenciar nas variáveis atmosféricas próximas à superfície, por meio das trocas radiativas e turbulentas de energia e umidade ocasionados pelos processos de mistura vertical (BARRY; CHORLEY, 2013; MARION, 2014).

Apesar da pequena diferença constatada nos campos de TSM do WRF_exp e COAWST_exp (Figura 4.17 e 4.18 a) na região da CBM, respectivamente, esta pode ser considerada razoável em função dos processos termodinâmicos que ocorrem ao longo do ano nesta região. O que torna o ATLSW uma das regiões mais energéticas do mundo (SOUZA et al., 2006; PEZZI et al., 2016; SOUZA et al., 2020), neste sentido, modelos numéricos em geral, tendem apresentar dificuldade em simular parâmetros oceânicos na CBM. Tal fato pode ser constatado inclusive nos campos de viés da TSM apresentados em Saha et al. (2014) e Carton et al. (2018), referente às reanálises do CFSv2 e SODA.

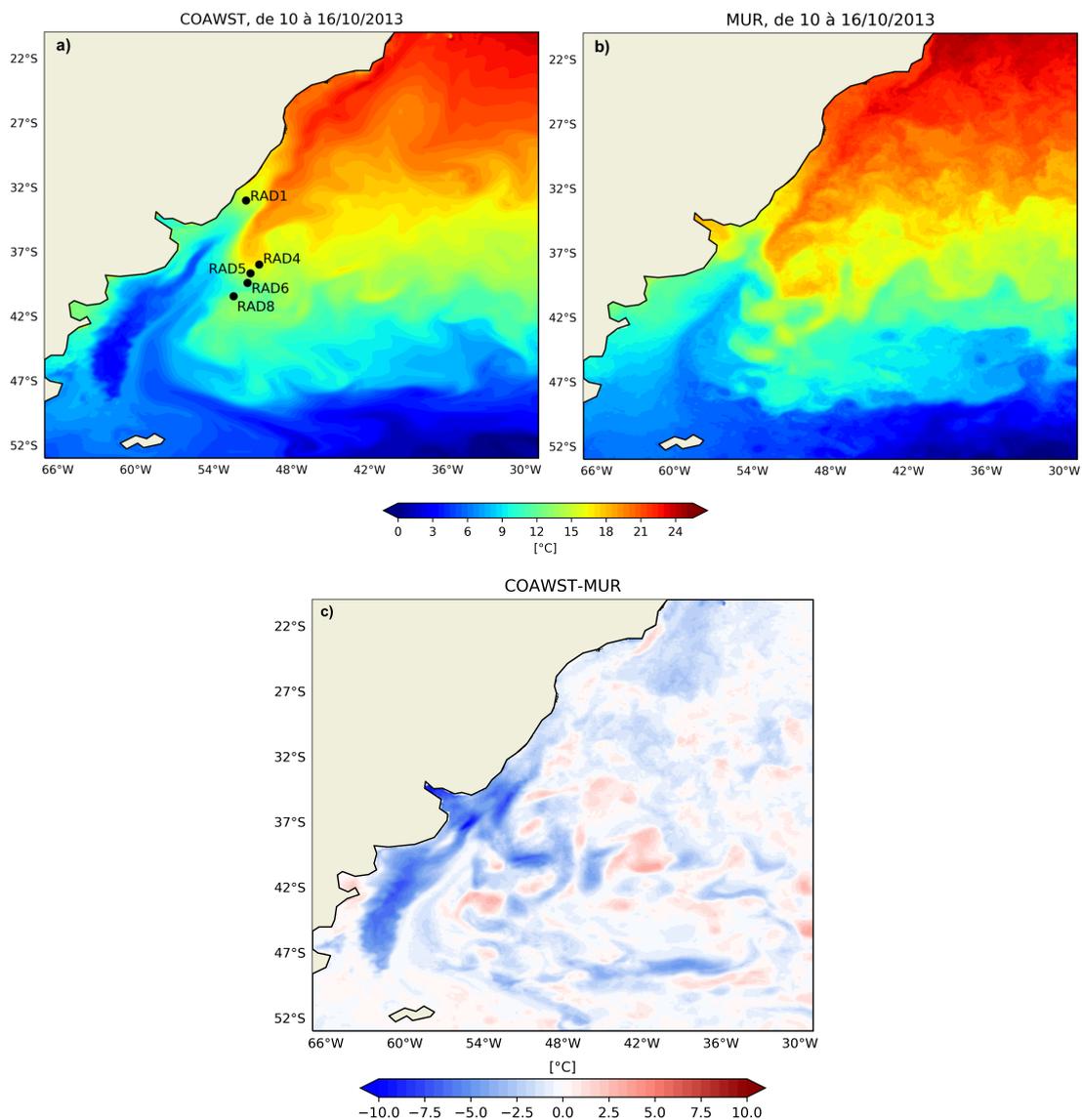
Figura 4.17 - TSM média durante o período de 10 a 16 de outubro de 2013 para WRF_exp (a), MUR (b) e o viés entre ambos (c). Os pontos sobrepostos representam as radiossondas coletadas *in situ* durante a OPERANTAR XXXII.



Fonte: Produção do autor.

Analisando os campos de vieses realmente percebe-se que, os maiores valores para o COAWST_exp (Figura 4.18 c) ocorrem tanto ao longo da quebra da plataforma continental de 47°S a 32°S ($\approx 6^\circ\text{C}$), quanto na CBM ($\approx 3^\circ\text{C}$). Enquanto o WRF_exp em praticamente todo domínio, possui vieses que variam em torno de $\pm 2^\circ\text{C}$ (Figura 4.17 c), sendo a CBM coincidentemente uma das regiões com maiores valores.

Figura 4.18 - TSM média durante o período de 10 a 16 de outubro de 2013 para COAWST_exp (a), MUR (b) e o viés entre ambos (c). Os pontos sobrepostos a TSM representam as radiossondas coletadas *in situ* durante a OPERANTAR XXXII.



Fonte: Produção do autor.

4.2.4 Comparação dos perfis verticais da atmosfera medido *in situ* e, simulado pelo WRF_exp e COAWST_exp

Nas Seções anteriores foram apresentadas o desempenho do WRF_exp e COAWST_exp em simular as variáveis atmosféricas próximo à superfície bem como a TSM, e os efeitos dos processos de interação oceano-atmosfera. Ciente disso, aqui, são comparadas as radiossondas medidas *in situ* cujos horários foram coincidentes ou 2h inferiores/superiores aos das simulações (00, 06, 12 e 18 UTC). Para isto, os perfis verticais simulados com 24, 48, e 72h, foram plotados nos pontos exatos de lançamento das radiossondas (Figuras 4.17 e 4.18) e são apresentados a seguir.

De modo geral, analisando as Figuras 4.19, 4.20, 4.21, 4.22 e 4.23 percebe-se que a T_{ar} foi a variável melhor simulada pelos modelos, não obstante, em todos os casos o comportamento médio da T_{ar} do WRF_exp e COAWST_exp são praticamente similar e consistente com as radiossondas coletadas *in situ*. Estes resultados corroboram com os apresentados em Cabrera (2018), na qual a autora compara observações *in situ* com os resultados de uma simulação acoplada contínua de 20 dias.

Os perfis simulados referente à 13 de outubro às 12 UTC (Figura 4.19, no centro WRF_exp e à direita COAWST_exp) apresentam uma camada totalmente saturada da superfície até 850 hPa, com valores máximos de UR chegando a 100% exceto para o WRF_exp e COAWST_exp inicializados com 48h, cujos valores assemelham se mais ao observado pela radiossonda (cerca de 95%) (Figura 4.19, à esquerda). Em baixos níveis, as radiossondas mostram um forte cisalhamento vertical do vento gerada pela convergência dos ventos de sudoeste e nordeste na região de gênese do ciclone e coleta desta radiossonda. No entanto, este processo não é refletido nos perfis simulados. O que pode ser atribuído ao posicionamento do ciclone, pois, na fase inicial os modelos tendem a deslocar o centro de baixa pressão mais ao norte da posição observada nas reanálises (Figura 4.15). Além disso, as simulações não representam o padrão mais seco presente em médios e altos níveis.

Acima da camada de forte cisalhamento, tanto a radiossonda bem como os EXP24 e EXP48 mostram que o vento começa a se comportar com pouca variação. Nota-se também uma tendência dos modelos em representar qualitativamente bem a inversão de temperatura associada ao limite da tropopausa em torno de 250 hPa (Figura 4.19). Na Tabela 4.1 dos índices de instabilidade, apesar de não ser registrado CAPE positivo em praticamente todos os casos exceto para o WRF_exp com 48h (17J/kg, dia 13) e 24h (6J/kg, dia 15), a atmosfera se encontra estável, mas com potencial moderado para desenvolver convecção, consistente com o sistema de baixa pressão

(Figura 4.2 c) e padrão de nebulosidade presente na região (Figura 4.3 c).

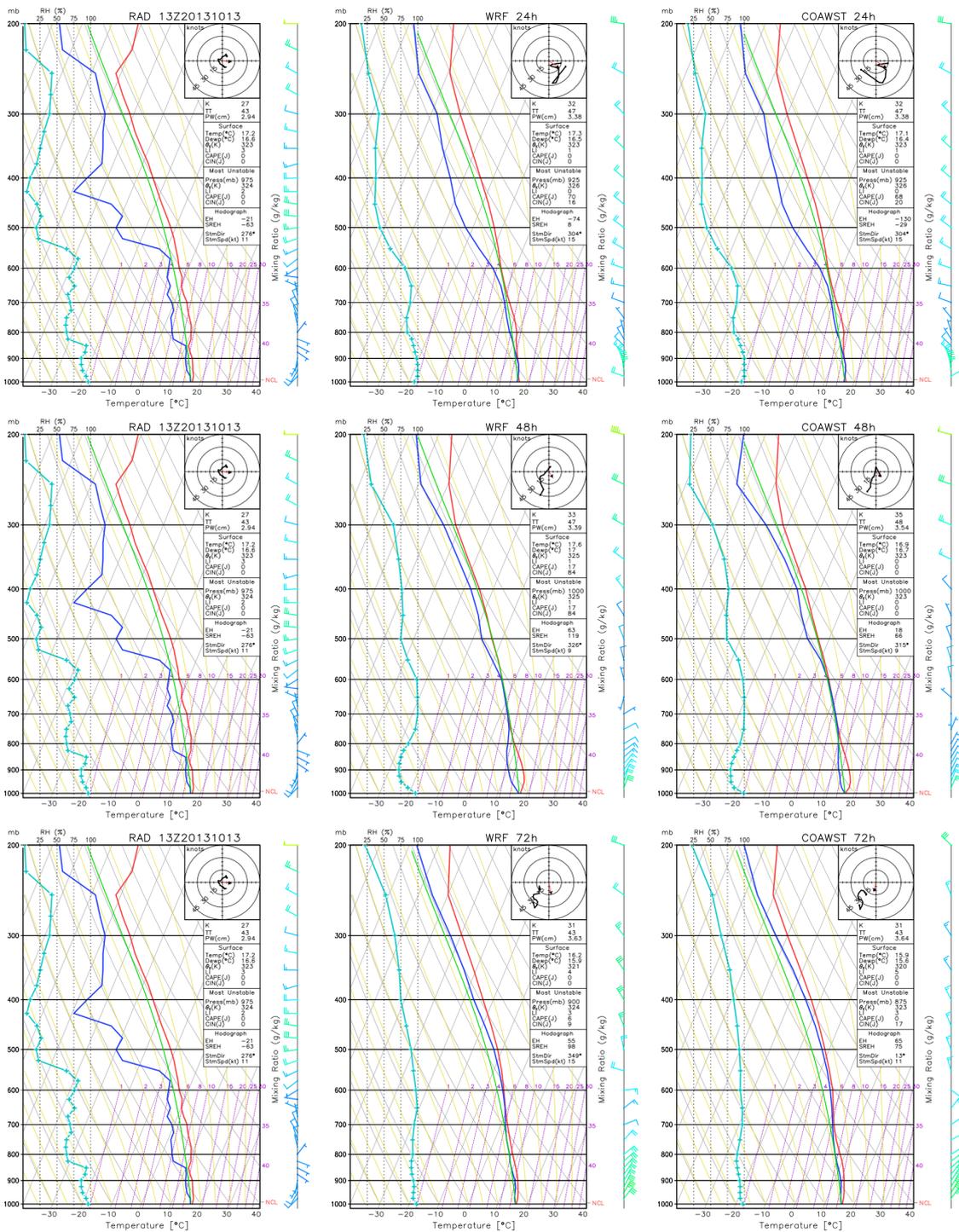
Já no dia 15 de outubro às 06UTC e 13UTC (Figuras 4.20 e 4.22), os perfis verticais são caracterizados por uma camada condicionalmente instável próximo à superfície, acompanhado de ventos fracos de sudoeste às 06 UTC e, oeste às 10 e 13 UTC (Figura 4.21 e 4.22), sendo bem representados pelos modelos. Às 13 UTC observa-se ainda uma fraca inversão de temperatura entre 970 e 950 hPa e acima desta uma massa de ar mais seco ($T_{ar}-T_d > 10^{\circ}C$) aprisionando a umidade contida na baixa troposfera, assim como ocorre às 06 e 10 UTC. Sob a atuação da alta nesta região, atmosfera encontra-se estável com pequeno ou até mesmo nenhum potencial para desenvolvimento de convecção, tal como mostram os índices de instabilidade no qual os valores simulados e observados variaram de 0 a 6 J/kg CAPE, 3 a 12 LI, 33 a 45 TT e de -2 a 12 para K (Tabela 4.2.4).

Apenas o perfil tomado no dia 16 às 05 UTC sobre as águas mais frias (conferir Figuras 4.17 e 4.18), respectivamente, apresentou maior saturação acima da baixa troposfera (cerca de 55% de UR), e conseqüentemente, o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) no qual a parcela de ar em ascensão adiabática sem troca de calor com meio alcança a saturação se elevou ($\approx 850hPa$, Figura 4.23), divergindo dos casos descritos anteriormente em que se observa o NCL muito próximo à superfície. Percebe-se que esta característica é bem refletida pelos modelos, com o COAWST_exp para 48h posicionando o NCL no nível similar ao constatado na radiossonda. Por outro lado, uma forte inversão de temperatura é encontrada entre 1000 e 980 hPa, o que também é notável nos perfis simulados. Com a persistência do sistema de alta pressão na região de coleta desta radiossonda, a atmosfera local mantém-se estável.

Em geral, poucas divergências foram encontradas entre os perfis dos EXP24 e EXP48. Com base nas análises estatísticas, isto pode estar associado ao fato que, os maiores erros e divergências entre ambos ocorreram na região de ciclogênese, enquanto as radiossondas, apenas uma das analisadas foi coletada nesta região (Figura 4.19). Na última coluna da Tabela 4.1 mostra-se a diferença entre os índices de estabilidade do WRF_exp e COAWST_exp. A diferença máxima observada para o CAPE foi de $17J/kg$, LI 5, K 2 e TT 3.¹

¹Em Anexo A.1 constam as fórmulas usadas nos cálculos e explicações para os índices de instabilidade CAPE, K, TT, e LI descritos nesta Seção.

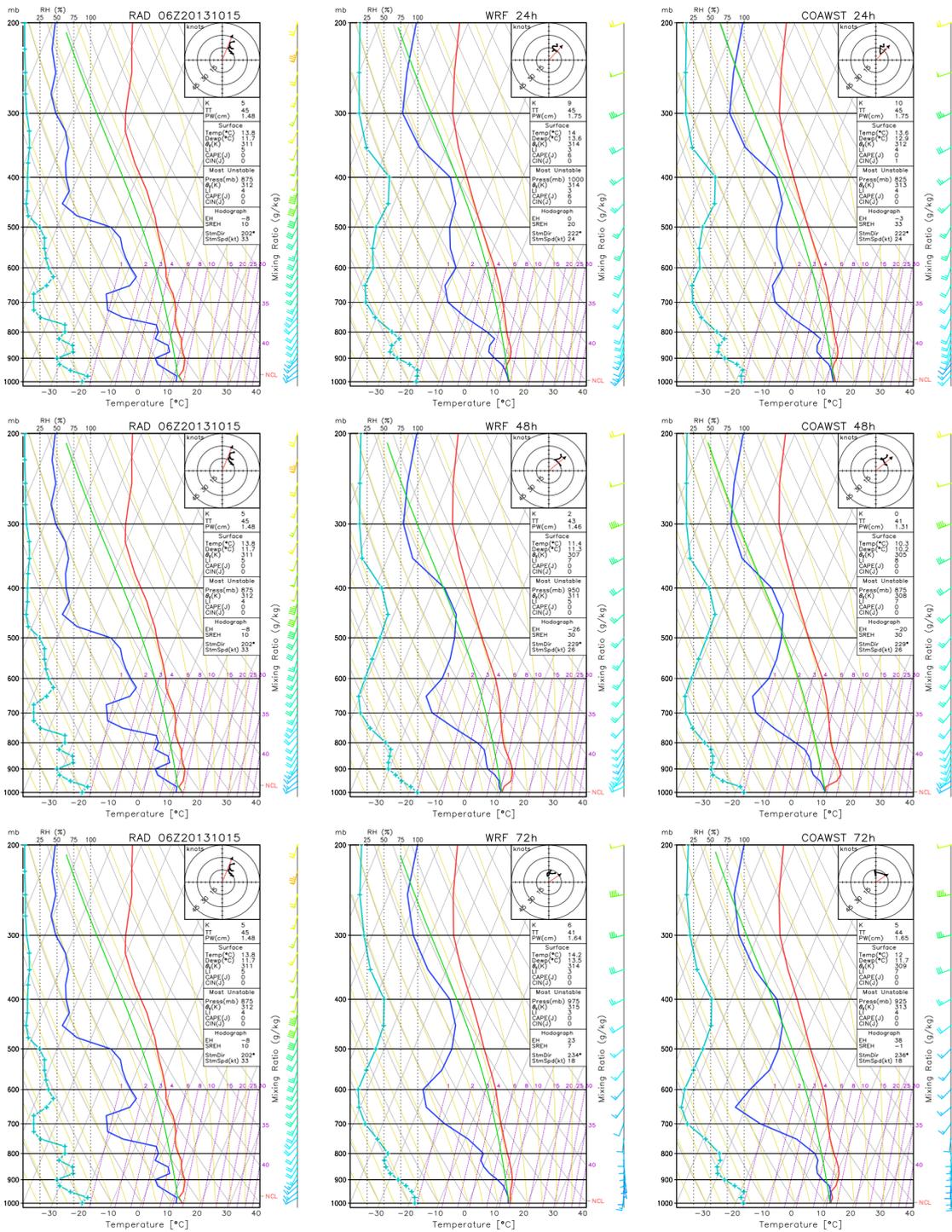
Figura 4.19 - Perfis verticais Skew-t referente à radiossonda obtida no dia 13 de outubro de 2013 às 13Z (à esquerda), simulados com 24, 48, e 72h de antecedência pelo WRF_exp (no centro) e COAWST_exp (à direita).



As linhas vermelha, azul e verde denotam, respectivamente, a temperatura do ar, do ponto de orvalho, da parcela de ar em °C, enquanto a linha azul clara, representa a Umidade relativa em %. Intensidade e direção do vento em barbelas, e o Nível de Condensação por Levantamento, sigla NCL.

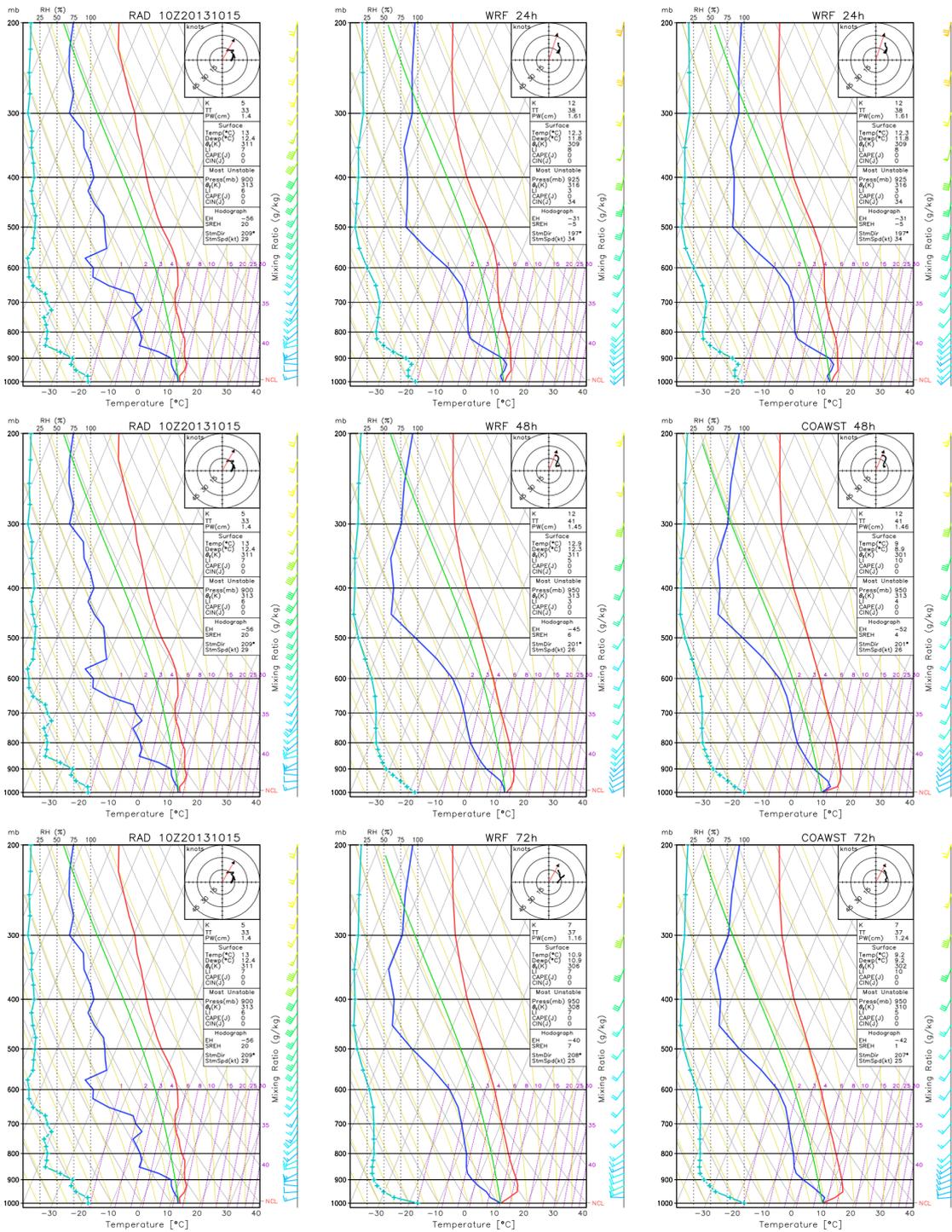
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.20 - Similar a Figura 4.19, mas referente à radiossonda obtida às 06Z do 15 de outubro de 2013.



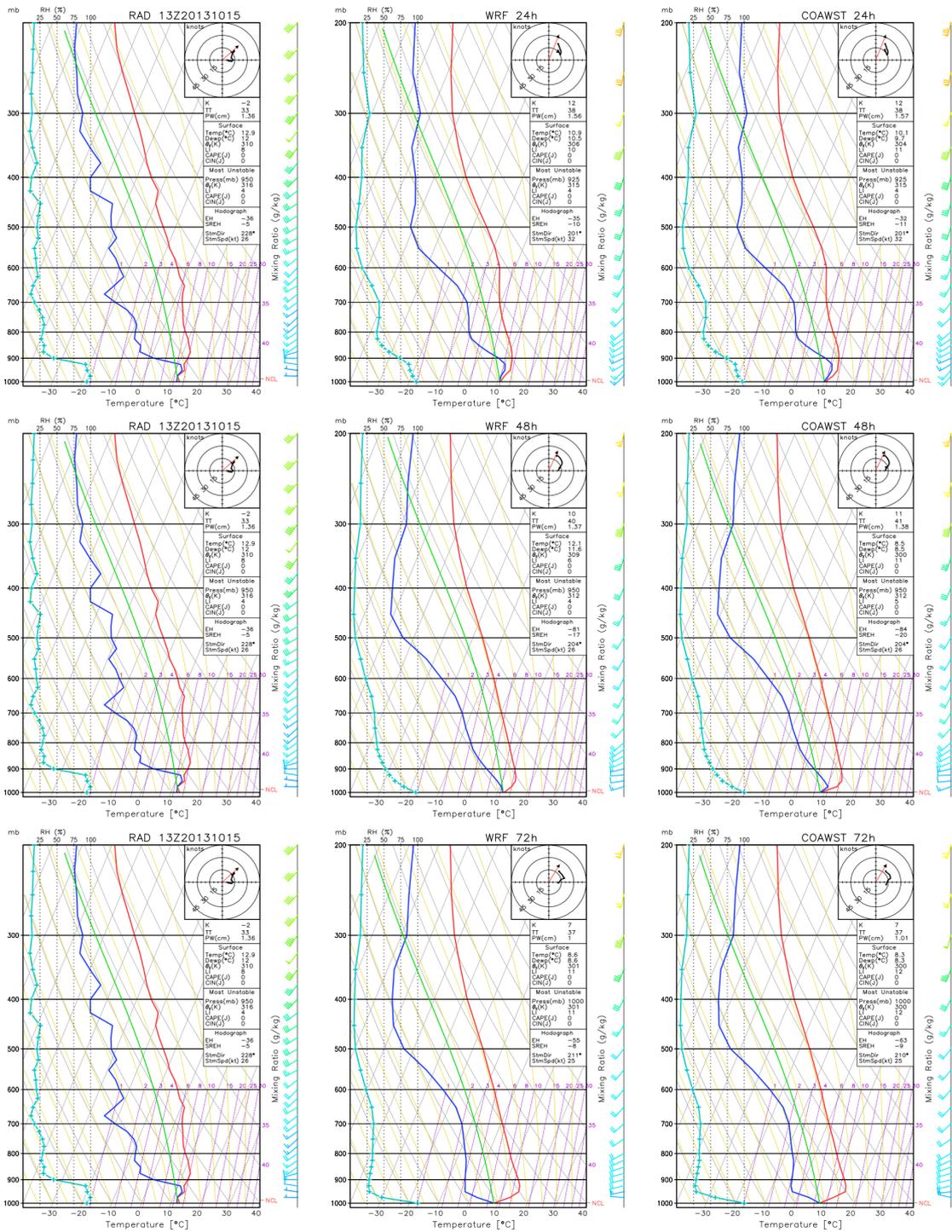
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.21 - Similar a Figura 4.19, mas referente à radiossonda obtida às 10Z do 15 de outubro de 2013.



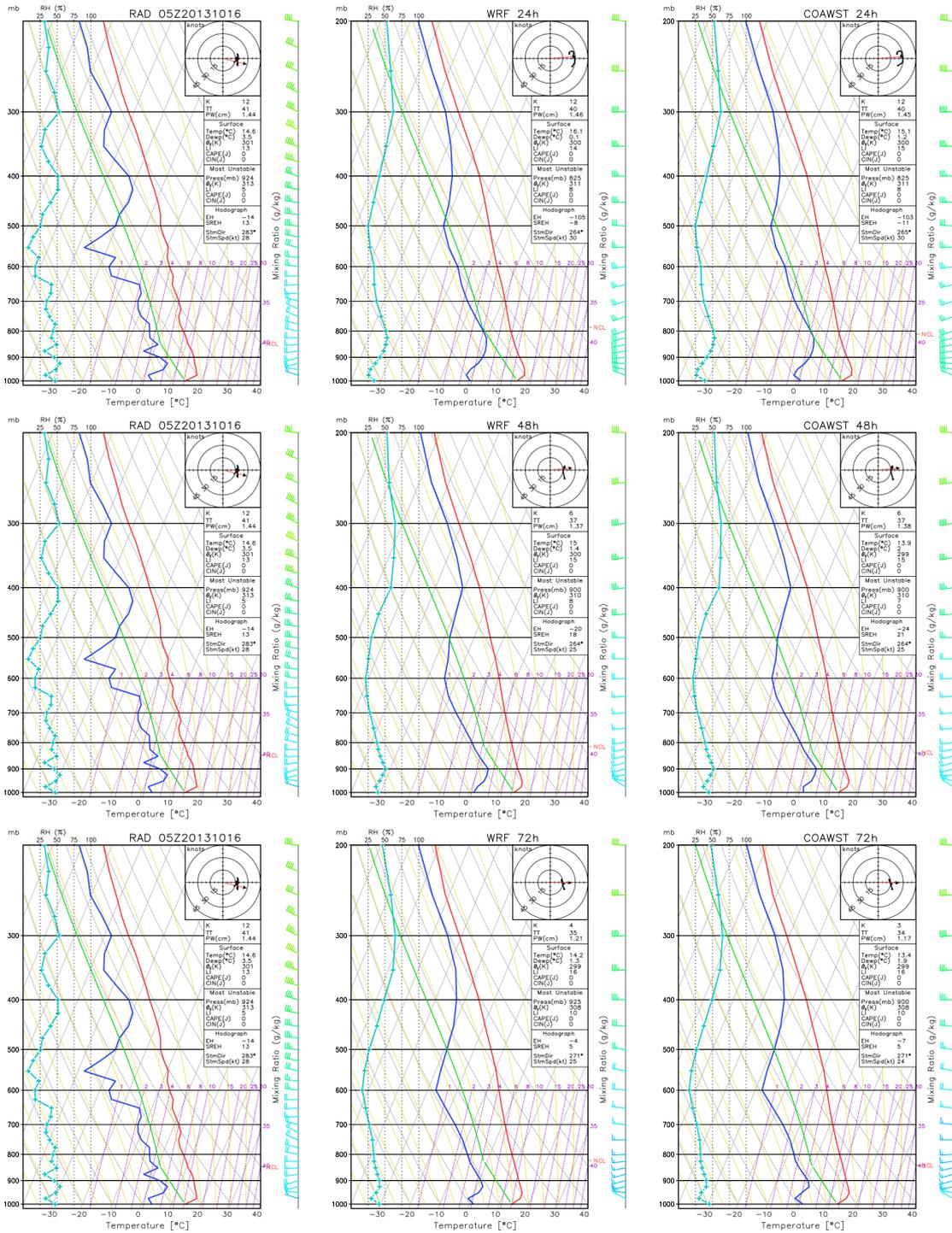
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.22 - Similar a Figura 4.19, mas referente à radiossonda obtida às 13Z do 15 de outubro de 2013.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.23 - Similar a Figura 4.19, mas referente à radiossonda obtida às 05Z do 16 de outubro de 2013.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.1 - Índices de instabilidade calculados a partir das radiossondas medidos *in situ* e simulados com o WRF_exp e COAWST_exp. A interpretação desses índices são apresentadas de acordo com os valores obtidos nos perfis; para CAPE 1 ou 1000 (atmosfera pouco instável), LI 0 ou superior (atmosfera estável), K <15 (improvável convecção), K 15 a 25 (pequeno potencial para convecção), K 26 a 39 (potencial moderado para convecção), TT <44 (convecção improvável) e TT 44 a 50 (provável convecção).

Data	Índice	RAD	WRF			COAWST			WRF-COAWST		
			13Z	24h	48h	72h	24h	48h	72h	24h	48h
13/10/2013	CAPE	0	0	17	0	0	0	0	0	17	0
	LI	3	1	1	4	1	0	5	0	1	-1
	K	27	32	33	31	32	35	31	0	-2	0
	TT	43	47	47	43	47	48	43	0	-1	0
15/10/2013	CAPE	0	6	0	0	0	0	0	6	0	0
	LI	5	3	7	3	4	8	7	-1	-1	-4
	K	5	9	2	6	10	0	5	-1	2	1
	TT	45	45	43	41	45	41	44	0	2	-3
15/10/2013	CAPE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LI	7	8	5	7	11	10	10	-3	-5	-3
	K	5	12	12	7	12	12	7	0	0	0
	TT	33	38	41	37	38	41	37	0	0	0
15/10/2013	CAPE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LI	8	10	6	11	11	11	12	-1	-5	-1
	K	-2	12	10	7	12	11	7	0	-1	0
	TT	33	38	40	37	38	41	37	0	-1	0
16/10/2013	CAPE	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	LI	13	14	15	16	15	15	16	-1	0	0
	K	12	12	6	4	12	6	3	0	0	1
	TT	41	40	37	35	40	37	34	0	0	1

Fonte: Produção do Autor.

4.3 Análise da estabilidade sobre CLAM na CBM

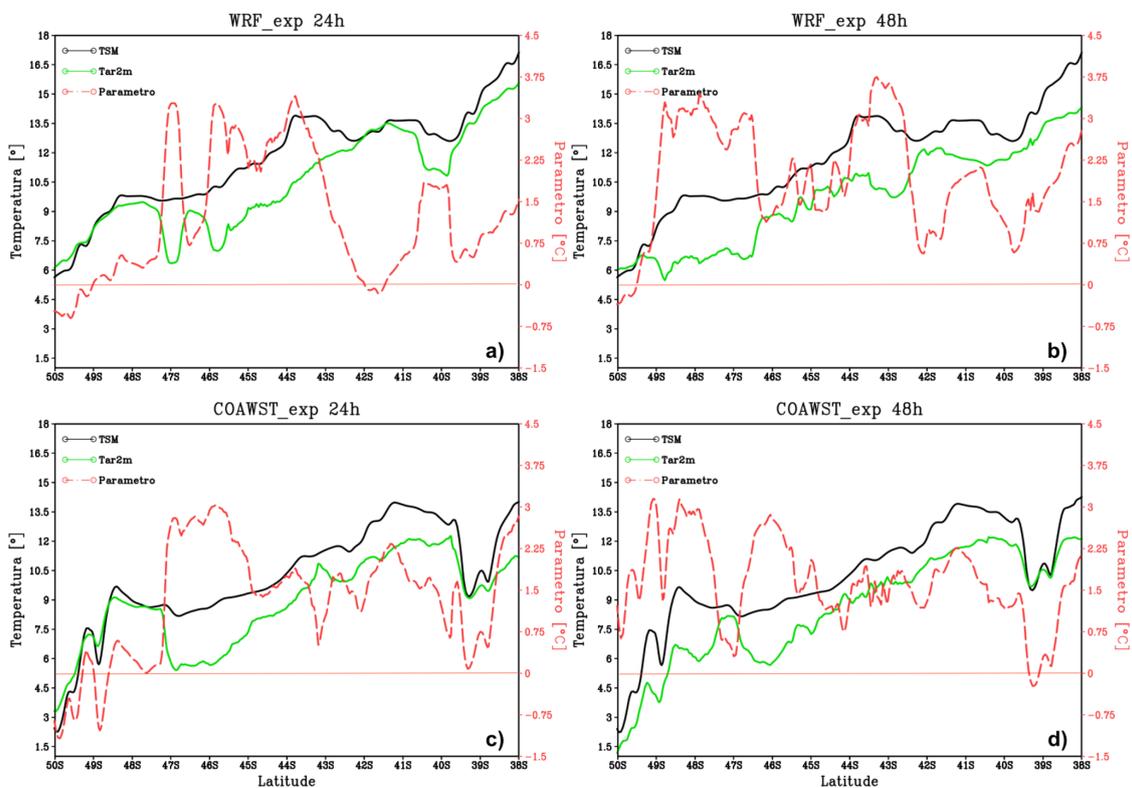
Para esta análise, foi escolhida a região de alta variabilidade da mesoescala oceânica na CBM, onde delimitou-se uma seção meridional compreendida de 38°S à 50°S, e 52°W, em função dos intensos gradientes de TSM (representado pela linha preta sobre a Figura 4.9, à direita). Aqui, o principal objetivo é compreender como os modelos acoplado e desacoplado respondem à estabilidade da CLAM para diferentes inicializações.

Observa-se que ao longo da seção transversal a TSM (linha preta) é maior que T_{ar2} (linha verde) (Figura 4.24). Isto ocorre devido ao padrão de escoamento do vento de oeste estabelecido sobre a CBM (Figura 4.26), o que ocasionou na predominância de massas de ar mais frias sobre quase toda a região, resultando no parâmetro de estabilidade positivo (Figuras 4.24) além de, FCL do oceano para atmosfera (Figuras 4.25) os quais tendem aquecer a troposfera inferior. Em torno de 48°S e 50°S, sobre as águas mais frias da CM, a TSM diminui chegando a ser menor que a T_{ar2} exceto no COAWST_exp com 48h, onde esta característica não é perceptível (Figura 4.24, d).

Por outro lado, em torno de 38.5°S e 39.5°S verifica-se uma queda brusca na TSM e T_{ar2} do COAWST_exp (Figura 4.24 e 4.24, inferior), sendo conseqüentemente refletido no parâmetro de estabilidade, FCL, e no desenvolvimento da CLAM. A diferença máxima entre os FCL simulado com 24h e 48h foi de cerca de $38 W.m^{-2}$ para o WRF_exp em 43.5°S, e $22 W.m^{-2}$ para o COAWST_exp em 41°S. Já em relação ao parâmetro de estabilidade, os máximos valores variaram de 3.7°C (WRF_exp) e 3.0°C (COAWST_exp), em torno das regiões de maiores diferenças entre a TSM e a T_{ar2} .

Contudo, baseado nestas análises percebe-se que diferentes inicializações afetaram diretamente no padrão de desenvolvimento da CLAM, e nos FCL superficiais. No qual é mais raso, e menos intenso nos experimentos inicializados com 24h (Figura 4.24 à esquerda) do que 48h (Figura 4.25 à direita), onde, em geral, a CLAM é mais desenvolvida e os FCL mais intensos.

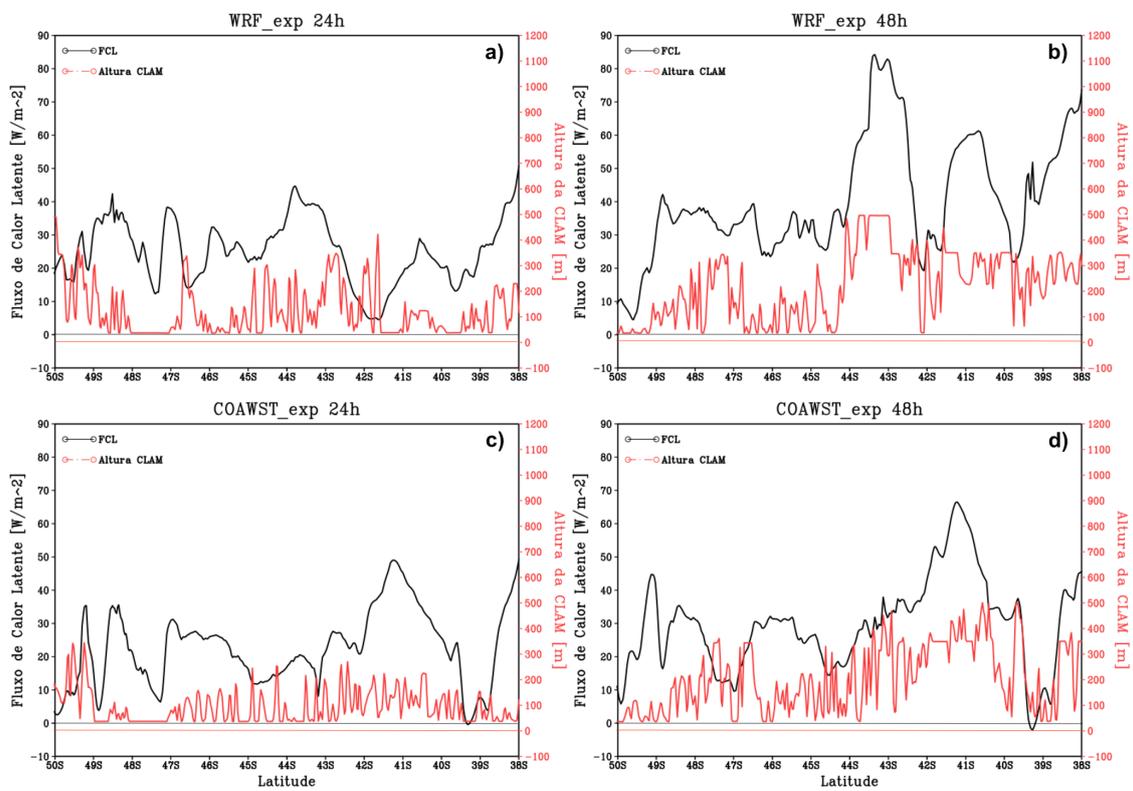
Figura 4.24 - Campos atmosférico e oceânico obtidos na seção meridional definida entre 38°S-50°S e 52°W, para o dia 15 de outubro de 2013 às 06UTC. Na parte superior simulado com o WRF_exp e inicializado com 24h (a) e 48h (b), enquanto na inferior, simulado com COAWST_exp e inicializado com 24h (c) e 48h (d) de antecedência.



As linhas preta e verde representam, respectivamente, a temperatura da superfície do mar e do ar a 2 metros, enquanto a linha vermelha, o parâmetro de estabilidade.

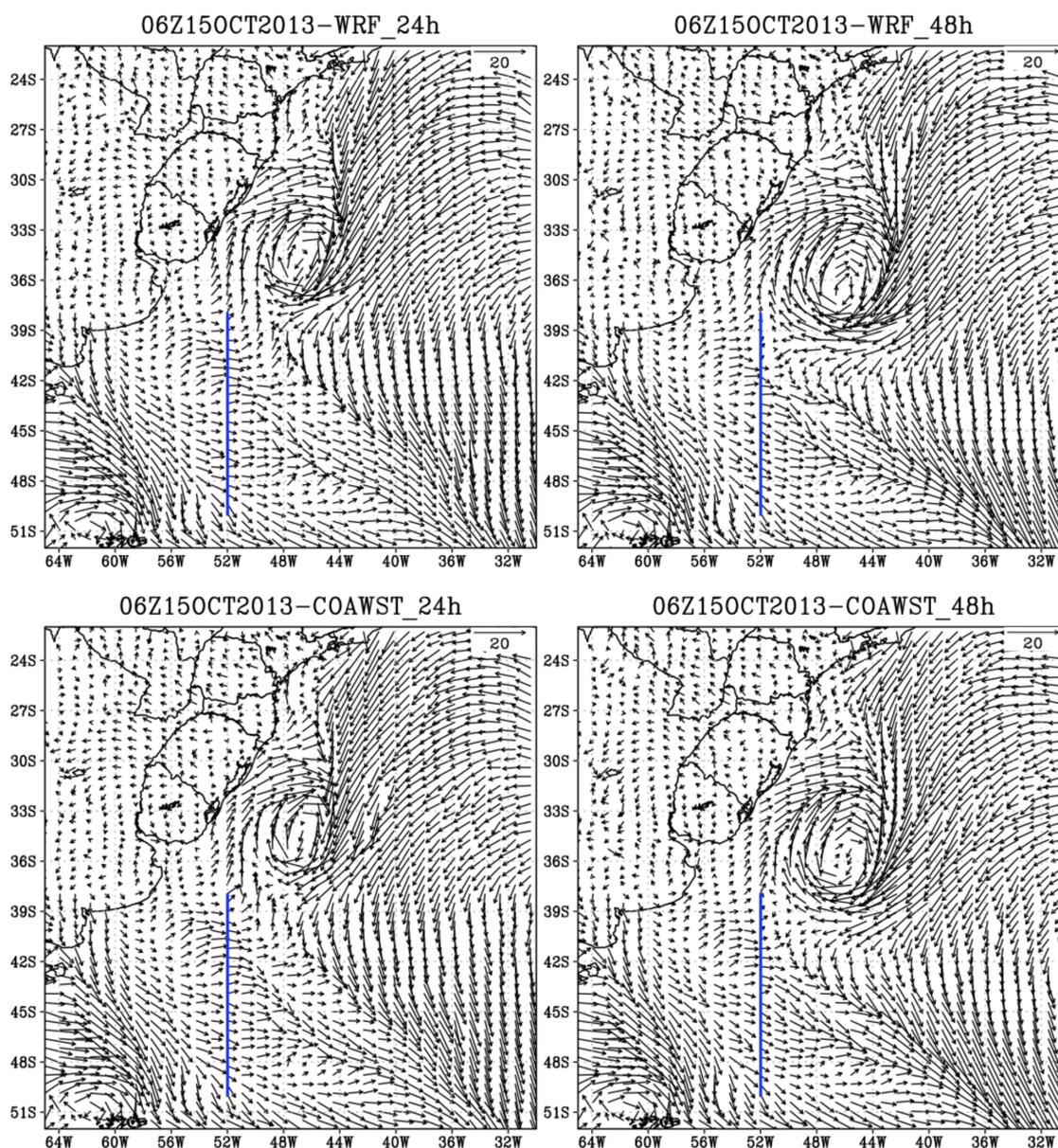
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.25 - Similar a Figura 4.24 mas, para as variáveis fluxo de calor latente (linha preta) e altura da camada limite atmosférica marinha (linha vermelha).



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.26 - Campos de escoamento do vento para o dia 15 de outubro de 2013 às 06UTC. Na parte superior simulado com o WRF_exp e inicializado com 24h (a) e 48h (b), enquanto na inferior, simulado com COAWST_exp e inicializado com 24h (c) e 48h (d) de antecedência.



Linhas azuis denotam a seção meridional definida na CBM entre 38°S-50°S e 52°W, descritas nas figuras anteriores.

Fonte: Produção do autor.

5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS

5.1 Conclusões

Neste trabalho, investigaram-se os processos de interação oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sudoeste (ATLSW) durante a passagem de um ciclone ocorrido entre os dias 13 e 16 de outubro de 2013. Além disso, avaliou-se a influência desse oceano nas variáveis atmosféricas próximas à superfície com base nas previsões de 24, 48, e 72h de antecedência realizadas por meio do sistema de modelagem regional acoplado de alta resolução COAWST.

Deste modo, diversos experimentos numéricos foram conduzidos. Inicialmente, seis simulações foram realizadas com o modelo atmosférico WRF, no qual uma TSM (proveniente do CFSv2) atualizada a cada 6h, era usada para forçar o modelo WRF durante os experimentos desacoplados. Em seguida, acoplou-se o WRF ao modelo oceânico ROMS de modo que ambos trocassem informações ao longo das simulações. No final, os resultados de ambos experimentos foram comparados com reanálises atmosféricas, oceânicas, e medições obtidas *in situ* durante a OPERANTAR XXXII.

A realização desta pesquisa, na busca de identificar as características da atmosfera, do oceano, antes e durante o ciclo de vida do ciclone permitiu concluir que para o evento estudado, a gênese do sistema ocorreu sob regiões de fracos gradientes térmicos horizontais mas, desenvolveu com o avanço gradual do ciclone em direção ao sudeste. O ciclone formou-se no dia 13 às 18UTC (valor da isóbara central 1010 hPa), devido à pré-existência da convergência entre os fluxos dos anticiclones centrados em 33°S-32°W e 42°S-50°W, e o surgimento de um cavado de onda curta nos níveis superiores da troposfera. Já nos estágios de intensificação (valor da isóbara central de 1004 hPa, dia 14 às 18UTC), o ciclone foi caracterizado por intensos movimentos verticais em baixos níveis na ordem de $-0.3 Pa.s^{-1}$, além do aumento da instabilidade baroclínica tal como foi observado através da aproximação das isolinhas de espessura da camada entre 1000 e 500 hPa no setor sudeste do centro do ciclone. Durante o ciclo de vida do sistema, a pressão central mínima alcançada foi de 1002 hPa na fase de maturação (dia 15 às 06UTC). Nesta fase, a divergência em médios níveis foi o principal mecanismo responsável pelo aprofundamento máximo do ciclone. Com o aumento da pressão central em 1008 hPa, enfraquecimento da convergência e dos movimentos verticais ascendentes em baixos níveis, o ciclone enfraqueceu (00UTC de 16 de outubro) tendo dissipado posteriormente.

A partir da análise dos termos da equação do balanço de calor em cada estágio de

evolução do ciclone concluiu-se que, uma maior contribuição dos movimentos verticais (termo adiabático e da advecção vertical de temperatura) e do resíduo, na baixa e média troposfera ocorreram durante a fase inicial e de intensificação do ciclone, enquanto na maturação, o forte aquecimento (com valores máximos de $12 \times 10^{-5} \text{ k.s}^{-1}$) gerado pela advecção horizontal de temperatura na baixa troposfera, respectivamente, foi um dos principais mecanismos para o desenvolvimento do ciclone. Quando o ciclone alcançou a fase de enfraquecimento, a contribuição dos processos diabático e adiabático no desenvolvimento do ciclone em baixos níveis se reduziram próximo a zero. Porém, entre 250 à 750 hPa, os termos dos movimentos verticais contribuíram para um forte aquecimento e resfriamento da coluna atmosférica.

Os resultados médios das variáveis PNMM, u_{10} e v_{10} obtidas a partir das quatro simulações de 24, 48 e 72h inicializadas antes e durante o desenvolvimento do ciclone (ilustrado na Figura 3.6), mostraram vieses e RMSE mais baixo para os EXPs24. Concluiu-se que isto ocorreu porque, em quase todas as CIs utilizadas nas médias de 24h, o centro da baixa já se encontrava formado possibilitando uma simulação adequada das condições atmosféricas cujos erros foram relativamente menores. Por outro lado, analisando apenas as simulações longas inicializadas antes da formação do ciclone notou-se que, o EXP48 simulou a intensidade e trajetória do sistema muito próxima do observado pelas reanálises do CFSv2 e ERA5. Já neste último caso, sugere-se que este fato esteja associado ao *spin-up* dos modelos, pois, sem a formação prévia da baixa nas CIs o modelo demonstrou maior eficiência com 48h do que 24h, indicando que mecanismos e distúrbios de meso-escala desenvolvidos nas simulações mais longas do modelo (48h) foram importantes para o desenvolvimento das condições necessárias para a ciclogênese ocorrida. É importante ressaltar que tanto nas avaliações médias quanto das simulações longas individuais, a eficácia do WRF_exp e COAWST_exp foram menores e os erros maiores nos EXPs72.

Com base na verificação do desempenho do COAWST_exp em simular a TSM considera-se que o ROMS, representou adequadamente a distribuição espacial de TSM sobre o ATLSW e os processos de meso-escala oceânica presentes na CBM. Porém, algumas características como o posicionamento mais ao norte da CM, e o viés negativo (com valores máximos de $\approx 6^\circ\text{C}$) ao longo das águas fluindo pela plataforma continental (Figura 4.18), o que influenciou diretamente no conteúdo reduzido de umidade específica a 2 metros da superfície devido às trocas de propriedades físicas que ocorrem entre o oceano e a atmosfera, revelam que uma atenção minuciosa é necessária durante avaliação de ambos resultados atmosféricos e oceânicos. Não obstante, observaram-se também as vantagens dos sistemas de modelagem acoplada

concernente à possibilidade do estudo em simultâneo das componentes; atmosférica e oceânica.

Apesar da superestimação dos campos de TSM ao longo da plataforma continental pelo COAWST_exp, conclui-se que isto não causou impactos significantes na simulação do ciclone durante os experimentos acoplados, devido à boa concordância entre os campos dinâmicos do COWST_exp com WRF_exp e as reanálises do CFSv2.

A verificação dos experimentos em simular os perfis verticais atmosféricos medidos *in situ* na OPERANTAR XXXII permitiu concluir que, em geral, os experimentos demonstraram um bom desempenho na representação da estabilidade atmosférica sobre o ATLSW. Em todos os casos, a Temperatura do ar (T_{ar}) foi a variável melhor representada pelos experimentos acoplado e desacoplado, enquanto o vento, a de difícil estimativa. A ausência do cisalhamento vertical do vento na baixa troposfera no primeiro caso analisado, respectivamente, ocorreu devido ao deslocamento do centro de baixa pressão mais ao norte no WRF_exp e COAWST_exp durante a fase inicial. Ao contrário do observado nos campos médios, aqui, os perfis dos EXPs24 e EXPs48 além de representarem melhor a estrutura vertical da atmosfera em geral, também demonstraram pouca divergência. Isto pode estar associado ao fato de que as radiossondas analisadas, na maioria, foram coletadas ao sul da região de gênese do ciclone, onde conseqüentemente os erros dos experimentos acoplados e desacoplados inicializados com 24 e 48 foram pequenos e similares.

Além disso, os índices de instabilidade CAPE, LI, TT e K tanto do WRF_exp quanto COAWST_exp simularam valores semelhantes aos observados pelas radiossondas e, consistentes com os padrões de nebulosidade e sistemas atmosféricos de alta e baixa pressão atuantes na região. Por exemplo, na região de gênese do ciclone, 6 horas antes (dia 13 às 12UTC) os índices de instabilidades indicavam uma atmosfera estável com potencial para desenvolvimento de convecção, enquanto, nos demais casos sob atuação de um sistema de alta pressão observou-se uma atmosfera mais estável sem potencial para gerar convecção. A máxima diferença entre o WRF_exp e COAWST_exp em relação ao CAPE foi de 17 J/kg, LI 5, K 2 e TT 3. Contudo, estes resultados ressaltam a importância dos dados coletados durante as campanhas do Programa Antártico Brasileiro no estudo e compreensão do comportamento da estrutura vertical atmosférica do ATS, bem como na validação dos resultados de modelos numéricos.

5.2 Sugestões de trabalhos futuros

É importante ressaltar que, os resultados apresentados neste estudo foram obtidos apenas para um caso, o que evidentemente não pode ser considerado um padrão para todas as situações. Sendo assim, sugere-se a elaboração de mais estudos:

- Comparar a contribuição dos processos termodinâmicos através do balanço de calor no desenvolvimento dos ciclones que se estendem da baixa até a alta troposfera, e aqueles que alcançam somente os médios níveis, sobre a bacia do Atlântico Sudoeste.
- Avaliar o impacto das inicializações de 24, 48, e 72h antes da gênese dos ciclones sobre o continente e sobre o oceano, visto que dependendo da superfície, seu *feedback* pode ou não ter grande efeito no equilíbrio físico dos modelos regionais.
- Investigar a sensibilidade das condições iniciais e de contorno da componente oceânica ROMS, em relação aos diferentes produtos de TSM do *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) e SODA, na simulação de ciclones sobre a bacia do ATS.
- Investigar os diferentes esquemas de parametrizações da componente atmosférica do COAWST, no desempenho da representação dos termos do balanço de calor durante eventos de ciclone.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D22, p. D22107, nov 2010. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD013785>>. 2, 5
- BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima**. 9. ed. Porto Alegre-RS: [s.n.], 2013. 528 p. ISBN 9788565837101. 35, 58
- BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. Análise climatológica da Alta Subtropical do Atlântico Sul. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** [S.l.], 2000. p. 612–619. ISBN 9783540773405. 5, 12, 13
- BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 1, n. 2, p. 1–8, 1919. 5, 6
- BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 3, p. 3–18, 1922. 5, 6, 8
- CABRERA, M. J. **Estudo dos mecanismos físicos responsáveis pela estabilidade da Camada Limite Atmosférica Marinha na região do Atlântico Sudoeste**. 122 p. Tese (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São Jose dos Campos, SP, 2018. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R5MRN5>>. 18, 27, 35, 45, 61
- CARTON, J. A.; CHEPURIN, G. A.; CHEN, L. SODA3: a new ocean climate reanalysis. **Journal of Climate**, v. 31, n. 17, p. 6967–6983, sep 2018. ISSN 0894-8755. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JCLI-D-18-0149.1>>. 25, 26, 58
- CASTANEDO, S.; NUÑEZ, P.; PEREZ-DIAZ, B.; ABASCAL, A.; CARDENAS, M.; MEDINA, R. Operational oceanography system for oil spill risk management at santander bay (spain). In: AMERICAN GEOPHYSICAL UNION OCEAN SCIENCE MEETING, 2016... [S.l.], 2016. p. PO14B–2772. 27
- CAVALCANTI, I. F. d. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da; DIAS, M. A. F. d. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo-SP: [s.n.], 2009. 476 p. ISBN 978-85-86238-92-5. 5, 7, 12

- CHARNEY, J. G. The dynamic long waves in baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v. 4, p. 135–162, 1947. 8
- DOVE, H. W. **The law of storms**. 2. ed. London: [s.n.], 1862. 324 p. 5
- DUTRA, L. M. M.; ROCHA, R. P. da; LEE, R. W.; PERES, J. R. R.; CAMARGO, R. de. Structure and evolution of subtropical cyclone Anita as evaluated by heat and vorticity budgets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 143, n. 704, p. 1539–1553, 2017. ISSN 1477870X. 11, 21, 22, 47
- FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean- Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. 2, p. 3747–3764, 1996. 16, 31, 35
- FALLMANN, J.; LEWIS, H.; CASTILLO, J. M.; ARNOLD, A.; RAMSDALE, S. Impact of sea surface temperature on stratiform cloud formation over the North Sea. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 9, p. 4296–4303, may 2017. ISSN 00948276. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2017GL073105>>. 10
- FIALHO, W. M. B. **A importância do acoplamento oceano-atmosfera para a previsão da Zona de Convergência do Atlântico Sul**. 92 p. Tese (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 2017. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3M8M9SS>>. 11
- FITZROY, R. **The weather book: a manual of practical meteorology**. London: [s.n.], 1863. 463 p. 5
- GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, may 1991. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%7D281991%7D29119%7D3C1293%7D3ASCOSA%7D3E2.0.CO%7D3B2>>. 2, 5, 8, 9, 11, 20
- GOZZO, L. F.; ROCHA, R. P. da; REBOITA, M. S.; SUGAHARA, S. Subtropical cyclones over the southwestern south atlantic: climatological aspects and case study. **Journal of Climate**, v. 27, n. 22, p. 8543–8562, 2014. ISSN 08948755. 2, 11, 20

GRAMCIANINOV, C. B.; HODGES, K. I.; CAMARGO, R. The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 7-8, p. 4115–4140, 2019. ISSN 14320894. Disponível em:

<<https://doi.org/10.1007/s00382-019-04778-1>>. 2, 5, 8, 9, 11, 20, 37

GRAY, W. M. The formation of tropical cyclones. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 67, n. 1-4, p. 37–69, 1998. ISSN 01777971. 1, 2

HALLAK, R.; PEREIRA, A. J. F. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 4, p. 591–608, 2011. 35, 36

HART, R. E. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 4, p. 585–616, 2003. ISSN 00270644. 2, 11

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. ed. Elsevier, 2004. 532 p. Disponível em:
<<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/C20090633948>>. 8, 12, 20, 21, 94

HONG, S. Y.; LIM, J.-O. J. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). **Korean Meteorological Society**, v. 42, p. 129–151, 2006. 30, 31

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108–4129, 2005. ISSN 08948755. 2, 5, 8, 20

IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S. A.; COLLINS, W. D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. 2–9, 2008. 31

JACIC, Z. I. The Step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 927–945, 1994. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122{%-}3C0927:TSMECM{%-}3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122{%-}3C0927:TSMECM{%-}3E2.0.CO;2)>. 31

JEREZ, S.; LÓPEZ-ROMERO, J. M.; TURCO, M.; LORENTE-PLAZAS, R.; GÓMEZ-NAVARRO, J. J.; JIMÉNEZ-GUERRERO, P.; MONTÁVEZ, J. P. On

the spin-up period in WRF simulations over Europe: trade-offs between length and seasonality. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 12, n. 4, p. 1–18, 2020. ISSN 19422466. 2, 3, 54

JONES, P. W. First- and second-order conservative remapping schemes for grids in spherical coordinates. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 9, p. 2204–2210, 09 1999. ISSN 0027-0644. Disponível em:

<[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)>.

33

LINDZEN, R. S.; NIGAM, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 17, p. 2418–2436, 09 1987. ISSN 0022-4928.

Disponível em:

<[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2)>.

17

MARION, J. R. **Providing the best turbulent heat flux estimates from eddy correlation and bulk methods using DYNAMO data**. 167 p. Tese (Master of Science) — Oregon State University, Corvallis, aug 2014. 1, 15, 16, 35, 58

MARQUES, R. d. F. C. **BLOQUEIO ATMOSFÉRICO NO HEMISFÉRIO SUL**. 182 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São Jose dos Campos, SP, 1996. 5

MATANO, R. P. **A numerical study of the circulation in the South Atlantic Ocean**. 173 p. Tese (Ph.D Atmospheric and Oceanic Sciences) — Princeton University, Princeton, New Jersey, 1991. 14

MATANO, R. P. On the separation of the Brazil current from the coast. **Journal of Physical Oceanography**, v. 23, n. 1, p. 79–90, jan 1993. ISSN 0022-3670.

Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485\(1993\)23<79:SO23>3.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0485(1993)23<79:SO23>3.0.CO;2)>. 2,

14

MENDES, D.; SOUZA, E. P.; MARENGO, J. A.; MENDES, M. C. Climatology of extratropical cyclones over the South American-southern oceans sector.

Theoretical and Applied Climatology, v. 100, n. 3, p. 239–250, 2010. ISSN 14344483. 2, 5, 8, 9, 11, 20, 37

MOURA, R. **Mecanismos de estabilidade da camada limite atmosférica marinha na região da confluência Brasil-Malvinas**. 144 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São Jose dos Campos, SP, 2017. Disponível em:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3Q5AEPH>>. 17, 27, 35

OLABARRIETA, M.; WARNER, J. C.; ARMSTRONG, B.; ZAMBON, J. B.; HE, R. Ocean-atmosphere dynamics during Hurricane Ida and Nor'Ida: an application of the coupled Ocean-Atmosphere-Wave-Sediment Transport (COAWST) modeling system. **Ocean Modelling**, v. 43-44, p. 112–137, 2012. ISSN 14635003. 27

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991. ISSN 00796611. 12, 14

PETTERSEN, S. **Weather analysis and forecasting**. New York and London: [s.n.], 1940. 505 p. 5

PETTERSEN, S.; SMEBYE, S. J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 97, n. 414, p. 457–482, 1971. ISSN 1477870X. 6

PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I. The first south atlantic hurricane: unprecedented blocking, low shear and climate change. **Geophysical Research Letters**, v. 32, 2005. 1, 2

PEZZI, L. P.; DE Souza, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A.; DE Camargo, R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 19, p. 1–19, 2009. ISSN 01480227. 2, 14, 17, 35, 45

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. 1–4, nov 2005. ISSN 00948276. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2005GL023866>>. 2, 14, 17, 18, 35

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. D.; QUADRO, M. F. Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do Oceano Atlântico Sul baseada em dados observacionais. **Revista Brasileira de**

Meteorologia, v. 31, n. 4, p. 428–453, sep 2016. ISSN 1982-4351. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786312314201500320Arbmet.org.br>>. 14, 58

PIVA, E. D.; MOSCATI, M. C. d. L.; GAN, M. A. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na Costa Leste da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 450–476, 2008. ISSN 0102-7786. 1, 2, 9

PRAKASH, K. R.; NIGAN, T.; PANT, V. Simulating the cyclone induced turbulent mixing in the bay of bengal using coawst model. In: AGU FALL MEETING ABSTRACTS, 2016... [S.l.], 2017. p. A13H-2190. 27

PULLEN, J.; ALLARD, R.; SEO, H.; MILLER, A. J.; CHEN, S.; PEZZI, L. P.; SMITH, T.; CHU, P.; ALVES, J.; CALDEIRA, R. Coupled ocean-atmosphere forecasting at short and medium time scales. **Journal of Marine Research**, v. 75, n. 6, p. 877–921, 2017. ISSN 0022-2402. 3, 10, 32, 33, 55

RADINOVIC, D. On the development of orographic cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 474, p. 927–951, 1986. ISSN 1477870X. 7

REBOITA, M. S. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul: simulação climática e experimentos de sensibilidade**. 294 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo-IAG, São Paulo, SP, 2008. Disponível em: <https://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_michelle_s_reboita_0.pdf>. 1, 2, 5, 7, 8, 9, 10, 20

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. da; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010. ISSN 0102-7786. 5, 12

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. da; CUSTÓDIO, I. S. Ciclones em superfície nas latitudes austrais: parte II estudo de casos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 4, p. 633–647, 2017b. ISSN 19824351. 38

RICCHI, A.; MIGLIETTA, M. M.; BONALDO, D.; CIONI, G.; RIZZA, U.; CARNIEL, S. Multi-physics ensemble versus atmosphere-ocean coupled model simulations for a tropical-like cyclone in the Mediterranean Sea. **Atmosphere**, v. 10, n. 4, p. 1–22, 2019. ISSN 20734433. 3, 27

ROCHA, R. P. D.; CAETANO, E. The role of convective parameterization in the simulation of a cyclone over the South Atlantic. **Atmosfera**, v. 23, p. 1 – 23, 01 2010. ISSN 0187-6236. Disponível em: <http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0187-62362010000100001&nrm=iso>. 21, 46, 47

SAHA, S.; MOORTHY, 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.; DOOL, H. van den; ZHANG, Q.; WANG, W.; CHEN, M.; BECKER, E. The NCEP climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, n. 6, p. 2185–2208, mar 2014. ISSN 0894-8755. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>>. 25, 58

SELUCHI, M. E. Diagnostico y pronostico de situaciones sinopticas conducentes a ciclogenesis sobre el este de Sudamerica. **Geofisica Internacional**, v. 34, n. 2, p. 171–186, 1995. ISSN 00167169. 5, 8, 9, 13

SHAPIRO, M. A.; KEYSER, D. Fronts, jet streams and the tropopause. extratropical cyclones, The Erik Palmén Memorial. **American Meteorological Society**, n. 2, p. 167–191, 1990. 7, 38

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 9, n. 4, p. 347–404, jan 2005. ISSN 14635003. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500304000484>>. 30

SINCLAIR, M. R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 1601–1619, 1995. 2, 8

SINCLAIR, M. R.; REVELL, M. J. Classification and composite diagnosis of extratropical cyclogenesis vents in the Southwest Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 4, p. 1089–1105, 04 2000. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2000\)128<1089:CACDOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2000)128<1089:CACDOE>2.0.CO;2)>. 21

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; POWERS, J. G.; WANG, W.; HUANG, X.-Y.; DUDA, M. G. **A description of the advanced research WRF Version 3**. [s.n.], 2008. 125 p. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.5065/D68S4MVH>>. 28, 29, 31

SOUZA, R.; PEZZI, L.; SANTINI, M.; OLIVEIRA, F. Air-sea interaction over warm and cold core eddies in the Brazil-Malvinas Confluence Zone. **Remote Sensing MDPI**, p. 1–19, 2020. 2, 14, 18, 35, 58

SOUZA, R. B. de; MATA, M. M.; GARCIA, C. A.; KAMPEL, M.; OLIVEIRA, E. N.; LORENZZETTI, J. A. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil-Malvinas Confluence region. **Remote Sensing of Environment**, v. 100, n. 1, p. 52–66, 2006. ISSN 00344257. 2, 14, 26, 45, 58

STEWART, R. H. **Introduction to physical oceanography**. Texas A & M University: Cambridge, 2005. 351 p. 1

STRUB, P. T.; JAMES, C.; COMBES, V.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R.; PALMA, E. D.; SARACENO, M.; GUERRERO, R. A.; FENCO, H.; RUIZ-ETCHEVERRY, L. A. Altimeter-derived seasonal circulation on the southwest Atlantic shelf: 27-43S. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, n. 5, p. 3391–3418, may 2015. ISSN 21699275. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2015JC010769>>. 15

STULL, R. **Practical meteorology - an algebra-based survey of atmospheric science**. Vancouver, Canada: [s.n.], 2015. 938 p. ISBN 978-0-88865-176-1. Disponível em: <<http://www.eos.ubc.ca/books/Practical{ }Meteorology/>>. 15, 53

SURVO, P.; TURUNEN, M.; SALO, T.; JAUHAINEN, H. Vaisala radiosonde RS41: new sensing technologies for operational upper air measurements. Petersburg, p. 43, 2014. Disponível em: <[s://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-116{ }TECO-2014/{ }OASession1/01{ }4{ }Survo{ }VaisalaRS41.pdf](http://www.wmo.int/pages/prog/www/IMOP/publications/IOM-116{ }TECO-2014/{ }OASession1/01{ }4{ }Survo{ }VaisalaRS41.pdf), 2014>. 23

SUTIL, U.; PEZZI, L. P. **Guia prático para utilização do COAWST - 2ª Edição**. [S.l.: s.n.], 2019. 1-104 p. ISBN 978-85-17-00098-0. 28

SUTIL, U. A.; PEZZI, L. P.; CÁSSIA, R. D.; ALVES, M.; NUNES, A. B. Ocean-atmosphere interactions in an extratropical cyclone in the Southwest Atlantic. **Anuário do Instituto de Geociências**, Rio de Janeiro, RJ, v. 42, n. 0101-9759, p. 525–535, 2019. 3, 10, 27

TONIKAGA, H.; TANIMOTO, Y. SST-induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas confluence: satellite and in situ observations. **Journal of**

Climate, v. 18, n. 17, p. 3470–3482, 2005. Disponível em:
<<https://doi.org/10.1175/JCLI3485.1>>. 17

WALLACE, J. M.; MITCHELL, T. P.; DESER, C. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the Eastern Equatorial Pacific: seasonal and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 2, n. 12, p. 1492–1499, 12 1989. ISSN 0894-8755. Disponível em:
<[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2)>. 17

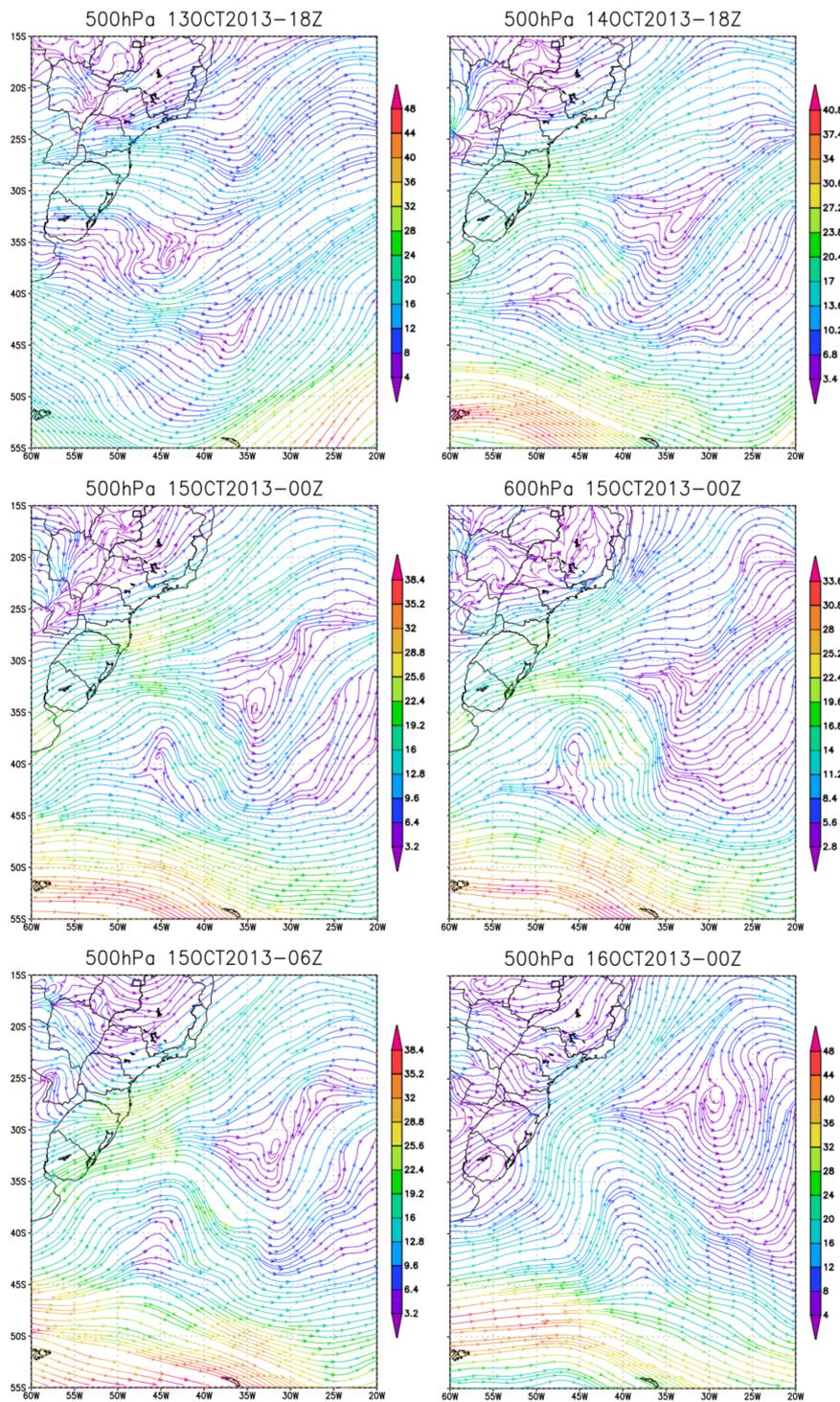
WARNER, J. C.; ARMSTRONG, B.; HE, R.; ZAMBON, J. B. Development of a Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) modeling system. **Ocean Modelling**, v. 35, n. 3, p. 230–244, jan 2010. ISSN 14635003. Disponível em:
<<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1463500310001113>>. 30

WARNER, J. C.; PERLIN, N.; SKYLLINGSTAD, E. D. Using the model coupling toolkit to couple earth system models. **Environmental Modelling and Software**, v. 23, n. 10-11, p. 1240–1249, 2008. ISSN 13648152. 27

WARNER, T. T. **Numerical weather and climate prediction**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010. 27, 30

APÊNDICE A - Campos sinóticos adicionais de linhas de correntes em médios níveis durante o ciclo de evolução do ciclone.

Figura A.1 - Campos de escoamento e intensidade do vento (m/s) em 500 hPa referente aos dias 13, 14 e 16, e em 500 e 600 hPa para o dia 15 de outubro de 2013.

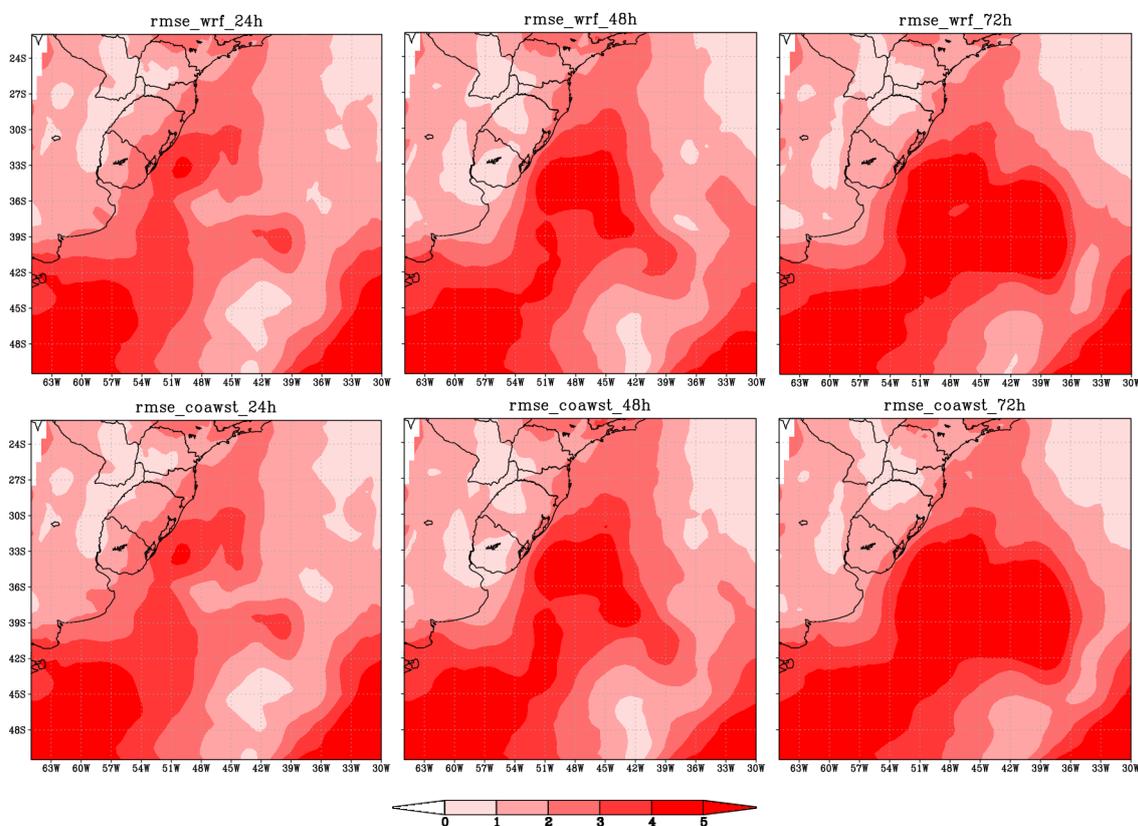


Fonte: Produção autor.

APÊNDICE B - Representação dos campos de RMSE calculados a partir das médias dos experimentos do WRF_exp e COAWST_exp.

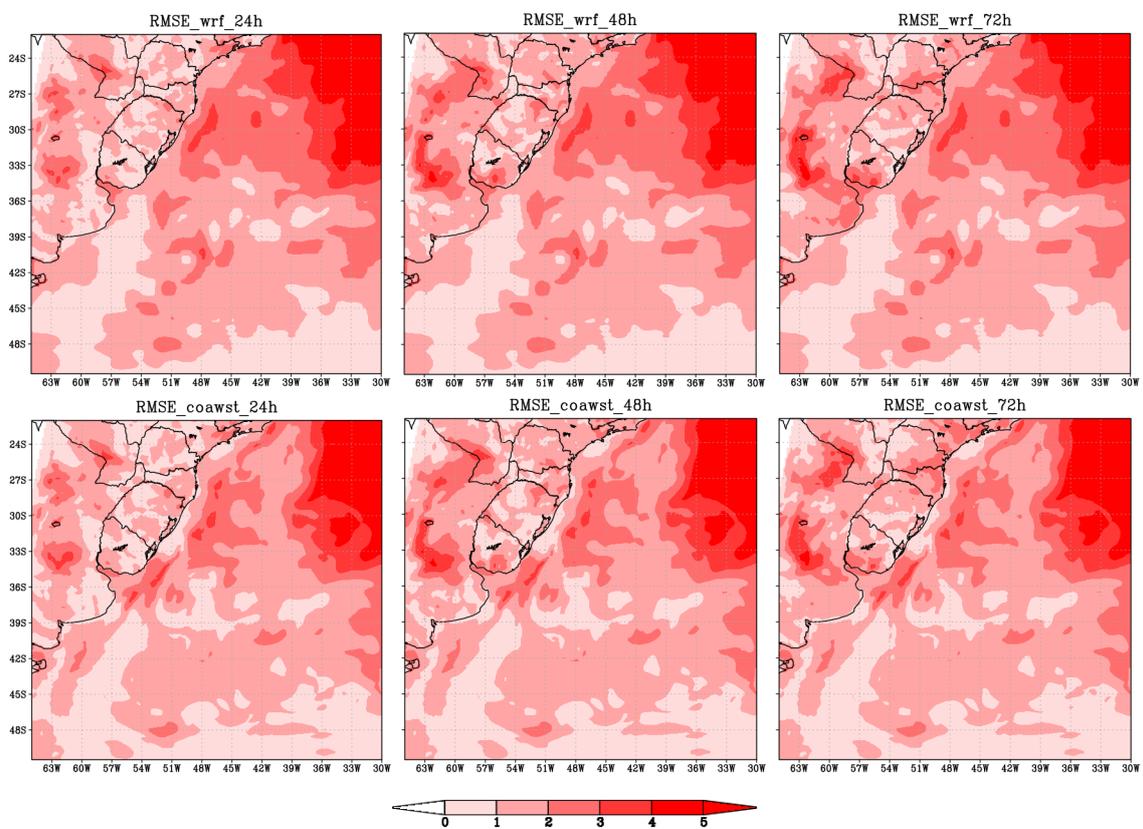
Este apêndice complementa a discussão apresentada na Seção 4.2. Aqui são apresentados os campos da Raiz do Erro Quadrático Médio (RSME) obtidos com os experimentos acoplados (WRF_exp) e desacoplados (COAWST_exp).

Figura B.1 - Campos de RMSE da PNMM para 24 (à esquerda), 48 (no centro) e 72h (à direita) de antecedência. A parte superior representam, respectivamente, os experimentos simulados com WRF_exp, enquanto a inferior COAWST_exp.



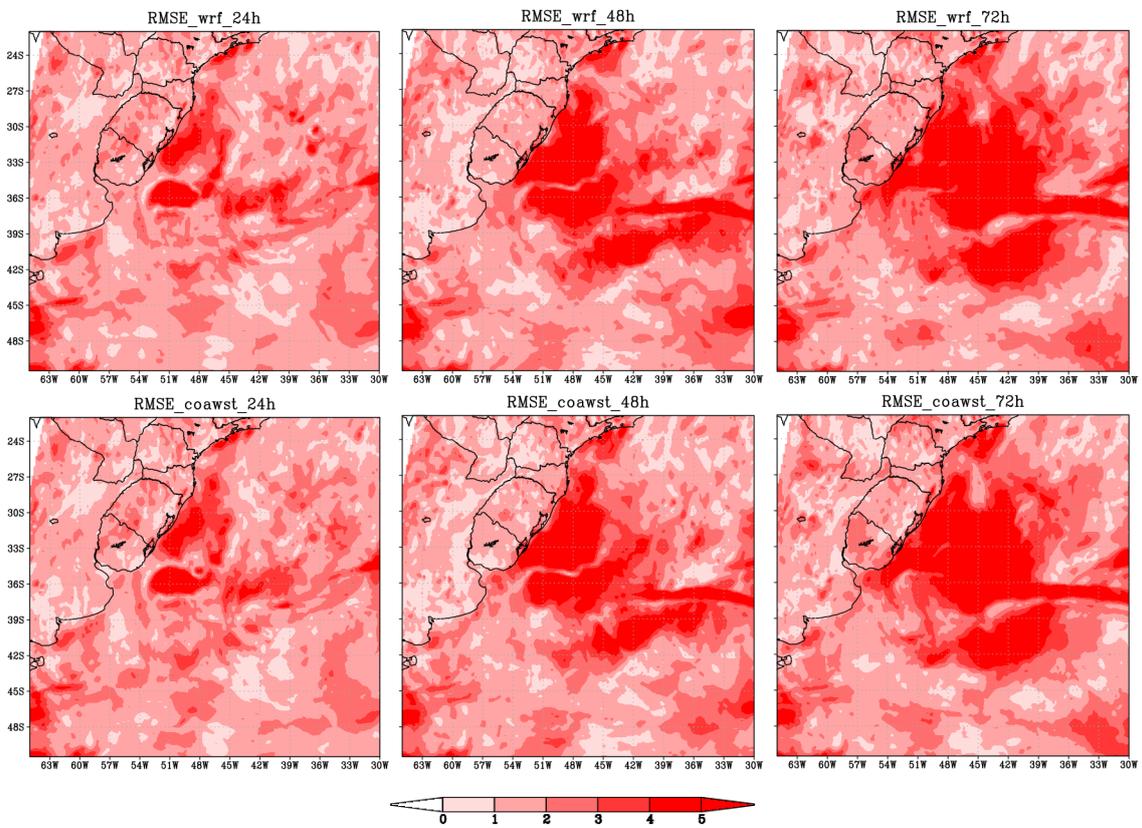
Fonte: Produção autor.

Figura B.2 - Similiar a Figura B.1, mas referente à *qsfc2*.



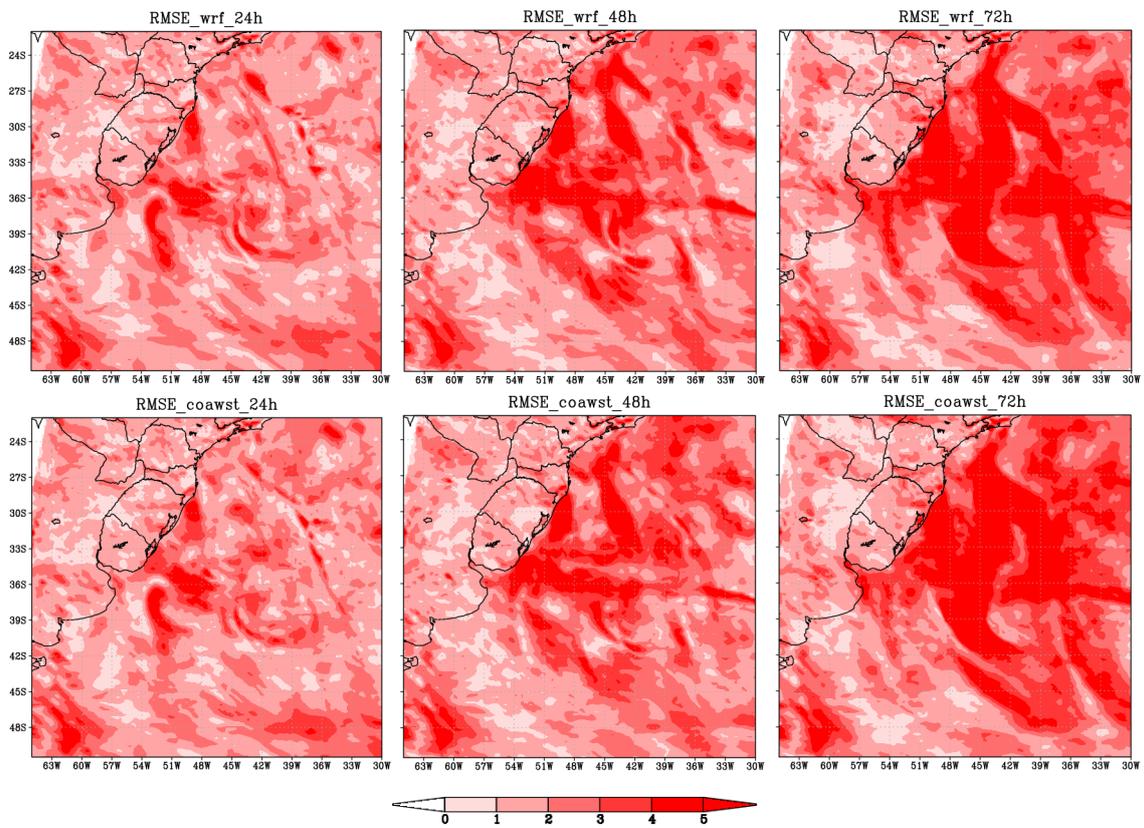
Fonte: Produção autor.

Figura B.3 - Similiar a Figura B.1, mas referente à u_{10} .



Fonte: Produção autor.

Figura B.4 - Similiar a Figura B.1, mas referente à v_{10} .



Fonte: Produção autor.

ANEXO A - Demonstração da equação da termodinâmica expressa na forma do balanço de calor.

A primeira lei da termodinâmica conhecida como a lei da conservação de energia diz que, em um sistema sob equilíbrio termodinâmico a quantidade de energia adicionada ou retirada pode ser usada tanto para variar a energia interna do sistema, quanto realizar trabalho através da compressão e expansão do volume.

$$C_p \frac{DT}{Dt} - \alpha \frac{DP}{Dt} = J \quad (\text{A.1})$$

Expressando a equação A.1 da termodinâmica em um sistema isobárico e expandindo a derivada total $\frac{DT}{Dt}$ obtém-se que:

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial p} \right) - \alpha \frac{DP}{Dt} = J \quad (\text{A.2})$$

Considerando $\frac{DP}{Dt} = \omega$ e dividindo a equação A.2 por C_p obtém-se:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial p} - \omega \frac{\alpha}{C_p} = \frac{J}{C_p} \quad (\text{A.3})$$

Sabendo que:

$$J = \frac{\partial H}{\partial T} \Rightarrow \frac{J}{C_p} = \frac{1}{C_p} \frac{\partial H}{\partial T} = F_T \quad (\text{A.4})$$

$\frac{\partial H}{\partial T}$ é a taxa de aquecimento da parcela de ar através de processos diabáticos, isto é, fluxos radiativos, liberação de calor latente, calor sensível e fluxos turbulentos.

A partir da equação dos gases ideias podemos descrever o volume específico como:

$$PV = mRT \Rightarrow \frac{V}{m} = \frac{RT}{P} \quad (\text{A.5})$$

$$\alpha = \frac{V}{m} = \frac{RT}{P}$$

Substituindo o resultado da equação A.4 e A.5 na A.3 obtêm-se que:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial p} - \omega \frac{RT}{C_p P} = F_T \quad (\text{A.6})$$

Sendo S_p o parâmetro de estabilidade em um sistema isobárico e dado por:

$$S_p \equiv \frac{RT}{C_p P} - \frac{\partial T}{\partial p} \quad (\text{A.7})$$

$$S_p \omega \equiv \omega \frac{RT}{C_p P} - \omega \frac{\partial T}{\partial p}$$

Assim sendo, organizando os termos da equação A.6, a equação da termodinâmica na forma do balanço de calor pode ser escrito das seguintes formas:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} - S_p \omega = \frac{J}{C_p} \quad (\text{A.8})$$

$$F_T = \frac{\partial T}{\partial t} - \left(-V_H \cdot \nabla_p T + \omega \frac{RT}{C_p p} - \omega \frac{\partial T}{\partial p} \right)$$

A primeira expressão da equação A.8 pode ser encontrada no livro do Holton (2004) na página 59.

A.1 Fórmulas dos índices de instabilidades utilizadas nos Perfis Skew-T

A estabilidade estática é um parâmetro usado para descrever o estado da atmosfera (estável, instável ou neutra) baseado na taxa de variação da temperatura da parcela de ar na vertical. Diversos índices podem ser utilizados para expressar a probabilidade do desenvolvimento de tempestades e/ou convecção profunda.

Aqui, são apresentadas as fórmulas usadas nos cálculos dos índices ¹, porém, informações adicionais encontram-se em: https://www.weather.gov/source/zhu/ZHU_Training_Page/convective_parameters/skewt/skewtinfo.html SKEW.

A Energia Potencial Disponível para Convecção é dada pela seguinte expressão:

$$\mathbf{CAPE} = g \int_{NCE}^{NE} \frac{T_p - T_a}{T_a} dz$$

Para $0 < \mathbf{CAPE} \leq 1000$ pouco instável, $1000 < \mathbf{CAPE} \leq 2500$ moderadamente instável, $2500 < \mathbf{CAPE} \leq 4000$ muito instável, e $\mathbf{CAPE} > 4000$ extremamente instável.

Lifted Index (LI): este índice indica o grau de severidade das tempestades.

$$\mathbf{LI} = T_{500} - T_{p850}$$

Se $\mathbf{LI} \geq 0$ (atmosfera estável), -1 à -3 (marginalmente instável), -4 à -6 (moderadamente instável), -7 à -9 (muito instável), e -10 ou menos (instabilidade extrema).

Índice K: fornece a probabilidade de ocorrência da tempestade e cobertura espacial.

$$\mathbf{K} = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} + T_{d700})$$

Se $\mathbf{K} < 15$ (convecção improvável), entre 15 à 25 (pequeno potencial de convecção), 26 à 39 (convecção moderado), e $\mathbf{K} > 40$ (Alto potencial para convecção).

Total Totals (TT): indica a probabilidade de intensas atividades de trovoadas.

$$\mathbf{TT} = T_{850} + T_{d850} - 2T_{500}$$

Se $\mathbf{TT} < 44$ (convecção improvável), entre 44 à 50 (provável convecção), 51 à 52 (tempestades severas isoladas), 53 à 56 (tempestades severas amplamente espalhadas) e > 56 (tempestades severas espalhadas).

¹Nas fórmulas acima g é aceleração da gravidade, NCE é o nível de convecção espontânea de uma parcela levantada e NE seu nível de equilíbrio. T , T_d , e T_p em °C denotam, respectivamente, a temperatura do ar ambiente, do ponto de orvalho, e da parcela de ar; os valores posteriores estas variáveis referem-se aos níveis isobáricos em hPa.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Contam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.