



MINISTÉRIO DA  
CIÊNCIA, TECNOLOGIA  
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.04.01.00-TDI

## VARIABILIDADE SUBMENSAL DA CAMADA DE MISTURA MARINHA DURANTE EPISÓDIOS DE ZCAS OCEÂNICA

Eliana Bertol Rosa

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Mario Francisco Leal de Quadro, aprovada em 19 de agosto de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45NDUHB>>

INPE  
São José dos Campos  
2021

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)  
Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
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 - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

**Membros:**

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)  
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)  
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)  
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon  
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA  
CIÊNCIA, TECNOLOGIA  
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.04.01.00-TDI

## VARIABILIDADE SUBMENSAL DA CAMADA DE MISTURA MARINHA DURANTE EPISÓDIOS DE ZCAS OCEÂNICA

Eliana Bertol Rosa

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Mario Francisco Leal de Quadro, aprovada em 19 de agosto de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/45NDUHB>>

INPE  
São José dos Campos  
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Rosa, Eliana Bertol.

Ro71v Variabilidade submensal da camada de mistura marinha durante episódios de ZCAS oceânica / Eliana Bertol Rosa. – São José dos Campos : INPE, 2021.

xxiv + 83 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/11.04.01.00-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.

Orientadores : Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Mario Francisco Leal de Quadro.

1. Zona de Convergência do Atlântico Sul. 2. Interação oceano-atmosfera. 3. Camada de mistura oceânica. 4. Balanço de calor. 5. Fluxo de calor. I.Título.

CDU 528.8:551.581.2

---



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**  
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR**DEFESA FINAL DE TESE DE ELIANA BERTOL ROSA**  
**BANCA Nº 212/2021, REG 133507/2017**

No dia 19 de agosto de 2021, às 09h00min, por teleconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutora em Sensoriamento Remoto. O trabalho precisa da incorporação das correções sugeridas pela Banca Examinadora e revisão final pelo(s) orientador(es).

**Título: “VARIABILIDADE SUBMENSAL DA CAMADA DE MISTURA MARINHA DURANTE EPISÓDIOS DE ZCAS OCEÂNICA”**

**Observações da banca:** Incluir um detalhamento sobre os trabalhos futuros. A banca elogiou a elevada qualidade da apresentação da doutoranda.

**Membros da banca:**

Dr. Douglas Francisco Marcolino Gherardi - Presidente - INPE  
Dr. Luciano Ponzi Pezzi - Orientador - INPE  
Dr. Mario Francisco Leal de Quadro - Orientador - IFSC/DASS  
Dr. João Antonio Lorenzetti - Membro Interno - INPE  
Dr. Pedro Leite Silva Dias - Membro Externo - USP/IAG  
Dr. Antonio Fernando Härter Fetter Filho - Membro Externo - UFSC/CFM



Documento assinado eletronicamente por **Douglas Francisco Marcolino Gherardi, Tecnologista**, em 19/08/2021, às 14:41 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Luciano Ponzi Pezzi, Pesquisador**, em 19/08/2021, às 15:21 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Antonio fernando härter Fetter Filho (E), Usuário Externo**, em 19/08/2021, às 16:10 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **JOAO ANTONIO LORENZETTI (E), Usuário Externo**, em 24/08/2021, às 20:05 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Pedro Leite da Silva Dias (E), Usuário Externo**, em 25/08/2021, às 14:46 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **Mario Francisco Leal de Quadro (E), Usuário Externo**, em 30/08/2021, às 15:08 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **7976959** e o código CRC **B9B18A27**.

---

*“Quando não acompanhada por uma manifestação e uma expressão em ação, a posse do conhecimento em nada difere do acúmulo de metais preciosos - uma coisa inútil e tola”.*

WILLIAM WALKER ATKINSON  
em “O Caibalion”, 1978





*Dedico esta tese em memória ao meu querido tio, **Jonas Irineu dos Santos Filho**. Obrigada por tudo o que me ensinou.*



## AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente pela oportunidade de estar viva nesta Terra, por respirar este ar e pisar neste chão. Pois sem isto, nem doutorado, nem tese seriam possíveis. Posteriormente, agradeço a todos que contribuíram com esta jornada, conforme se segue:

A meus pais, João e Helenides Maria, que nunca deixaram faltar nada, nem apoio, nem motivação, nem incentivo de qualquer ordem fosse. Às minhas irmãs, Giane e Gisele, por todo o carinho e paciência ao longo de todos esses anos. Ao meu querido companheiro, Leandro Teixeira, que até nos momentos mais difíceis foi gentil e paciente comigo.

Agradeço imensamente aos meus orientadores, Luciano e Mario e ao João Lorenzetti, por sempre fornecerem conselhos valiosos que, com certeza, fizeram toda a diferença na construção deste documento. Tem sido um honra caminhar ao lado de vocês ao longo destes seis anos de INPE. Muito obrigada pela boa convivência, risadas, puxões de orelha, conselhos, oportunidades e conversas. Eu aprendi e cresci muito e, por isso, sou grata. Deixo aqui registrado também meus sinceros agradecimentos aos membros da banca, Pedro Dias, Antonio Fetter e Douglas Gherardi, pela disponibilidade e dedicação na correção da tese. Foi uma alegria e uma honra contar com a presença de vocês nesta etapa da caminhada.

Agradeço também aos colegas e colaboradores Drs. Marcelo Santini e Jonas Takeo Carvalho, por também contribuírem com bons conselhos científicos e incentivo, sempre. Ao meu parceiro de turma e laboratório, Nelson, pois enfrentamos os momentos finais dos nossos doutorados juntos, o que foi bastante desafiador, mas também divertido. Agradeço à Luciana, Regiane, Ana e Mainara pela generosidade, acolhimento e apoio nos momentos finais.

Agradeço também a todos os demais colegas do laboratório LOA, que não citarei os nomes individualmente, mas que estão contemplados aqui pelo apoio, risadas e compartilhares. Não seria a mesma coisa sem vocês, o que ficou, lamentavelmente, mais do que provado por estes quase dois anos de isolamento. Agradeço a todos os servidores do INPE: dona Rosa por manter a sala e o SERE impecáveis; à Ieda pela excelente coordenação da pós graduação; às secretárias que seguraram as pontas neste período conturbado; ao pessoal da portaria, sempre gentis e solícitos e àqueles que trabalharam e trabalham duro para manter a excelência desta instituição, em todos os níveis. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação

de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de  
Financiamento 001.

## RESUMO

A ZCAS é um dos principais fenômenos atmosféricos de escala sinótica durante o verão da América do Sul, sendo caracterizada por uma banda de nebulosidade contínua, que se estende do sul da região Amazônica, centro-oeste e sudeste do Brasil e oceano Atlântico sudoeste (ATSO). Durante os episódios de ZCAS oceânica (ZCASOCN), a banda de nebulosidade sobre o ATSO pode cobrir uma área equivalente à 5 vezes o estado de Minas Gerais, provocando profundas alterações na circulação de baixos níveis atmosféricos, aumentando a taxa de precipitação sobre o oceano em até 10 vezes o valor da média climatológica e podendo permanecer ativa de 4 à 17 dias em casos extremos. A hipótese desta tese, é que a variabilidade sinótica nos baixos níveis atmosféricos, provocada pela presença da ZCASOCN, é capaz de promover alterações nas propriedades e na dinâmica da camada de mistura oceânica (CMO). As poucas menções feitas sobre a influência deste fenômeno atmosférico no oceano superior se referem ao decréscimo da temperatura da superfície do mar (TSM) abaixo da banda de nebulosidade, forçado pela redução da incidência de radiação de ondas curtas sobre o oceano. Também é mencionado um mecanismo dinâmico de retroalimentação negativa, onde a rotação ciclônica dos ventos superficiais, característica da parte sul da ZCASOCN, induz um decréscimo da TSM via bombeamento de Ekman, que por sua vez auxilia na dissipação da convecção atmosférica. Nossos resultados sugerem, no entanto, que a dinâmica oceânica de escala submensal associada à ZCASOCN é muito mais complexa, sendo governada por mecanismos distintos nas regiões à norte e à sul da banda de nebulosidade. Na parte norte, foi encontrado um aprofundamento da CMO, relacionado à intensificação dos ventos superficiais de N-NE e à instabilidade convectiva na superfície oceânica, forçada termodinamicamente pela presença da banda de nebulosidade. Além disto, o padrão das ondas de gravidade geradas pelo vento associado à ZCASOCN, tem potencial para intensificar este aprofundamento. Nesta região, também há um resfriamento da CMO devido ao entranhamento de águas mais frias pela base da mesma, associado tanto ao aprofundamento da CMO, como à divergência das correntes horizontais em sua base e existência de águas mais frias abaixo dela. Na parte sul da banda de nebulosidade, por outro lado, há um afinamento da CMO, relacionado à desaceleração dos ventos superficiais e, principalmente, à estabilidade convectiva forçada pela precipitação associada à ZCASOCN, que resulta em ganho de fluatibilidade pelo oceano, apesar da intensa redução da radiação de ondas curtas incidente. Em relação ao bombeamento de Ekman, nossos resultados sugerem que, embora se tenha vortacidade ciclônica dos ventos atuando em superfície na parte sul da ZCASOCN, não há velocidade vertical ascendente na base da CMO, nem a água abaixo dela é mais fria. Estes dois fatores, associados ao afinamento da CMO, suprimem o entranhamento, sugerindo que o mecanismo dinâmico, da forma como está proposto na literatura, pode não ter nenhum efeito no decréscimo da TSM.

Palavras-chave: Zona de Convergência do Atlântico Sul. Interação oceano-atmosfera. Camada de mistura oceânica. Balanço de calor. Fluxo de calor.



# MARINE MIXED LAYER SUBMONTHLY VARIABILITY DURING OCEANIC SOUTH ATLANTIC CONVERGENCE ZONE EVENTS

## ABSTRACT

The South Atlantic Convergence Zone (SACZ) is one of the main synoptic-scale atmospheric phenomena during the South American summer, characterized by a continuous cloud band extending from the southern Amazon region, midwest and southeastern Brazil, and the Southwestern Atlantic Ocean (SWAT). Throughout the oceanic SACZ (OSACZ) episodes, the cloud band above the SWAT may cover an area five times the size of the state of Minas Gerais, causing significant changes in the lower levels atmospheric circulation, increasing the precipitation rate over the ocean up to tenfold the climatological average and can remain active for 4 to 17 days in extreme cases. This thesis hypothesizes that the synoptic variability in the low atmospheric levels, caused by the presence of the OSACZ, is able to promote alterations in the properties and dynamics of ocean mixed layer (OML). The few mentions of this atmospheric phenomenon in the upper ocean refer to the sea surface temperature (SST) decrease below the cloud band, forced by the reduction in short wave radiation incidence over the ocean. A dynamic negative feedback mechanism is also reported, where the cyclonic rotation of surface winds, characteristic of the southern part of the OSACZ, induces a SST decrease via Ekman pumping, aiding in the dissipation of atmospheric convection. The results suggest that the submonthly scale oceanic dynamics associated with the OSACZ is more complex, being governed by distinct mechanisms to the north and to the south of the cloud band. To the north, an OML deepening was detected, related to the intensification of the N-NE surface winds and convective instability on the ocean surface, thermodynamically forced by presence of the cloud band. In addition, the pattern of wind-generated gravity waves associated with the OSACZ has the potential to intensify this deepening. In this region, a cooling of the OML also occurs due to entrainment of colder waters from its own base, connected to both the OML deepening and the horizontal currents divergence in its bottom, as well as the existence of colder waters below it. On the other hand, to the south of the cloud band, there is a thinning of the OML, related to the surface winds deceleration, and especially to the connective stability forced by the OSACZ associated rainfall, which results in an ocean buoyancy gain, despite the intense short wave radiation incidence reduction. Regarding Ekman pumping, our results suggest that although one has cyclonic wind vorticity acting at the surface in the southern part of the OSACZ, there is no upward velocity at the OML base, nor is the water below it colder. These two factors, combined with the OML thinning, suppress the entrainment, which suggests that the dynamic mechanism of surface cooling, as is has been proposed in the literature, may not result in a SST decrease.

Keywords: South Atlantic Convergence Zone. Ocean atmosphere interaction. Oceanic mixed layer. Heat budget. Heat flux.





## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 ZCAS e ZCAS oceânica. . . . .	5
2.2 Produção de ECT na camada de mistura oceânica. . . . .	9
2.3 Definição da camada de barreira. . . . .	12
3.1 Tendência da PCMO. . . . .	24
3.2 Vento a 10 m de altura. . . . .	26
3.3 Fluxo de fluatibilidade. . . . .	29
3.4 Fluxo de calor equivalente ao fluxo de fluatibilidade. . . . .	30
3.5 O papel relativo das ondas na produção de ECT. . . . .	32
3.6 PCMO: Argo <i>versus</i> Glorys12v1. . . . .	34
4.1 Balanço de calor. . . . .	45
4.2 Tendência dos fluxos em superfície. . . . .	47
4.3 Advecção horizontal. . . . .	48
4.4 Velocidade vertical na base da CMO. . . . .	50
4.5 Concentração de Clorofila-a. . . . .	52
4.6 Espessura da camada de barreira. . . . .	53
4.7 Evolução temporal da CBar abaixo da ZCASOCCN. . . . .	54
4.8 Tendência da TSM. . . . .	55
4.9 Termo de resíduo. . . . .	56
6.1 Desenho esquemático. . . . .	62
A.1 Distribuição espacial dos perfis Argo. . . . .	81
B.1 Anomalia de CBar durante a ZCASOCCN. . . . .	83



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Episódios de ZCASO CN. A quinta e sexta colunas mostram o valor médio da ROL ( $\text{W m}^{-2}$ ) e a área ( $\times 10^5 \text{ km}^2$ ) da porção oceânica do segmento de imagem classificado como ZCASO CN. . . . .	20
3.2 <i>Stress</i> do vento ( $\tau$ ) e fração deste <i>stress</i> que adentra a coluna d'água além da subcamada viscosa ( $G^*$ ) para a semana anterior e durante os episódios de ZCASO CN. . . . .	27
3.3 Tendência do fluxo líquido de calor em superfície relativo à semana anterior dos episódios de ZCASO CN. . . . .	31
3.4 PCMO baseada nos perfis verticais de temperatura e densidade potencial dos dados <i>in situ</i> Argo (Arg) e de reanálise Glorys12v1 (Glo). . . . .	35
3.5 Viés e erro médio quadrático (rmse) entre a salinidade e a temperatura dos perfis Argo e da reanálise Glorys12v1 para os primeiros 5 m da coluna d'água. . . . .	35



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATSO	–	Oceano Atlântico sudoeste
CBar	–	Camada de barreira
CCon	–	Camada de compensação
CMO	–	Camada de mistura oceânica
ECMWF	–	Centro europeu de previsão de médio e longo prazo
ECT	–	Energia cinética turbulenta
ERA5	–	Reanálise atmosférica produzida pelo ECMWF
Glorys12v1	–	Reanálise oceânica
MCGA	–	Modelo de circulação geral da atmosfera
MCGO	–	Modelo de circulação geral dos oceanos
NDJFM	–	Novembro, dezembro, janeiro, fevereiro, março
NEMO	–	Núcleo europeu de modelagem oceânica
PCMO	–	Profundidade da camada de mistura oceânica
TSM	–	Temperatura da superfície do mar
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCASOCN	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul oceânica
ZCIT	–	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	–	Zona de Convergência do Pacífico Sul
ROL	–	Radiação de onda longa emergente
WW3	–	Modelo de ondas <i>Wave Watch 3</i>



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\Theta$	– temperatura potencial
$\sigma_{\Theta}$	– anomalia de densidade potencial
$h$	– profundidade da camada de mistura detectada pelo topo da picnolina
$h_T$	– profundidade da camada isotérmica detectada pelo topo da termoclina
$B$	– fluxo de flutuabilidade
$B_{hf}$	– componente térmica do fluxo de flutuabilidade
$B_{fw}$	– componente salina do fluxo de flutuabilidade
$\alpha$	– coeficiente de expansão térmica da água do mar
$\beta$	– coeficiente de contração salina da água do mar
$C_p$	– capacidade calorífica da água do mar
$Q_{net}$	– fluxo superficial líquido de calor
$Q_{sw}$	– fluxo superficial de radiação de onda curta
$Q_{lw}$	– fluxo superficial de radiação de onda longa
$Q_{lh}$	– fluxo superficial de calor latente
$Q_{sh}$	– fluxo superficial de calor sensível
$Q_{pen}$	– componente penetrativa do $Q_{sw}$
$Q_0$	– fluxo líquido de calor em superfície corrigido por $Q_{pen}$
$\rho_w$	– densidade da água do mar
$S$	– salinidade superficial da água do mar
$P$	– taxa de precipitação
$E$	– taxa de evaporação
$Q_B$	– fluxo de calor equivalente ao fluxo de flutuabilidade
$u_*$	– velocidade de fricção superficial no ar
$v_*$	– velocidade de fricção superficial na água
$\rho_a$	– densidade do ar em superfície
$u_s$	– velocidade horizontal da deriva de Stokes em superfície
$w_{*L}^3$	– velocidade de escala da geração de turbulência pela ação das ondas
$La_t$	– número de Langmuir turbulento
$w_*^3$	– velocidade de escala da geração convectiva de turbulência
$w_a$	– idade da onda
$c_p$	– velocidade de fase das ondas de pico
$T_p$	– período de ondas de pico
$k$	– número de onda
$H_d$	– direção média de ondas
$w_{ek}$	– Ekman <i>upwelling</i>
$\tau$	– <i>stress</i> do vento
$f$	– parâmetro de Coriolis
$T - T_h$	– degrau de temperatura
$w_e$	– taxa de entranhamento
$w_{en}$	– termo de entranhamento
$w_h$	– divergência das correntes horizontais em $h$
$\epsilon$	– soma do resíduo e dos termos negligenciados na equação de balanço do calor





## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 Objetivos . . . . .	2
<b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> . . . . .	<b>3</b>
2.1 A ZCAS oceânica . . . . .	3
2.2 Fluxos na interface ar-mar . . . . .	5
2.3 Camada de mistura superficial do oceano . . . . .	7
2.4 A camada de barreira . . . . .	11
2.5 Balanço de calor na camada de mistura oceânica . . . . .	11
<b>3 VARIABILIDADE DA PROFUNDIDADE DA CAMADA DE MISTURA FORÇADA POR EPISÓDIOS DE ZCAS OCEÂNICA</b>	<b>15</b>
3.1 Introdução . . . . .	15
3.2 Dados e metodologias . . . . .	17
3.2.1 Dados de reanálise e modelagem numérica . . . . .	17
3.2.2 Dados <i>in situ</i> e satelitais . . . . .	19
3.2.3 Episódios de ZCASOCN . . . . .	19
3.2.4 Definição da profundidade da camada de mistura oceânica . . . . .	20
3.2.5 Geração de ECT forçada pela atmosfera . . . . .	21
3.3 Resultados e discussões . . . . .	23
3.3.1 Variabilidade da PCMO durante a ZCASOCN . . . . .	23
3.3.2 Forçante atmosférica: vento em superfície . . . . .	25
3.3.3 Forçante atmosférica: fluxo de fluatibilidade . . . . .	27
3.3.4 A relação com as ondas . . . . .	31
3.3.5 Estatísticas de incerteza e processos não avaliados . . . . .	33
3.4 Conclusões . . . . .	36
<b>4 BALANÇO DE CALOR NA CAMADA DE MISTURA SUPERFICIAL MARINHA DURANTE EPISÓDIOS DE ZCAS OCEÂNICA</b> . . . . .	<b>39</b>
4.1 Introdução . . . . .	39
4.2 Dados e metodologia . . . . .	41
4.2.1 Dados utilizados . . . . .	41

4.2.2	Metodologia . . . . .	42
4.3	Resultados e discussão . . . . .	44
4.3.1	Balço de calor na camada de mistura oceânica . . . . .	44
4.3.2	Fluxos de calor em superfície . . . . .	46
4.3.3	Advecção horizontal . . . . .	48
4.3.4	Relação entre o entranhamento e a estratificação salina . . . . .	49
4.3.5	Comparação com a TSM observada e termo de resíduo . . . . .	54
4.4	Conclusão . . . . .	56
<b>5</b>	<b>DISCUSSÃO GERAL . . . . .</b>	<b>59</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES . . . . .</b>	<b>61</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>65</b>
	<b>APÊNDICE A - PERFIS ARGO NO OCEANO ATLÂNTICO SU- DOESTE. . . . .</b>	<b>81</b>
	<b>APÊNDICE B - ANOMALIA DA C<sub>Bar</sub> DURANTE A ZCASOCN AO LONGO DE 20 ANOS . . . . .</b>	<b>83</b>

# 1 INTRODUÇÃO

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um fenômeno atmosférico de escala sinótica que ocorre no verão da América do Sul, sendo caracterizada pela persistência de uma banda de nebulosidade de orientação Noroeste-Sudeste (NO-SE), que se estende desde o centro sul da Amazônia, sudeste brasileiro e oceano Atlântico Sudoeste (STRETEN, 1973; QUADRO, 1994; FERREIRA et al., 2004). Para ilustrar a importância deste fenômeno no continente Sul Americano, pode-se recorrer à vulnerabilidade ambiental e social relacionada a ele. Entre 1995 e 2016, em 48% dos dias de ocorrência de ZCAS, foram registradas também emissões de alertas de desastres naturais na região sudeste do Brasil, sendo que a probabilidade média de ocorrência destes desastres durante os episódios foi de 24% neste período (AGUIAR; CATALDI, 2021). Desta forma, é desejável que se possa prever corretamente a ocorrência, posição e intensidade destes eventos.

Neste sentido, tem sido sugerido que a posição e a intensidade da convecção associada à ZCAS são influenciadas pelo padrão da temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Atlântico Sudoeste durante a simulação destes episódios por modelos atmosféricos regionais (TEIXEIRA et al., 2002). A correta representação da TSM também foi apontada como o principal fator, entre os considerados no estudo, que determina a boa representação da atuação da ZCAS em modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA), sendo que o acoplamento com a camada de mistura oceânica pode tanto aumentar como diminuir a precipitação durante os episódios (JORGETTI, 2008). Além disto, Nobre et al. (2012) sugeriram que a má representação da ZCAS pelos MCGA é uma consequência da falta de acoplamento termodinâmico na superfície.

Apesar de ser bem conhecido que a TSM é importante para a previsão da ZCAS, os processos oceânicos que ocorrem durante a atuação destes eventos ainda não foram explorados. Por exemplo, sabe-se que a presença da ZCAS promove uma redução da TSM devido a presença da banda de nebulosidade associada a ela e é sugerido que a circulação ciclônica dos ventos durante os episódios pode intensificar o resfriamento via entranhamento pela base da camada de mistura oceânica (KALNAY et al., 1986; CHAVES; NOBRE, 2004). Porém, não se sabe qual é o efeito conjunto do decréscimo da TSM, da inversão da direção dos ventos e da precipitação liberada durante os eventos de ZCAS no oceano subjacente. Além disto, a velocidade do bombeamento de Ekman é uma estimativa de um processo oceânico a partir de informações exclusivamente atmosféricas, ou seja, é uma simplificação que pode ser precisa ou não. Sabendo que

a TSM é influenciada tanto pelos fluxos superficiais de calor quanto por processos oceânicos horizontais e verticais, para que se possa representar corretamente a TSM nos modelos acoplados, é preciso conhecer como a camada de mistura responde à presença deste fenômeno atmosférico.

A complexidade da ZCAS é, ainda, agravada pela influência de outros fenômenos atmosféricos sobre ela, fazendo com que existam categorias de episódios, que variam tanto em intensidade quanto em localização da banda de nebulosidade (GRIMM; DIAS, 1995; CARVALHO et al., 2002; JORGETTI et al., 2014; TIRABASSI et al., 2015; ROSA et al., 2020). Uma destas categorias é a ZCAS oceânica (ZCASOCCN), cuja banda de nebulosidade é anômala mais intensa e deslocada para norte da posição climatológica, embora este nome ainda não seja consenso na comunidade científica. Os episódios de ZCASOCCN ocorrem com menos frequência que os demais, porém por serem mais intensos, estão comumente associados à extremos de precipitação sobre o sudeste brasileiro (CARVALHO et al., 2002; ROSA et al., 2020).

## 1.1 Objetivos

O principal objetivo desta tese é compreender como a camada de mistura superficial do oceano Atlântico Sudoeste responde à atuação da ZCASOCCN, considerando os efeitos das variabilidades dinâmica e termodinâmica que estes episódios promovem na atmosfera sobrejacente em escala submensal. Para cumprir com o objetivo principal, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos: (i) compreender como a ação conjunta dos ventos, da precipitação e da presença da banda de nebulosidade atuam para modificar a profundidade da camada de mistura oceânica (PCMO); (ii) analisar como a presença da ZCASOCCN e da variabilidade da PCMO modificam o balanço de calor na camada de mistura e (iii) averiguar qual o efeito da precipitação associada à ZCASOCCN na estratificação salina do oceano superior e sua influência nos fluxos verticais de calor.

A tese está estruturada da seguinte forma, no capítulo 2 são apresentados os fundamentos teóricos necessário para compreensão dos resultados, no capítulo 3 está o primeiro artigo, que é referente ao primeiro objetivo específico, no capítulo 4 está o segundo artigo, referente aos objetivos específicos (ii) e (iii), no capítulo 5 é apresentada uma discussão geral dos capítulos 3 e 4 e, por fim, no capítulo 6 estão as principais conclusões e um desenho esquemático que sumariza os principais resultados encontrados.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 A ZCAS oceânica

A ZCAS é um fenômeno atmosférico que apresenta uma ampla variabilidade temporal e espacial, uma vez que tanto a intensidade quanto a posição da banda de nebulosidade associada a ela, são afetadas por diversos outros fenômenos, como as teleconexões atmosféricas via propagação de ondas de Rossby (GRIMM; DIAS, 1995; CARVALHO et al., 2002; COELHO et al., 2016), Oscilação de Madden Julian (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006), passagem de frentes frias sobre o sudeste do Brasil (OLIVEIRA; NOBRE, 1986; SATYAMURTY; MATTOS, 1989; SIQUEIRA; MACHADO, 2004), interações com a convecção amazônica (FIGUEROA et al., 1995; GANDU; DIAS, 1998; KODAMA et al., 2012) e interações locais com o Atlântico Sudoeste (LENTERS; COOK, 1995; ROBERTSON; MECHOSO, 2000; CHAVES; NOBRE, 2004; BOMBARDI et al., 2014; JORGETTI et al., 2014; TIRABASSI et al., 2015). Desta forma, houve uma categorização dos episódios em diferentes classes, incluindo a ZCAS oceânica (ZCASOCN), na qual focaremos nesta seção.

Uma das primeiras separações foi realizada por Carvalho et al. (2002), onde os autores sugeriram que existem quatro padrões distintos de ZCAS, sendo: episódios cuja atividade convectiva é intensa (fraca) e que ocorrem em conjunto com a fase ativa (inativa) do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS) e, episódios continentais (oceânicos), cuja ocorrência é associada à propagação de ondas de Rossby atmosféricas que vêm do Pacífico Tropical e atingem o sul da América do Sul, confinando (alongando) a banda de nebulosidade sobre o continente (oceano). Posteriormente, Jorgetti et al. (2014) também identificaram quatro padrões distintos, sendo que em dois deles a ZCAS ocorre mais ao norte (sul) e em conjunto com a fase ativa (inativa) do SMAS. Tirabassi et al. (2015) também separou a ZCAS em quatro categorias em função do acoplamento oceano-atmosfera, mensurado por meio da casualidade de Granger.

Rosa et al. (2020) desenvolveram um algoritmo de classificação baseado em imagens orbitais de radiação de onda longa emergente (ROL) para detectar e classificar de forma direta e automática os episódios. Para isto, os autores utilizaram as técnicas de segmentação de imagens por crescimento de regiões e definição de limiares para parâmetros como tamanho, valor médio, excentricidade e permanência temporal. Desta forma, isolaram-se apenas os segmentos de imagem representativos da ocorrência da ZCAS. Comparado aos 21 anos de observações visuais da ZCAS, disponibilizadas pelo antigo Centro de Previsão do Tempo e Clima (CPTEC/INPE),

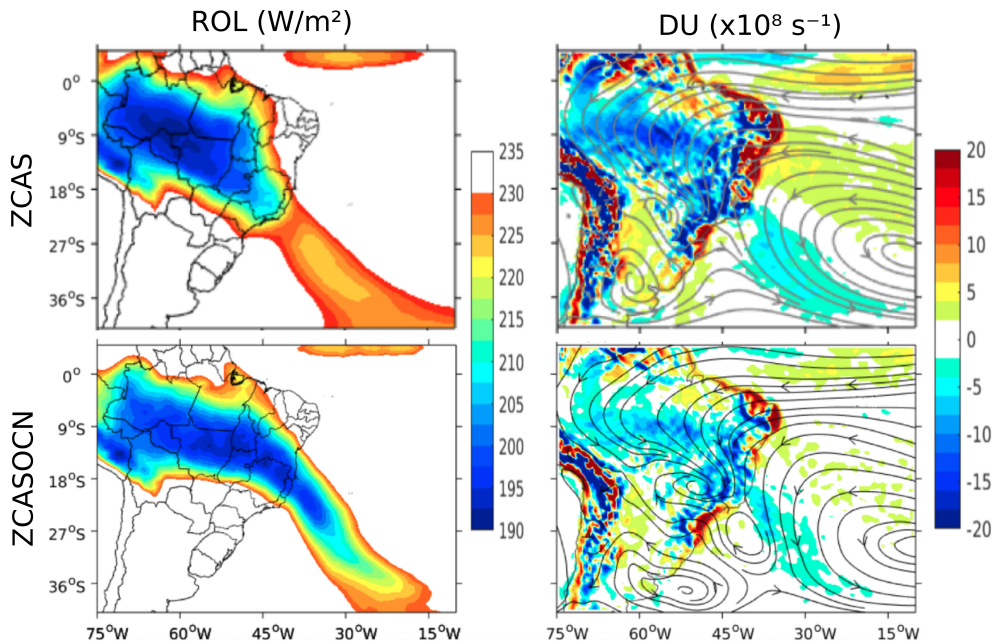
a taxa de acerto (*hit rate*) do algoritmo foi de 77%. Uma análise visual realizada por Rosa (2017) posteriormente à classificação automática, mostrou que a confusão entre as classes ZCAS ativa e inativa está associada, em geral, às seguintes situações: (i) dias iniciais ou finais dos episódios, quando a banda de nebulosidade está começando a se organizar ou dissipar, respectivamente, violando assim uma ou mais premissas do algoritmo, que requerem uma banda de nebulosidade intensa e contínua; (ii) quando dois ou mais episódios de ZCAS distintos, mas que ocorrem em sequência, são visualmente classificados como sendo um só e (iii) nos casos de falsos negativos, ou seja, quando o algoritmo deveria ter detectado um episódio, mas não detectou, o erro se deve inúmeras vezes à violação da condição de continuidade da banda de nebulosidade.

A condição três descrita no parágrafo acima está associada ao fato de que alguns episódios de ZCAS e algumas regiões da banda de nebulosidade, podem ser compostas por nuvens rasas que não são detectadas por um limiar muito baixo de ROL, o que provoca a divisão do segmento de imagem e viola a condição imposta ao algoritmo de que a mesma deve ser única, intensa e contínua. Alternativamente, a ZCAS pode ser detectada por métodos Lagrangianos, que caracterizam a zona de convergência a partir de suas características dinâmicas, como a metodologia proposta por Perez et al. (2021).

Em relação às classes de episódios de ZCAS, Rosa et al. (2020) dividiram-nos em apenas dois tipos de episódios, aqueles cuja atividade convectiva é estatisticamente mais intensa sobre o oceano, denominados de ZCAS oceânica (ZCASOCN), e os demais episódios. As principais características da ZCASOCN são: (i) a banda de nebulosidade é anômala mais intensa sobre a região costeira e oceânica e (ii) é deslocada para norte da posição climatológica, conforme Figura 2.1.

O padrão espacial dos episódios de ZCASOCN encontrado pelos autores é coerente com o que Carvalho et al. (2002) denominaram ZCAS oceânica intensa, Jorgetti et al. (2014) denominaram ZCAS Sul Inativa e Tirabassi et al. (2015) denominaram de episódios forçados pela TSM. Ressalta-se que esta classe de episódios é menos frequente, porém sua ocorrência está comumente associada a desastres naturais, como o famoso caso de dezembro de 2013 (ROSA et al., 2020). Ressalta-se ainda, que a rotação dos ventos a 10 m na porção sul da banda de nebulosidade ocorre em todos os episódios de ZCAS, porém é mais intensa durante os episódios oceânicos, fechando-se em um vórtice ciclônico à sudoeste da banda de nebulosidade (CVSS) (BRASILIENSE et al., 2018; ROSA et al., 2020).

Figura 2.1 - ZCAS e ZCAS oceânica.



Composto de ROL em  $W m^{-2}$  (painéis da esquerda), divergência do fluxo de umidade (cores em  $\times 10 s^{-1}$ ) e linhas de corrente, ambos em 850 hPa (painéis da direita) para episódios de ZCAS (painéis superiores) e ZCAS oceânica (painéis inferiores).

Fonte: Modificado de Rosa et al. (2020).

## 2.2 Fluxos na interface ar-mar

O oceano é acoplado à atmosfera por meio dos fluxos de energia, sal e água doce. Nesta seção, será realizada uma revisão sobre a forma como os fluxos turbulentos de energia são determinados por parametrizações do tipo *bulk*. Uma vez que a reanálise oceânica utilizada aqui é forçada em superfície pelos fluxos turbulentos estimados por este tipo de parametrização (LELLOUCHE et al., 2018; LARGE; YEAGER, 2009), é importante conhecer em maiores detalhes como o oceano recebe as informações da atmosfera sobrejacente.

Os fluxos turbulentos de energia são os fluxos de *momentum* ( $\tau$ ), de calor latente ( $L$ ) e sensível ( $H$ ) e representam as variações de alta frequência dos campos de temperatura e velocidade. Estes fluxos ocorrem na camada superficial (CS) da camada limite atmosférica marinha. Utilizando a média de Reynolds, uma variável ( $x$ ) é dividida em duas componentes  $x = \bar{x} + x'$ , onde a barra indica a média e a aspas simples, a perturbação em relação à média. Assumindo que a média é constante no intervalo

de tempo considerado, no produto entre duas variáveis a média das perturbações e os produtos das médias com as perturbações são nulas, conforme equação a seguir, onde  $\omega$  é a velocidade vertical atmosférica.

$$\overline{\omega x} = \overline{(\bar{\omega} + \omega')(\bar{x} + x')} = \bar{\omega}\bar{x} + \overline{\omega'x'} \quad (2.1)$$

O produto entre os desvios de duas variáveis é chamada de covariância, ou fluxo turbulento. A estimação direta destes fluxos, pelo método da covariância de vórtices, requer dados de altíssima frequência ( $\approx 20$  Hz), que são tanto muito caros, quanto muito difíceis de se obter. Baseada nos trabalhos de Monin e Obukhov (1954) e Liu et al. (1979), as fórmulas *bulk* propõem a utilização de dados de baixa frequência, cuja obtenção é muito mais viável, de variáveis representativas do estado da atmosfera próxima à superfície para estimar os fluxos turbulentos, conforme equações a seguir (FAIRALL et al., 1996):

$$\tau_{bulk} = \rho_a C_D \Delta U^2 \quad (2.2)$$

$$L_{bulk} = \rho_a L_v C_E (q_s - q_a) \Delta U \quad (2.3)$$

$$H_{bulk} = \rho_a c_p C_H (\theta_s - \theta_a) \Delta U \quad (2.4)$$

Onde  $\rho_a$  é a densidade,  $L_v$  é o calor latente de vaporização,  $c_p$  o calor específico do ar a pressão constante,  $\Delta U = U_a - U_o$  é a velocidade do vento ( $U_a$ ) relativa a velocidade das correntes superficiais ( $U_o$ ),  $q$  é a umidade específica,  $\theta$  a temperatura potencial e os subscritos  $a$  e  $s$  indicam valores próximos a superfície e na superfície, respectivamente. A  $q_s$  é calculada aplicando-se a equação padrão de saturação do vapor d'água para a TSM local, considerando 98% de saturação para contabilizar o efeito da salinidade (FAIRALL et al., 1997).  $C_D$ ,  $C_E$  e  $C_H$  são, respectivamente, os coeficientes de transferência turbulenta de *momentum*, umidade e calor, que dependem dos seus respectivos comprimentos de rugosidade ( $z_0$ ,  $z_q$  e  $z_\Theta$ ), da altura de coleta dos dados ( $z$ ) e do parâmetro de estabilidade atmosférica da CS ( $\zeta$ ).

Em casos de CS neutra ( $\zeta = 0$ ), o perfil do vento simplifica-se na forma logarítmica e os coeficientes de transferência se tornam funções da altura da coleta e dos coeficientes de rugosidades, conforme (LARGE; YEAGER, 2009):

$$C_D = \frac{k^2}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)^2}; \quad C_H = \frac{k\sqrt{C_D}}{\ln\left(\frac{z}{z_\Theta}\right)}; \quad C_E = \frac{k\sqrt{C_D}}{\ln\left(\frac{z}{z_q}\right)}; \quad (2.5)$$

onde  $k = 0,4$  é a constante de von Karman. Os algoritmos tipo *bulk* costumam



funcionar da seguinte maneira: (i) definem-se os coeficientes de transferência para a situação simplificada ( $\zeta = 0$  e altura de coleta constante e igual a 10 m); (ii) calcula-se a primeira estimativa de  $\tau_{bulk}$ ,  $H_{bulk}$ ,  $L_{bulk}$ ; (iii) a partir destes valores obtém-se o primeiro valor de  $\zeta$  que irá definir a função do perfil de estabilidade,  $\psi(\zeta)$ , para condição estáveis (se  $\zeta > 0$ ) ou instáveis (se  $\zeta < 0$ ); (iv) início de um processo iterativo onde, a partir da primeira  $\psi(\zeta)$ , calcula-se novamente os coeficientes de transferência, repetindo o processo até as soluções de  $\psi(\zeta)$  convergirem (LORENZZETTI et al., 2015; SANTINI, 2017).

É importante dizer que os comprimentos de rugosidade também são funções de  $\tau$ , através da sua relação com a velocidade de fricção  $u_* = \sqrt{\tau/\rho_a}$ . No caso do oceano, quando o mar está em estado de equilíbrio, o que geralmente ocorre para ventos  $< 4 \text{ m s}^{-1}$ , o regime pode ser considerado como aerodinamicamente suave, onde  $z_0 = (0.11\nu)/u_*$ ,  $z_q = (0.62\nu)/u_*$  e  $z_\Theta = (0.40\nu)/u_*$ , onde  $\nu$  é a viscosidade cinemática (KONDO, 1975). Porém, para ventos superiores a este limiar,  $z_0$  deve incluir outros fatores, sendo comumente determinado pelo parâmetro de Charnock,  $z_0 = au_*^2/g$ , onde  $a$  é uma constante derivada empiricamente que deve representar o estado do mar e  $g$  é a aceleração da gravidade (CHARNOCK, 1955). Existem, no entanto, formas bem mais complexas para determinação de  $z_0$ , por exemplo a proposta por Bourassa et al. (1999), que leva em consideração o efeito das ondas de gravidade e capilares, a idade das ondas, entre outras variáveis. Desta forma, a medida do vento a 10 m de altura se torna extremamente importante, pois dela depende a precisão das estimativas de todos os coeficientes de transferência, sem considerar que as próprias Equações (2.2)-(2.4) são diretamente proporcionais a  $\Delta U$ . Existem inúmeros algoritmos de parametrização *bulk* e embora eles se diferenciem na forma de parametrizar os coeficientes de transferência e comprimentos de rugosidade, são altamente dependentes da velocidade de fricção, pelo motivo supracitado (FAIRALL et al., 1996; FAIRALL et al., 2003; LARGE; YEAGER, 2009; EDSON et al., 2013).

### 2.3 Camada de mistura superficial do oceano

Na superfície do oceano, a ação dos ventos, do resfriamento superficial, da propagação e quebra das ondas, entre outros processos turbulentos, induzem a mistura vertical, destruindo as estratificações de temperatura e salinidade, dando origem à camada de mistura superficial oceânica (CMO). A quantidade e o tipo de turbulência na CMO determinam até onde a mistura vertical acontece, ou seja, definem a profundidade da CMO (PCMO).

Existem diversos métodos para detectar a PCMO. Entre os mais conhecidos estão os

métodos da taxa de variação de temperatura ou densidade em relação à superfície do oceano (método do limiar), e o do gradiente vertical da temperatura ou densidade. O método da taxa de variação é mais difundido e aceito devido a falta de estabilidade do método do gradiente, que é muito sensível à precisão e resolução vertical dos instrumentos (BRAINERD; GREGG, 1995). Porém, deve-se escolher apropriadamente o valor do limiar e da profundidade de referência de acordo com o tipo de perfil vertical e o processo que se pretende avaliar. Neste sentido, (MONTÉGUT et al., 2004) mostraram que quando os valores normalmente utilizados de  $\Delta T = 0,5^\circ\text{C}$  (KARA et al., 2000) ou  $\Delta T = 0,8^\circ\text{C}$  (MONTEREY; LEVITUS, 1997), são aplicados à perfis individuais de temperatura, há uma subestimação da PCMO de  $\approx 25\%$ . Isto ocorre especialmente na presença do ciclo diurno, onde a média diária suaviza o perfil vertical, deslocando o  $\Delta T$  em direção à superfície.

Brainerd e Gregg (1995) separaram a CMO de acordo com o processo turbulento que a forma, sendo camada misturada aquela que está ativamente sendo misturada no momento presente, e camada de mistura a que foi misturada no ciclo diurno de até dois dias anteriores. Desta forma, a camada misturada tem maior uniformidade vertical do que a camada de mistura e a diferença de profundidade entre elas é chamada de camada remanescente ou residual.

Nos modelos de circulação geral dos oceanos (MCGO), a turbulência na CMO pode ser parametrizada por um esquema de fechamento da energia cinética turbulenta (ECT). Para fluidos horizontalmente homogêneos e assumindo que a taxa de variação temporal da ECT é zero, o balanço pode ser escrito como (POLTON; BELCHER, 2007; GRANT; BELCHER, 2009; BELCHER et al., 2012):

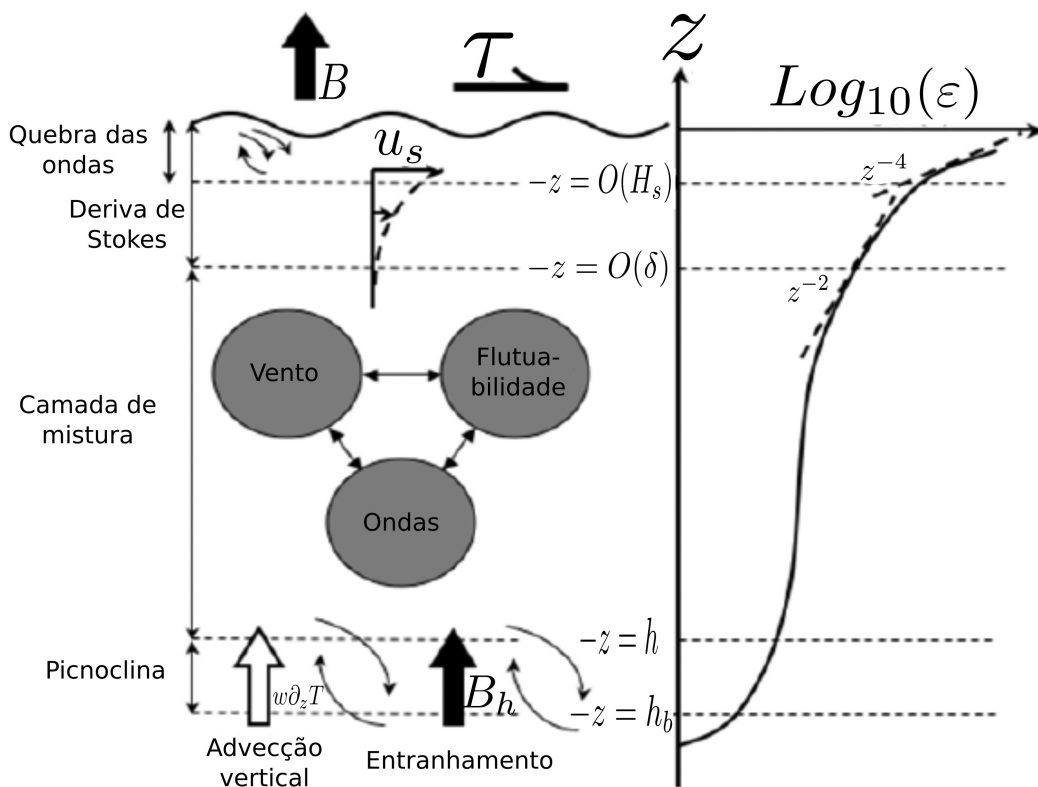
$$-\overline{u'w'}\frac{\partial\bar{u}}{\partial z} - \overline{v'w'}\frac{\partial\bar{v}}{\partial z} - \overline{u'w'}\frac{\partial\bar{u}_s}{\partial z} + \overline{w'b'} - \frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{w'e'} + \frac{1}{\rho}\overline{w'p'}\right) - \varepsilon = 0 \quad (2.6)$$

onde as barras denotam as médias e as aspas denotam os desvios da média, conforme (2.1). Os dois primeiros termos são a produção por cisalhamento vertical e representam a retirada de energia do fluxo horizontal médio ( $\bar{u}$  e  $\bar{v}$ ) pelos vórtices turbulentos, o terceiro termo é a produção pelo cisalhamento vertical da deriva de Stokes ( $u_s$ ), o quarto termo é a produção em função da flutuabilidade ( $b$ ), onde estão inseridas as componentes térmica e salina, sendo que este termo pode tanto produzir (quando há perda de calor e/ou ganho de salinidade em superfície, neste caso sendo negativo), quanto reduzir a quantidade de ECT (situação inversa), o quinto termo é representa o transporte vertical da ECT devido à variações turbulentas da velocidade vertical ( $w$ ) e da pressão ( $p$ ), sendo que  $\rho$  é a densidade do fluido, por

fim  $\varepsilon$  representa a dissipação.

Esta versão da equação da ECT leva em consideração o efeito da propagação das ondas de gravidade pelo termo de produção associado à deriva de Stokes, que corresponde à diferença entre a velocidade média de propagação das ondas enquanto se segue as partículas e a velocidade média em um referencial estacionário, sendo importante nos transportes de massa e *momentum* (STOKES, 1880). Mas a situação mais comum, ou abordagem clássica, é que os MCGO ignorem este efeito (D'ASARO, 2014). Considerando a Equação (2.6), existem três fontes principais de energia turbulenta para a CMO, a ação dos ventos, da flutuabilidade e das ondas de gravidade, conforme exemplificado na Figura 2.2 (BELCHER et al., 2012).

Figura 2.2 - Produção de ECT na camada de mistura oceânica.



Desenho esquemático da produção de energia cinética turbulenta dentro da camada de mistura superficial, onde  $B$  é o fluxo de flutuabilidade,  $\tau$  é o *stress* do vento,  $u_s$  é a deriva de Stokes,  $0(\delta)$  ( $0(H_s)$ ) é a escala do comprimento (de altura) das ondas de pico,  $w\partial_z T$  é a advecção vertical de temperatura,  $h$  ( $h_b$ ) é o topo (base) da picnoclina e  $\text{Log}_{10}(\varepsilon)$  é o perfil da taxa de dissipação da ECT ( $\varepsilon$ ).

Fonte: Modificado de Belcher et al. (2012).

Conforme Figura 2.2, na primeira camada da CMO a ação da quebra das ondas e do *stress* do vento levam à uma elevada taxa de dissipação da ECT em profundidades da ordem da altura das ondas de pico (TERRAY et al., 1996; IYER; DRUSHKA, 2021). A propagação das ondas alcança profundidades um pouco maiores, da ordem de metade do comprimento das ondas. Abaixo desta profundidade a CMO é controlada pela ação dos ventos, da flutuabilidade e da propagação das ondas. Na base da camada de mistura o acréscimo na ECT pode se dar pela advecção vertical ou entranhamento de águas mais densas e profundas para dentro da CMO. Uma vez que o termo de entranhamento depende de variações verticais de  $h$  (ver seção 2.5), é sugerido que este predomine sobre a advecção em CMOs mais rasas, onde é mais provável que deslocamentos da pycnoclina ocorram (JULLIEN et al., 2012).

Cada uma destas três fontes de produção de ECT tem as suas próprias escalas e leis físicas que as governam, porém é possível mensurar a importância relativa de cada uma delas através de coeficientes que representem adequadamente a magnitude e a profundidade de alcance de uma em comparação com a outra, como os propostos por Belcher et al. (2012). Os autores realizaram uma climatologia global destes coeficientes e concluíram que os três termos de produção são importantes, sendo que no Atlântico Sul a probabilidade de um regime dominado pelos ventos, em comparação com as ondas, é maior no inverno do que no verão.

É importante dizer, ainda, que existe uma interação não linear entre os ventos e as ondas geradas localmente por eles na mesma direção de propagação, que tem sido apontada como um fenômeno capaz de provocar alterações significativas na PCMO, chamada de turbulência de Langmuir. A turbulência de Langmuir surge de uma inclinação do campo de vorticidade vertical relativa provocada pela deriva de Stokes, formando os vórtices alinhados na direção do vento (CRAIK; LEIBOVICH, 1976; LEIBOVICH, 1983). A vorticidade vertical requerida para dar origem a esta circulação pode ser proveniente tanto de pequenas flutuações horizontais no campo médio das correntes geradas pelo vento (CRAIK; LEIBOVICH, 1976) ou, pela própria turbulência de subsuperfície (TEIXEIRA; BELCHER, 2002). Para condições de vento e ondas paralelos e estacionários em um estado de quase equilíbrio, tem sido mostrado que a variância da velocidade vertical turbulenta é muito maior para regimes governados pela turbulência de Langmuir em comparação àqueles governados pelo cisalhamento (LI et al., 1995; POLTON; BELCHER, 2007). Ou seja, o termo de distribuição vertical da ECT na Equação (2.6) passa a ter uma importância muito maior, de forma que a turbulência de Langmuir aprofunda a CMO via intensificação do entranhamento de águas mais frias e densas pela base da camada de mistura

(MCWILLIAMS et al., 1997; GRANT; BELCHER, 2009). Estas pesquisas são corroboradas por estudos observacionais (D'ASARO, 2001; TSENG; D'ASARO, 2004).

## 2.4 A camada de barreira

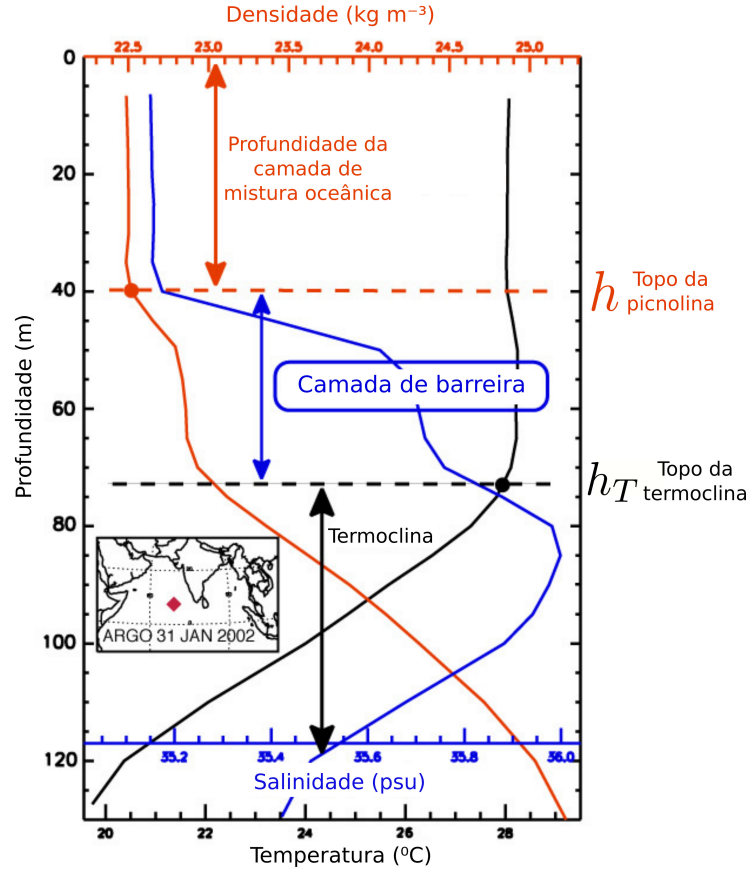
A camada de barreira (CBar) é a camada entre a base da camada de mistura oceânica e o topo da termoclina e, quando está presente na coluna d'água, atua na supressão dos fluxos verticais de calor pela base da CMO. A CBar é definida, portanto, como a diferença positiva entre as profundidades da termoclina e da picnoclina, considerando o eixo  $Z$  positivo conforme a profundidade aumenta (LUKAS; LINDSTROM, 1991). Um exemplo clássico de sua ocorrência pode ser visto na Figura 2.3, onde a PCMO ocorre em 40 m (círculo fechado vermelho), enquanto o topo da termoclina está em 75 m (círculo fechado preto), ou seja, a espessura da CBar é de aproximadamente 25 m. A CBar se forma quando a salinidade no oceano superior é positivamente estratificada (aumenta com a profundidade), o que ocorre em regiões fonte de água doce, como desembocadura de rios ou com alto teor de precipitação e, preferencialmente, sob regime de baixa turbulência gerada pelo vento, onde a mistura vertical oceânica se torna incapaz de destruir a haloclina (LUKAS; LINDSTROM, 1991).

Para se detectar a CBar é necessário isolar o efeito da salinidade, o que só é possível quando se remove a influência do coeficiente de expansão termal da água do mar ( $\alpha$ ), conforme Vialard e Delecluse (1998). Considerando que o topo da termoclina ( $h_T$ ) e picnoclina ( $h$ ) sejam definidos pelo método do limiar, descrito na seção anterior, com valores fixos de  $\Delta_{\Theta} = 0,2^{\circ}\text{C}$  e  $\Delta\sigma_{\Theta} = 0,3 \text{ kg m}^{-3}$ , respectivamente, a diferença  $h_T - h$  pode ser devida a dois processos: (i) à variação não linear de  $\alpha$  com a temperatura, por exemplo, à  $9^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta\sigma_{\Theta} = 0,3 \text{ kg m}^{-3}$  realmente corresponde a  $\Delta_{\Theta} = 0,2^{\circ}\text{C}$ , porém, à  $0^{\circ}\text{C}$  passa a corresponder a um  $\Delta_{\Theta} = 0,6^{\circ}\text{C}$  e (ii) ao efeito da salinidade na anomalia de densidade potencial. Desta forma, considerar um limiar de densidade fixo pode resultar em espessuras de CBar fantasiosas, que nada tem a ver com a estratificação da salinidade.

## 2.5 Balanço de calor na camada de mistura oceânica

O estoque de calor que fica disponível para as trocas na interface ar-mar, em escala de dias a meses, fica armazenado da superfície até a profundidade  $h$ , definida como o topo da picnoclina (SPRINTALL; TOMCZAK, 1992; BRAINERD; GREGG, 1995). Este estoque pode ser estimado pela equação do balanço de calor em (2.7), que surge da combinação das equações de conservação de massa e conservação de calor, sendo que

Figura 2.3 - Definição da camada de barreira.



Exemplo de ocorrência de camada barreira identificada por um perfilador Argo no mar da Árabia em 31 de janeiro de 2002.

Fonte: Ifremer (2018).

uma derivação formal pode ser encontrada em Moisan e Niiler (1998).

$$h \frac{\partial T_m}{\partial t} + h \mathbf{U}_m \cdot \nabla T_m + \nabla \cdot \left( \int_{-h}^0 \mathbf{U}' T' dz \right) + (T_m - T_h) \times \left( \frac{\partial h}{\partial t} + \mathbf{U}_h \cdot \nabla h + w_h \right) = \frac{Q_0 - Q_h}{\rho C_p} \quad (2.7)$$

onde o subscrito  $m$  indica a média e as aspas simples o desvio da média vertical.  $T$  e  $\mathbf{U}$  são a média vertical da temperatura e do campo de velocidade horizontal das correntes, respectivamente (por exemplo:  $T_m = 1/h \int_{-h}^0 T dz$  e  $T' = T - T_m$ ). O subscrito  $h$  indica que o valor da variável corresponde ao valor nesta profundidade. Do lado esquerdo da Equação (2.7), os termos representam: (i) o estoque de calor na CMO; (ii) a advecção horizontal média; (iii) o transporte horizontal turbulento

de calor e (iv) o termo de entranhamento. O somatório destes quatro termos deve balancear o fluxo de calor em superfície, corrigido pela componente penetrativa da radiação solar ( $Q_0$ ) e os fluxos difusivos na base da camada de mistura ( $Q_h$ ).

Para detectar a influência nas variações verticais da CMO,  $h$  deve variar no tempo e no espaço. Neste caso, os termos verticais não são negligenciáveis. Porém, existem outras formas de se estudar o balanço de calor, por exemplo, se  $h$  for definida como a profundidade de uma isoterma que está sempre embebida na termoclina sazonal, então  $h$  se aproxima de uma superfície material, onde as trocas verticais são mínimas e estes termos tornam-se negligenciáveis (STEVENSON; NILER, 1983). Este tipo de formulação é adequada quando se quer avaliar o estoque de calor independentemente dos movimentos adiabáticos na camada de mistura.

A magnitude dos termos pode variar de acordo com as características da região, mas de forma geral o estoque de calor na CMO é determinado pelo fluxo em superfície, advecção horizontal média de temperatura e entranhamento, sendo os termos de difusão vertical ( $Q_h$ ) e advecção turbulenta negligenciáveis (GILL; NILER, 1973; MOISAN; NILER, 1998; MCPHADEN; HAYES, 1991; FOLTZ; MCPHADEN, 2009). O termo de advecção horizontal torna-se mais importante quanto maior a velocidade média e o gradiente de temperatura, o que ocorre principalmente nas correntes de contorno oeste (VIVIER et al., 2002; DONG; KELLY, 2004). Em regiões de oceano aberto, pode ser importante durante alguns eventos sinóticos, como ciclones tropicais (JULLIEN et al., 2012).

Em modelos unidimensionais, como o de Kraus e Turner (1967), a única condição necessária para que o entranhamento aconteça é que se tenha aprofundamento de  $h$ . Porém, tridimensionalmente considera-se também o adentramento de águas mais densas pelas laterais da CMO e a velocidade vertical ascendente. Estas três condições não precisam ocorrer ao mesmo tempo, basta que o somatório seja positivo. Além disso, o entranhamento também é proporcional à diferença entre a temperatura da CMO e a temperatura na base  $h$ , o que pode ser chamado de degrau de temperatura. É comum, no entanto, que se considere a temperatura alguns metros abaixo da base  $h$ . Por exemplo, Qu (2003) consideraram  $T_h$  10 m abaixo de  $h$  para contabilizar o efeito da interpolação linear vertical realizada, enquanto Dong et al. (2008) utilizaram a temperatura do próximo nível vertical dos dados disponíveis. Desta forma, este passo no cálculo do balanço de calor ainda não é um consenso na literatura.





## 3 VARIABILIDADE DA PROFUNDIDADE DA CAMADA DE MISTURA FORÇADA POR EPISÓDIOS DE ZCAS OCEÂNICA

### 3.1 Introdução

A camada de mistura oceânica (CMO) é uma feição chave dos oceanos, pois conecta o oceano profundo com a atmosfera sobrejacente. Diversos processos oceânicos cruciais são bastante sensíveis à profundidade da camada de mistura (PCMO), incluindo a produção primária, trocas verticais de carbono e a circulação forçada pelo vento (DENMAN; GARGETT, 1983; CHERESKIN; ROEMMICH, 1991; OSCHLIES; GARÇON, 1999; McCREARY JUNIOR et al., 2001; THOMAS; LEE, 2005; CERMEÑO et al., 2008; LÉVY et al., 2013). Apesar do grande esforço em compreender a climatologia global da CMO desde o lançamento do projeto Argo (MONTÉGUT et al., 2004; MONTÉGUT et al., 2007; HOLTE; TALLEY, 2009; HOLTE et al., 2017), os modelos de circulação geral dos oceanos ainda não conseguem representá-la adequadamente, especialmente nos subtropicais onde a CMO é comumente mais rasa do que o observado (D'ASARO, 2001; LARGE et al., 2019). Esta diferença na CMO pode levar a representações errôneas de propriedades oceânicas que são essenciais em termos de interação oceano-atmosfera, como a temperatura da superfície do mar (TSM).

A mistura vertical, que dá origem à característica quase homogênea da CMO é gerada, entre outras, pela inserção de energia cinética turbulenta (ECT) dentro dela pela interface ar-mar, sendo três as principais fontes: (i) flutuabilidade negativa da água do mar; (ii) ventos próximos à superfície e (iii) ondas de gravidade (KRAUS; TURNER, 1967; CRAIK; LEIBOVICH, 1976; LUKAS; LINDSTROM, 1991; SPRINTALL; TOMCZAK, 1992). A turbulência gerada na superfície oceânica espalha-se verticalmente ao longo da coluna d'água até atingir o topo da piconclina, que é considerado o limite vertical das interações ar-mar (KRAUS; TURNER, 1967; SPRINTALL; TOMCZAK, 1992; BRAINERD; GREGG, 1995). Desta forma, variações na PCMO implicam também em variações nas fontes de ECT para a camada de mistura, que é modulada, entre outras, pela variabilidade atmosférica subsazonal. Os esforços para compreender a variabilidade subsazonal da PCMO dos pontos de vista da modelagem numérica e observacional têm se concentrado nas regiões equatoriais e polares. Por exemplo, é bem conhecido que, nas regiões equatoriais, a variabilidade subsazonal causada pelos ciclones tropicais e furacões forçam variações na PCMO através dos fluxos de *momentum*, água doce, energia e bombeamento de Ekman (MCPHADEN; HAYES, 1991; McCREARY JUNIOR et al., 2001; FOLTZ; MCPHADEN, 2009; SANFORD et al., 2011; BALAGURU et al., 2012). Nas regiões polares, os ciclones extratropicais

e frentes polares forçam variações na PCMO via bombeamento e subsidência de Ekman (RENFREW; MOORE, 1999; SATHIYAMOORTHY; MOORE, 2002; CEROVEČKI et al., 2011; SWART et al., 2015; PAN et al., 2018). Além disto, o papel das ondas na geração de turbulência nas regiões polares também vem sendo amplamente estudado desde os anos 90 (MCWILLIAMS et al., 1997; D'ASARO, 2001; AXELL, 2002; HARCOURT; D'ASARO, 2008; ROEKEL et al., 2012; LARGE et al., 2019).

No entanto, muito pouca atenção tem sido dada à variabilidade da PCMO nas regiões subtropicais, especialmente no cinturão latitudinal de 20-30° norte e sul, onde as zonas de precipitação subtropicais (ZPSs) ocorrem. As ZPSs são frentes atmosféricas subtropicais, em escala sinótica, cujas características diferem tanto das frentes polares, quanto da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), sendo caracterizadas como zonas de convergência, com intensa baroclinia e geração estacionária de convecção atmosférica, fazendo com que a taxa de precipitação dentro delas seja equivalente à da ZCIT (KODAMA, 1992; KODAMA, 1993). Em episódios extremos, podem permanecer ativas de 11 à 17 dias (ROSA et al., 2020). No Hemisfério Sul existem duas ZPSs, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Alguns autores têm sugerido que a precipitação associada à ZCPS é intensa o suficiente para estratificar o oceano superior, conforme indicado pelas médias mensais e sazonais da PCMO no oceano Pacífico, sendo que este sinal não foi detectado abaixo da ZCAS no oceano Atlântico (SPRINTALL; TOMCZAK, 1992; MONTÉGUT et al., 2004; MONTÉGUT et al., 2007; MIGNOT et al., 2007). Porém, estes estudos foram baseadas em perfis verticais oceânicos *in situ* de baixa frequência temporal e/ou com baixa resolução vertical, o que torna difícil a detecção de processos de menor escala, como a variabilidade sinótica do vento e da precipitação.

A ocorrência da ZCAS causa uma rotação bem marcada dos ventos em superfície e aumenta a taxa diária de precipitação em mais de dez vezes sobre o oceano Atlântico Sudoeste (ATSO) e a América do Sul, sendo também a causa de diversos eventos extremos de precipitação e enchentes sobre o sudeste brasileiro (KODAMA, 1992; CARVALHO et al., 2002; QUADRO et al., 2012; AMBRIZZI; FERRAZ, 2015; ROSA et al., 2020). Em média ocorrem dois episódios de ZCAS por mês, cuja duração pode variar de 4 à 17 dias consecutivos (ROSA et al., 2020), dependendo das condições que favoreçam ou não a sua permanência. No que se refere a interação oceano-atmosfera, há dois mecanismos de retroalimentação negativa descritos na literatura, onde é sugerido que o oceano suprime a convecção atmosférica através do resfriamento superficial da água do mar, induzido pela presença da ZCAS. O primeiro, mais intenso, é um

mecanismo termodinâmico, onde a cobertura de nuvens associada à ZCAS suprime a chegada de radiação solar na superfície, causando um resfriamento da mesma, já o segundo é um mecanismo dinâmico, onde é proposto que a rotação ciclônica dos ventos causada pela ZCAS induz um bombeamento de Ekman, que por sua vez resfria a água em superfície (KALNAY et al., 1986; CHAVES; NOBRE, 2004; ALMEIDA et al., 2007). Estas pesquisas, no entanto, foram conduzidas por um ponto de vista meteorológico e não levaram em consideração as variações da CMO. Um caso especial de ZCAS ocorre quando uma grande parte da banda de nebulosidade associada à ela se estende em direção ao oceano ATSO com intensa atividade convectiva (CARVALHO et al., 2002; BRASILENSE et al., 2018; ROSA et al., 2020), o que tem sido chamado de ZCAS oceânica (ZCASOCN daqui para frente).

A ZCASOCN passa sobre as bacias de Santos, Campos e Espírito Santos, que são regiões economicamente cruciais para o país. A pesca e a exploração de petróleo em alto mar são exemplos das atividades locais. Desta forma, um bom entendimento a respeito da dinâmica do oceano superior nesta região é altamente desejável. No entanto, mesmo a ZCAS sendo um dos principais sistemas sinóticos do verão na América do Sul, seu efeito no oceano superior ainda não foi investigado além da TSM e do bombeamento de Ekman pelo rotacional do vento. Desta forma, neste capítulo pretende-se compreender melhor como os episódios de ZCASOCN modificam as propriedades da CMO via fluxos verticais de calor, água doce e *momentum*. Também é considerada a hipótese de que o efeito das ondas geradas pelo vento possa influenciar esta variabilidade. Este capítulo está estruturado da seguinte forma, na seção 2 são apresentados os dados e métodos utilizados para alcançar os objetivos, na seção 3 estão os resultados encontrados e discussões. Por fim na seção 4 são apresentadas as conclusões que sumarizam os principais resultados encontrados.

## 3.2 Dados e metodologias

### 3.2.1 Dados de reanálise e modelagem numérica

Dados oceânicos de temperatura potencial e salinidade foram obtidos para o período de novembro à março (NDJFM) de 1996 à 2015 da reanálise oceânica Glorys12v1 (<https://marine.copernicus.eu/>), que é baseada no sistema físico PSY4V3 do programa de observação da terra da União Europeia - Copernicus (LELLOUCHE et al., 2018). O PSY4V3 é baseado no modelo de circulação geral dos oceanos *Nucleus for European Modelling of the Ocean* versão 3.1 (NEMOv3.1), descrito por (MADEC; TEAM, 2008). A parametrização de mistura vertical é feita através de um esquema de fechamento da equação da ECT que foi adaptado de Blanke e Delecluse (1993). A re-

nálise Glorys12v1 resolve a mesoescala oceânica, provendo dados com alta resolução horizontal ( $1/12^\circ$  em uma grade regular de latitude-longitude), vertical (50 níveis em coordenada  $Z$ ) e temporal (médias diárias). Ela é forçada em superfície pela reanálise atmosférica ERA-Interim (DEE et al., 2011) do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Além disto, o Glorys12v1 assimila dados satelitais (de altimetria e TSM) e *in situ* (perfis verticais de temperatura e salinidade) por meio de um filtro Kalman de ordem reduzida e um esquema do tipo 3D-VAR provê uma correção dos vieses de larga escala da temperatura e da salinidade.

Os campos atmosféricos foram obtidos da reanálise ERA5, também pertencente ao ECMWF (HERSBACH et al., 2020). O ERA5 fornece dados em grade horizontal regular do tipo latitude-longitude e com resolução temporal horária, sendo que a física dos modelos que dão origem à reanálise é baseada no sistema integrado de previsão Cy41r2. O Cy41r2 inclui as componentes de modelos atmosférico, terra e ondas. A respeito do acoplamento entre a atmosfera e as ondas, ele se dá da seguinte forma, os ventos em superfície são passados para o modelo de ondas enquanto o parâmetro de Charnock, que é determinado pelo estado do mar, é passado ao modelo atmosférico, onde é utilizado para estimar a desaceleração dos ventos superficiais em função da condição oceânica (EUROPEAN CENTER FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECASTS - ECMWF, 2016). Este acoplamento de duas vias entre estes dois modelos melhora a previsão dos ventos em superfície e das ondas geradas pelo vento (JANSSEN et al., 2002). As variáveis fornecidas pelo ERA5 e que foram utilizadas no presente trabalho são: fluxos radiativos de calor em superfície, de ondas curtas ( $Q_{sw}$ ) e longas ( $Q_{lw}$ ), fluxos turbulentos de calor sensível ( $Q_{sh}$ ) e latente ( $Q_{lh}$ ), densidade do ar sobre o oceano ( $\rho_a$ ), velocidade de fricção do ar ( $u_*$ ), vento horizontal a 10 m de altitude ( $U_{10}$ ), *stress* do vento em superfície ( $\tau_{x,y}$ ) e componentes zonal e meridional da deriva de Stokes ( $u_s$ ). As variáveis descritas acima foram utilizadas no presente trabalho na forma de médias diárias, obtidas pela média das 24 horas fornecidas pelo ERA5. Além destas, a precipitação ( $P$ ) e evaporação ( $E$ ) totais também foram utilizadas na forma de acumulados diários, obtidos pela soma das 24 horas de dados de acumulados horários de  $P$  e  $E$ , fornecidas pelo ERA5.

Os sistemas de ondas gerados durante os episódios de ZCASOEN descritos na Tabela 3.1 foram simulados pela terceira geração do modelo de ondas WaveWatch III (WW3), na versão 6.07 (WW3DG, 2019). O modelo WW3 foi desenvolvido pela *National Oceanic and Atmospheric Administration/National Centers for Environmental Prediction* (NOAA/NCEP) e está atualmente na versão 6.07.1. O WW3 foi forçado pelo vento à 10 m de altura fornecido pela reanálise ERA5, sendo atualizado a cada

hora e com resolução horizontal de  $0,25^\circ$  de latitude-longitude, já a topografia de fundo utilizada foi a do ETOPO1 ([NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER - NGDC, 2011](#)). A simulação numérica foi realizada utilizando-se duas grades aninhadas em um esquema de aninhamento de duas vias, sendo a primeira uma grade global com resolução horizontal de 50 km, e a segunda uma grade regional com resolução horizontal de 10 km sobre a área de interesse. Para este experimento, o termo de fonte ST6 de [Zieger et al. \(2015\)](#) foi usado. O ST6 conta com uma implementação da física dos termos de fonte/sumidouro associadas ao oceano profundo que é baseada em observações *in situ*.

### 3.2.2 Dados *in situ* e satelitais

Perfis verticais de temperatura, salinidade e pressão dos derivadores Argo (<http://www.coriolis.eu.org>) foram utilizados para fins de comparação com a reanálise Glorys12v1. Os derivadores Argo possuem uma marcação do tipo *flag* que indica a qualidade do dado. Neste trabalho foram utilizados apenas perfis que possuem a *flag* de dados confiáveis, que passaram por todos os filtros de controle de qualidade internos do projeto. Os perfis foram obtidos para a região do ATSO na área compreendida entre  $15\text{-}30^\circ$  S e  $50\text{-}25^\circ$  O e para o período de NDJFM de 2000 à 2015. Considerando que o ATSO é caracterizado por uma fina CMO ([KARA et al., 2000](#); [MONTÉGUT et al., 2004](#)), foram estabelecidos alguns critérios adicionais para excluir perfis Argo que poderiam prejudicar a análise. Os critérios foram: (i) primeira medida abaixo no nível de 10 dBar; (ii) resolução vertical inferior a 5,5 dBar nos primeiros 20 m da coluna d'água e (iii) dados disponíveis apenas em superfície. Após a exclusão destes perfis, restaram ainda 1705 perfis (Tabela 3.2) que foram utilizadas para comparação com o Glorys12v1.

Para identificar a localização e a intensidade da banda de nebulosidade associada à ZCASOCN foi utilizado o produto satelital diário de radiação de onda longa emergente (ROL; <https://www.ncdc.noaa.gov/cdr/atmospheric/outgoing-longwave-radiation-daily>) *Daily Outgoing Longwave Radiation Climate Data Record* versão v01r02 ([LEE et al., 2004](#)) da *National Oceanic-Atmospheric Administration* (NOAA), cuja resolução horizontal é de  $1^\circ \times 1^\circ$  de latitude-longitude.

### 3.2.3 Episódios de ZCASOCN

Os episódios de ZCASOCN utilizados aqui (Tabela 3.1) foram identificados automaticamente pelo algoritmo de classificação de imagens desenvolvido por [Rosa et al.](#)

(2020), que tem como objetivo identificar casos de ZCAS e ZCASOCCN. Ressalta-se que, comparado a 21 anos de observações visuais realizadas por meteorologistas, o algoritmo desenvolvido pelos autores apresentou uma taxa de acerto de 77%, sendo que a taxa de episódios falsos positivos, ou seja, aqueles que foram erroneamente classificados como ZCAS, foi de apenas 13%.

Tabela 3.1 - Episódios de ZCASOCCN. A quinta e sexta colunas mostram o valor médio da ROL ( $\text{W m}^{-2}$ ) e a área ( $\times 10^5 \text{ km}^2$ ) da porção oceânica do segmento de imagem classificado como ZCASOCCN.

<b>Dia inicial</b>	<b>Dia final</b>	<b>Duração (dias)</b>	<b>ROL (<math>\text{W/m}^2</math>)</b>	<b>Área (<math>\times 10^5 \text{ km}^2</math>)</b>
1999/03/03	1999/03/06	4	191	27
2002/02/02	2002/02/05	4	194	25
2013/12/10	2013/12/26	17	196	29
<b>Média</b>		<b>8.3</b>	<b>193.5</b>	<b>27</b>

Fonte: Adaptada de Rosa et al. (2020).

Foram considerados aqui apenas os episódios de ZCASOCCN, ou seja, aqueles cuja atividade convectiva sobre o oceano (identificada pelo valor da ROL) é mais intensa do que a média mais um desvio padrão de todos os episódios (ROSA et al., 2020). Dos 17 episódios de ZCASOCCN identificados pelo algoritmo, foram selecionados visualmente somente aqueles cuja banda de nebulosidade atravessa a costa brasileira na mesma faixa latitudinal e se estende com a mesma inclinação NO-SE sobre o oceano ATSO. Este critério foi inserido por que as análises subsequentes são baseadas em compostos e médias espaciais sobre áreas específicas, de forma que a variabilidade espacial entre os episódios mascara ou suaviza o sinal das variáveis analisadas.

### 3.2.4 Definição da profundidade da camada de mistura oceânica

O ATSO é caracterizado por possuir uma CMO bastante fina, que atinge a menor profundidade durante o verão austral, variando de 30 a 50 m de espessura entre novembro e março, conforme mostrado por Kara et al. (2003), Montégut et al. (2004) e também na Figura 3.6. A PCMO foi considerada aqui como o topo da piconclina ( $h$ ), detectada através do método do limiar como a profundidade onde o perfil da anomalia de densidade potencial ( $\sigma_\Theta$ ) é igual ao valor na profundidade de referência mais uma variação pré estabelecida deste valor ( $\Delta\sigma_\Theta$ ).

Nós utilizamos o mesmo limiar e profundidade de referência daqueles descritos em [Montégut et al. \(2004\)](#), uma vez que a metodologia proposta pelos autores é adequada para detectar a CMO que foi recentemente misturada ao longo do dia anterior ou nos 2 ou 3 dias anteriores, o que é coerente com a escala sinótica da ZCA-SOCN. Desta forma, seguindo a metodologia dos autores,  $h$  está localizada onde  $|\sigma_{\Theta_{10}} - \sigma_{\Theta_P}| > \Delta\sigma_{\Theta}$  e  $\Delta\sigma_{\Theta}$  varia no tempo e no espaço de forma a corresponder a uma variação de temperatura igual a  $0,2$  °C, de acordo com a seguinte equação

$$\Delta\sigma_{\Theta} = \rho(S_{10}, T_{10} - 0,2, P_{10}, P_0) - \rho(S_{10}, T_{10}, P_{10}, P_0)$$

onde o subscrito 10 é a profundidade de referência em dBar,  $P$  é a profundidade, também em dBar,  $S_{10}$  e  $T_{10}$  são a salinidade e a temperatura na profundidade de referência, respectivamente, e  $P_0$  é a profundidade na superfície, utilizada para cálculo da temperatura potencial. Uma interpolação linear entre o primeiro nível a exceder o  $\Delta\sigma_{\Theta}$  e o nível anterior foi feita a fim de encontrar a profundidade exata da CMO.

### 3.2.5 Geração de ECT forçada pela atmosfera

A energia mecânica que o vento insere no oceano pela interface ar-mar ( $G^*$  em  $W m^{-2}$ ) é uma função do *stress* do vento ( $\tau$ ) e da velocidade de fricção na subcamada viscosa da água ( $v_*$ ), calculada pela equação a seguir ([KRAUS; TURNER, 1967](#))

$$G^* = \tau v_* = \rho_a u_*^3 \sqrt{\rho_a / \rho_w} \quad (3.1)$$

onde  $\tau = u_*^2 \rho_a$ ,  $v_* = u_* \sqrt{\rho_a / \rho_w}$ , sendo que  $u_*$  é a velocidade de fricção na subcamada viscosa do ar e  $\rho_w$  e  $\rho_a$  são a densidade do mar e do ar na superfície, respectivamente. Outro efeito do vento considerado aqui foi a velocidade de Ekman induzida pelo rotacional do *stress* do vento ( $w_{ek}$  em  $m s^{-1}$ ), que foi calculada de acordo com [Smith \(1968\)](#), como

$$w_{ek} = \frac{(\nabla \times \tau_{x,y})_z}{\rho_w f} \quad (3.2)$$

onde  $\rho_w$  é a densidade de referência da água do mar igual a  $1025 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $f$  é o parâmetro de Coriolis e  $(\nabla \times \tau_{x,y})_z$  é o rotacional dos vetores zonal e meridional do *stress* do vento. O resultado foi multiplicado por  $86400s$  para obter a  $w_{ek}$  em  $\text{dia}^{-1}$ .

A geração convectiva de turbulência forçada pela atmosfera ocorre quando há um decréscimo da flutuabilidade na superfície do oceano, ou seja, quando a superfície

fica mais densa. O fluxo superficial de fluatibilidade ( $B$ ) é composto pelo somatório das componentes de fluxo de calor ( $B_{hf}$ ) e de água doce ( $B_{fw}$ ) na interface ar-mar. No presente trabalho, valores positivos implicam em ganho de fluxo de fluatibilidade pelo oceano, que foi calculado de acordo com a equação abaixo (GILL, 1982; OBERHUBER, 1988).

$$B = B_{hf} + B_{fw} = \frac{g\alpha Q_{net}}{\rho_w C_p} + g\beta S(P - E) \quad (3.3)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\alpha$  é o coeficiente de expansão termal da água do mar,  $C_p$  é a capacidade calorífica da água do mar,  $Q_{net}$  é o fluxo líquido de calor em superfície ( $\text{W m}^{-2}$ , positivo para ganho de calor pelo oceano), calculado como o somatório de suas quatro componentes ( $Q_{net} = Q_{sw} + Q_{lw} + Q_{sh} + Q_{lh}$ ),  $\beta$  é o coeficiente de contração salina da água do mar,  $S$  é a salinidade superficial e  $P$  e  $E$  são as taxas de precipitação e evaporação (em  $\text{m s}^{-1}$ , ambas são positivas). Na Equação (3.3) os valores de  $C_p$  e  $\rho_w$  variam em função da temperatura e salinidade superficial da água do mar. O fluxo de fluatibilidade, dado em  $\text{m}^2 \text{s}^{-3}$  na Equação (3.3), pode ser convertido para uma forma equivalente de fluxo de calor ( $Q_B$ ), ou seja, o quanto o fluxo de fluatibilidade representa em ganho ou perda de calor em  $\text{W m}^{-2}$ , de acordo com a seguinte relação proposta por Cerovečki et al. (2011), Whitt et al. (2019) e Large et al. (2019).

$$Q_B = \frac{\rho_w C_p}{g\alpha} B \quad (3.4)$$

Além da energia inserida pelo próprio vento na camada de mistura, a atuação deste sobre a superfície do mar pode induzir a formação de ondas de gravidade, que por sua vez também atuam na produção de ECT dentro da CMO via cisalhamento vertical da deriva de Stokes. O número de Langmuir turbulento ( $La_t$ ) compara a importância relativa destes dois termos de produção de ECT e pode ser expresso como (MCWILLIAMS et al., 1997; BELCHER et al., 2012)

$$La_t = \sqrt{\frac{v_*}{u_s}} \quad (3.5)$$

onde  $u_s$  é a magnitude da deriva de Stokes em superfície. Destaca-se que a interpretação de  $La_t$  independe do fato da reanálise Glorv12v1 não levar em consideração o papel das ondas, uma vez que tanto  $v_*$  quanto  $u_s$  são provenientes do ERA5, que possui acoplamento entre os modelos atmosférico e de ondas.



A importância relativa entre a produção de ECT pela instabilidade convectiva e pelas ondas também pode ser mensurada por uma razão adimensional, proposta por Belcher et al. (2012) e expressa por

$$\frac{w_*^3}{w_{*L}^3} = \frac{h}{L_L} \quad (3.6)$$

onde  $w_*^3 = Bh$  e  $w_{*L}^3 = u_*^2 u_s$ , sendo que a reorganização destes termos permite expressar esta razão em termos do parâmetro de estabilidade de Langmuir ( $L_L$ ). Quando  $h/L_L > 1$ , a geração de ECT pela instabilidade convectiva predomina sobre a gerada pelas ondas e o inverso ocorre quando  $h/L_L < 1$ . Destaca-se que a interpretação da Equação 3.6 depende de  $h$  e que esta, por sua vez, não contabiliza o efeito das ondas (BLANKE; DELECLUSE, 1993; LELLOUCHE et al., 2018). Sendo assim, a interpretação de  $h/L_L$  deve levar em conta esta limitação.

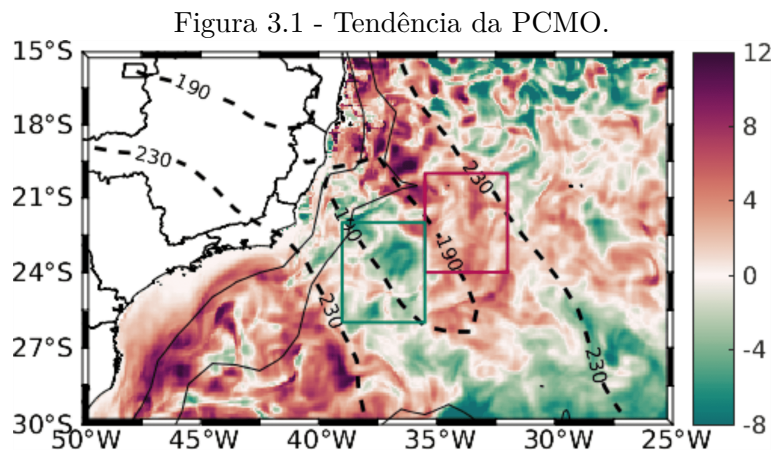
A deriva de Stokes referida nos termos  $w_{*L}^3$  e  $La_t$  é alinhada com a direção do vento, sendo uma fração da deriva de Stokes total ( $u_s$ ) fornecida pela reanálise ERA5 e utilizada aqui.  $u_s$  é integrada ao longo de todas as direções do vento e frequências de ondas. Para superar este problema foram inseridos critérios adicionais na seleção dos episódios de ZCASOEN da Tabela 3.1, sendo eles: (i) o vento a 10 m de altura, a  $u_s$  e a direção média das ondas conforme simulada pelo modelo WW3 estavam aproximadamente alinhados e (ii) a idade das ondas ( $w_a$ ) foi menor do que 1,2. Os critérios (i) e (ii) foram avaliados para a região abaixo da ZCASOEN. A  $w_a$  foi calculada a partir das simulações do WW3 como  $w_a = c_p/U_{10}$ , onde  $c_p$  e  $U_{10}$  são a velocidade de fase das ondas de pico e o vento a 10 m, respectivamente, e  $c_p = gT_p/2\pi$ , onde  $T_p$  é o período das ondas de pico (KOMEN et al., 1996; HOLTHUIJSEN, 2010). Seguindo Komen et al. (1996) e Farias et al. (2012), a  $w_a < 1,2$  foi considerada aqui como um *proxy* de ondas geradas localmente pelo vento. Desta forma, foram isolados apenas os episódios onde a condição oceânica sugere ausência da passagem de sistemas de *swell* e as condições para cálculo das equações 3.5 e 3.6 não são violadas. As estatísticas de erros e incertezas associadas a metodologia aqui descrita serão apresentadas e discutidas na seção 3.3.4.

### 3.3 Resultados e discussões

#### 3.3.1 Variabilidade da PCMO durante a ZCASOEN

Os resultados aqui encontrados mostram que a camada de mistura do oceano subjacente à ZCASOEN é modificada pela presença deste fenômeno atmosférico em escala submensal. A tendência da PCMO em relação à semana anterior à ocorrência da

ZCASOCN, mostrada pelas cores na Figura 3.1, mostra um padrão oposto entre as porções norte e sul da banda de nebulosidade, da seguinte forma: na porção norte há um aprofundamento da camada de mistura da ordem de 10 m, ao passo que ao sul há um afinamento de aproximadamente 5 m. A parametrização da mistura vertical utilizada pela reanálise oceânica segue um esquema de fechamento da ECT onde a produção é uma função do cisalhamento vertical das correntes médias horizontais e da instabilidade convectiva (LELLOUCHE et al., 2018; BLANKE; DELECLUSE, 1993). Desta forma, o padrão mostrado na Figura 3.1 está fortemente relacionado com a variabilidade do vento e da flutuabilidade em superfície, que serão analisadas nas sessões posteriores.



Composto da tendência da PCMO (cores em metros) relativa à semana anterior aos episódios de ZCASOCN (Tabela 3.1). Valores positivos (negativos) representam aprofundamento (afinamento) da CMO. A banda de nebulosidade da ZCASOCN é mostrada pelos contornos de  $ROL < 230 \text{ W m}^{-2}$  (linhas pretas pontilhadas). Os quadrados rosa e verde delimitam as regiões norte e sul da banda de nebulosidade, respectivamente. As linhas pretas finas são as isobatimétricas de 1000 m e 3000 m de profundidade segundo a base de dados ETOPO1 (NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER - NGDC, 2011).

A área da banda de nebulosidade dos episódios de ZCASOCN que se estende sobre o ATSO (mostrada parcialmente, até 30°S, pelas linhas pontilhadas na Figura 3.1) equivale a aproximadamente 4,6 vezes o estado de Minas Gerais (MG). Para fins de comparação, área do estado de MG é de aproximadamente  $5,5 \times 10^5 \text{ km}^2$ , enquanto a porção oceânica da ZCASOCN é de aproximadamente  $25,5 \times 10^5 \text{ km}^2$  (Tabela 3.1). O centro dos episódios, ou seja, a região de maior atividade convectiva, ocorre em 24°S e 35°O, onde a ROL é inferior à  $190 \text{ W m}^{-2}$ . Destaca-se que  $ROL < 200 \text{ W m}^{-2}$  é associada a eventos extremos de precipitação sobre o Brasil (CARVALHO et al.,

2002).

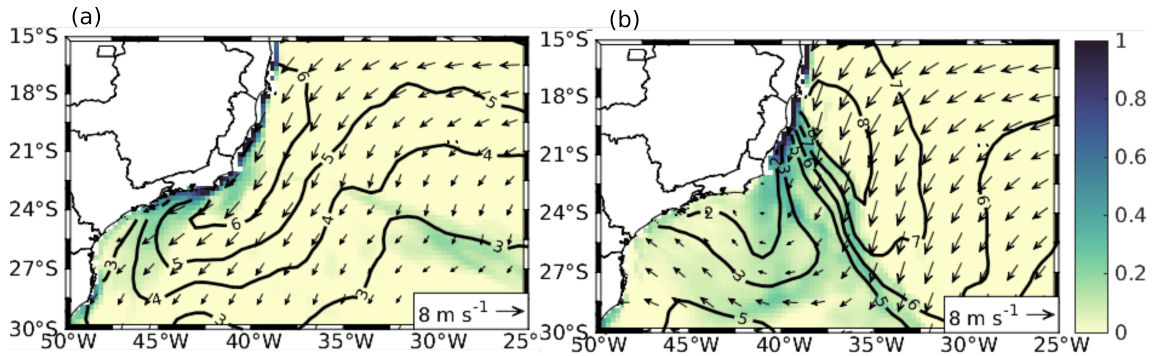
Uma outra região com intenso aprofundamento da PCMO em relação à semana anterior aos episódios foi encontrada na Bacia de Santos, entre 24-30°S e *onshore* à isobatimétrica de 3000 m. Esta região, no entanto, está fora do escopo deste trabalho, pois não está sob influência direta da atuação da ZCASOCCN. Nós focaremos aqui nas porções norte e sul abaixo da banda de nebulosidade (quadrados rosa e verde na Figura 3.1), onde a precipitação e a variabilidade dos ventos atuam concomitantemente para modificar a CMO.

### 3.3.2 Forçante atmosférica: vento em superfície

Entre a semana anterior e o período dos episódios de ZCASOCCN há uma mudança na intensidade e na direção dos ventos a 10 m de altura sobre o oceano ATSO (Figura 3.2a,b), sendo este um dos fatores que induzem a variabilidade submensal da PCMO mostrada em 3.1. Na semana anterior à ocorrência dos episódios (Figura 3.2a) o padrão é similar à média climatológica do verão no ATSO, quando os ventos sopram de Nordeste por vários dias consecutivos, induzindo zonas de ressurgência costeira ao longo da costa brasileira entre 20°S e 30°S (RODRIGUES; LORENZZETTI, 2001; CASTELAO et al., 2004; CAMPOS et al., 2013). Porém, durante os episódios de ZCASOCCN o vento a 10 m é marcado por uma vortacidade relativa ciclônica, soprando de Sudoeste ao sul da região de máxima convergência dos ventos (indicada na Figura 3.2b pelos contornos pretos cuja orientação é de NO-SE). A região de máxima convergência dos ventos demarca a localização da frente subtropical (KODAMA, 1992; QUADRO et al., 2012). Na parte norte da frente subtropical o vento é intensificado, passando de 5-6 m s<sup>-1</sup> na semana anterior para 7-8 m s<sup>-1</sup> na semana dos episódios. Ao sul desta, por outro lado, os ventos são enfraquecidos, passando de 5-6 m s<sup>-1</sup> para 2-3 m s<sup>-1</sup>. Já sobre a região da frente subtropical a variação meridional dos ventos é da ordem de 4 m s<sup>-1</sup> em um intervalo de 4° de latitude (entre 21-24°S na Figura 3.2b).

O incremento de 2 m s<sup>-1</sup> na magnitude do vento a 10 m de altura no lado norte da ZCASOCCN representa um aumento de 86% no *stress* que este exerce na superfície do oceano (Tabela 3.2), lembrando que  $\tau$ , conforme parametrizado pelas equações de *bulk*, é uma função do quadrado de  $U_{10}$  e do coeficiente de arrasto, que por sua vez também é uma função  $U_{10}$  (MONIN; OBUKHOV, 1954; LIU et al., 1979; FAIRALL et al., 1996; FAIRALL et al., 2003; EDSON et al., 2013; HERSBACH et al., 2020). Indo um pouco mais além, este aumento de  $U_{10}$  representa um aumento de 150% da energia cinética que passa do vento para a coluna d'água além da subcamada viscosa do mar ( $G^*$ ,

Figura 3.2 - Vento a 10 m de altura.



Composto de bombeamento de Ekman (cores) em  $\text{m dia}^{-1}$ , direção (vetores) e magnitude (contornos) do vento horizontal à 10 m de altura para (a) semana anterior aos episódios e (b) durante os episódios de ZCASOCN.

Equação 3.1). Em outras palavras, durante os episódios considerados aqui, o oceano recebeu mais que o dobro de energia cinética se comparado à semana anterior no lado norte da banda de nebulosidade. Na região que delimita a parte sul da banda de nebulosidade da ZCASOCN (caixa verde na Figura 3.1), a diminuição do vento a 10 m representa uma diminuição de  $-15,6\%$  no *stress* exercido na superfície do mar, e de  $-16,6\%$  na quantidade de energia cinética recebida pelo oceano além da subcamada viscosa (Tabela 3.2). Esta região está localizada parcialmente sobre a frente subtropical, onde os ventos começam a desacelerar. Desta forma, a média espacial resultou em uma variabilidade menor na parte sul comparada à parte norte. Porém, se considerássemos uma área mais ao sul da frente, esta variabilidade seria ainda mais intensa do que na parte norte, pois  $U_{10}$  passa de  $6 \text{ m s}^{-1}$  para  $2 \text{ m s}^{-1}$ . Isto mostra a importância de se considerar a variabilidade espacial da ZCASOCN, tanto em um episódio, pois a atmosfera é completamente diferente nas suas porções norte e sul, quando entre episódios, uma vez que na construção dos compostos um episódio cuja banda de nebulosidade ocorreu, por exemplo, sobre o litoral de São Paulo, pode mascarar o sinal dos episódios que ocorreram mais ao norte.

Em relação ao mecanismo dinâmico de retroalimentação negativa entre a ZCAS e o oceano ATSO (KALNAY et al., 1986; CHAVES; NOBRE, 2004; ALMEIDA et al., 2007), os resultados sugerem que o resfriamento superficial do oceano associado ao bombeamento de Ekman (mostrado na Figura 3.2b) pode estar sendo suprimido pela dinâmica da PCMO. Isto por que o resfriamento superficial via entranhamento de água mais fria pela base da camada de mistura requer tanto uma velocidade vertical ascendente, quanto um aprofundamento da CMO (MOISAN; NILER, 1998). No en-

Tabela 3.2 - *Stress* do vento ( $\tau$ ) e fração deste *stress* que adentra a coluna d'água além da subcamada viscosa ( $G^*$ ) para a semana anterior e durante os episódios de ZCASOEN.

	<b>Stress do vento <math>\times 10^2</math> (N m<sup>-2</sup>)</b>			<b><math>G^* \times 10^4</math> (W m<sup>-2</sup>)</b>		
	Semana -1	ZCASOEN	Tend. (%)	Semana -1	ZCASOEN	Tend. (%)
<b>Norte</b>	<b>7.5</b>	<b>14</b>	<b>86.6</b>	<b>7.2</b>	<b>18</b>	<b>150</b>
<b>Sul</b>	<b>7.7</b>	<b>6.5</b>	<b>-15.6</b>	<b>7.8</b>	<b>6.5</b>	<b>-16.6</b>

Na primeira (segunda) linha os valores são médias espaciais na região norte (sul) da banda de nebulosidade, conforme Figura 3.1. Na terceira coluna de cada variável é mostrada a tendência de mudança, em porcentagem, tendo-se como referência o valor da semana anterior aos episódios. Notar que os valores de  $\tau$  e  $G^*$  estão multiplicados por  $10^2$  e  $10^4$ , respectivamente.

tanto, a região onde o bombeamento de Ekman ocorre é a mesma onde a CMO está ficando mais fina, o que suprime o entranhamento (comparar as Figuras 3.1 e 3.2b). Isto pode explicar, por exemplo, o porquê Chaves e Nobre (2004) encontraram valores tão baixos de decréscimo da TSM associado ao bombeamento de Ekman. Nossos resultados sugerem, no entanto, que o resfriamento superficial via entranhamento pela base da CMO pode ocorrer ao norte da frente subtropical, independente do bombeamento de Ekman.

Embora o padrão de variabilidade da PCMO da Figura 3.1 possa ser parcialmente explicado pela variabilidade sinótica do vento a 10 m, também depende da forçante convectiva em superfície. A próxima seção apresenta o papel dos fluxos verticais de calor e água doce na determinação da flutuabilidade superficial abaixo da ZCASOEN.

### 3.3.3 Forçante atmosférica: fluxo de flutuabilidade

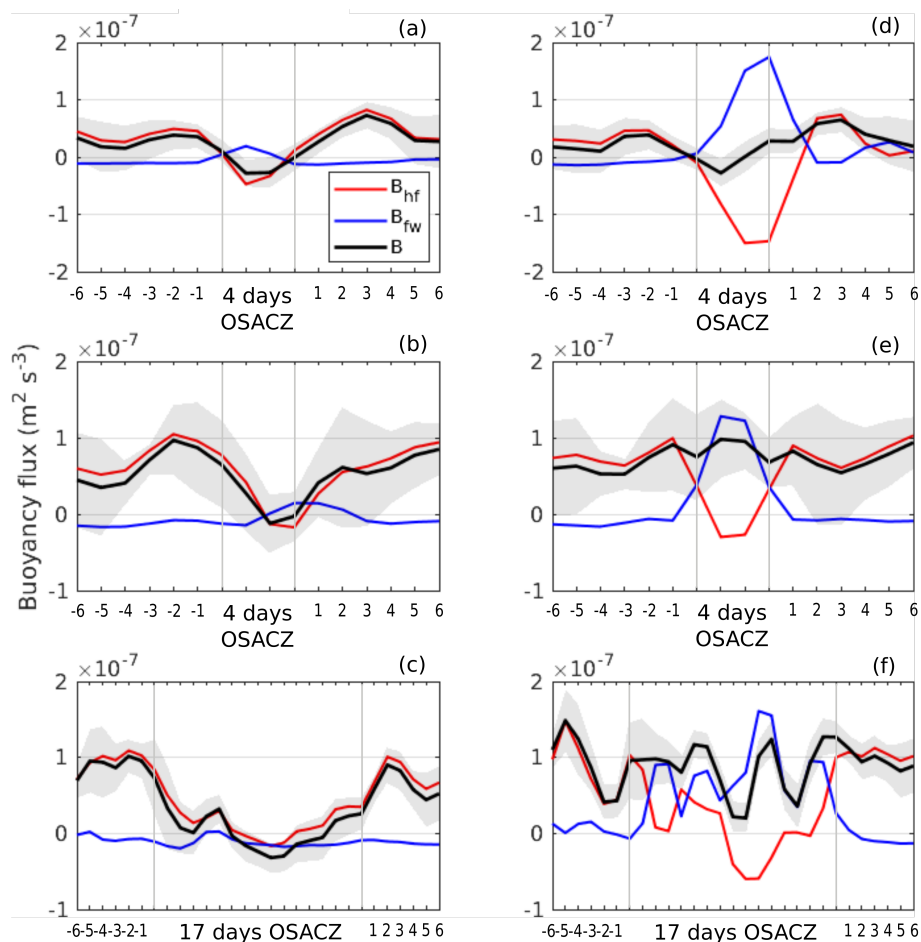
Assim como a energia cinética que oceano recebe do vento, o fluxo de flutuabilidade ( $B$ ) também varia espacialmente abaixo da banda de nebulosidade da ZCASOEN e atua de forma a intensificar a variabilidade da PCMO encontrada aqui. De modo geral,  $B$  é negativo ao norte e positivo ao sul da frente subtropical (Figuras 3.3 e 3.4), lembrando que  $B$  negativo significa perda de flutuabilidade pelo oceano (aumento de densidade). No lado norte da ZCASOEN, mostrada nos painéis do lado esquerdo da Figura 3.3, o fluxo de flutuabilidade é governado pela componente

térmica ( $B_{hf}$ ), que se torna negativa durante a ZCASOEN. Esta redução de  $B_{hf}$  deve-se, principalmente, à redução do fluxo líquido de calor em superfície ( $Q_{net}$ ), conforme será discutido posteriormente. A componente salina é quase negligenciável e na maior parte do período analisado, exceto no dia central dos episódios de 4 dias de duração, contribui com uma pequena perda de fluabilidade pelo oceano ( $P - E$  negativo). A equivalência de  $B$  em fluxo de calor ( $Q_B$ ) representa uma perda de aproximadamente  $-30 \text{ W m}^{-2}$  pelo oceano (Figura 3.4). Portanto, os resultados indicam que a região oceânica abaixo da porção norte da banda de nebulosidade da ZCASOEN é convectivamente instável em superfície.

A redução de  $Q_{net}$  no lado norte da frente subtropical é governada tanto pela redução do fluxo radiativo de ondas curtas, que é bloqueado pela cobertura de nuvens, quanto pela maior perda de calor latente, que aumenta com o aumento da velocidade do vento  $U_{10}$  durante os episódios (Tabela 3.3). A contribuição dos fluxos de ondas longas e de calor sensível é da ordem de 5 a  $10 \text{ W m}^{-2}$  e por isso foi somada às contribuições de  $Q_{sw}$  e  $Q_{lh}$ , respectivamente. Relativamente à semana anterior do evento, nesta região o oceano superficial recebe 17% a menos de energia radiativa e 31% a mais de calor é retirado do mesmo via fluxo turbulento de calor. Negligenciando as variações de temperatura e umidade nas fórmulas de parametrização de *bulk* dos fluxos de calor latente e sensível, o aumento de  $2 \text{ m s}^{-1}$  no vento a 10 m acarreta em um incremento destes fluxos de 30%, aproximadamente o que foi encontrado. Desta forma o aumento da magnitude do vento na região norte da banda de nebulosidade desempenha um papel duplo no aprofundamento da CMO, sendo um via aumento do cisalhamento vertical das correntes horizontais e outro na remoção de calor latente e sensível do oceano.

Ao contrário da parte norte, na parte sul da frente subtropical (quadrado verde na Figura 3.1) a componente salina desempenha um papel tão importante quanto o da componente térmica na determinação do fluxo de fluabilidade (painéis da direita na Figura 3.3). Assim que a ZCASOEN se estabelece, a taxa de precipitação nesta região aumenta da média climatológica, que é de aproximadamente  $2 \text{ mm dia}^{-1}$  (CARVALHO, 2009), para mais de  $30 \text{ mm dia}^{-1}$  (Figura 3.4) sobre o oceano ATSO. Esta precipitação é liberada na porção sul da banda de nebulosidade (comparar valores de  $ROL < 190 \text{ W m}^{-2}$  na Figura 3.1 com o máximo de precipitação na Figura 3.4). No que se refere ao  $Q_{net}$ , ao sul da frente subtropical o oceano recebe 50% a menos de fluxo de calor radiativo, ou seja, o bloqueio da radiação solar pela cobertura de nuvens é muito mais intenso do que na parte norte. Já a retirada de calor do oceano via fluxo de calor turbulento é reduzida em 5%, o que deve-

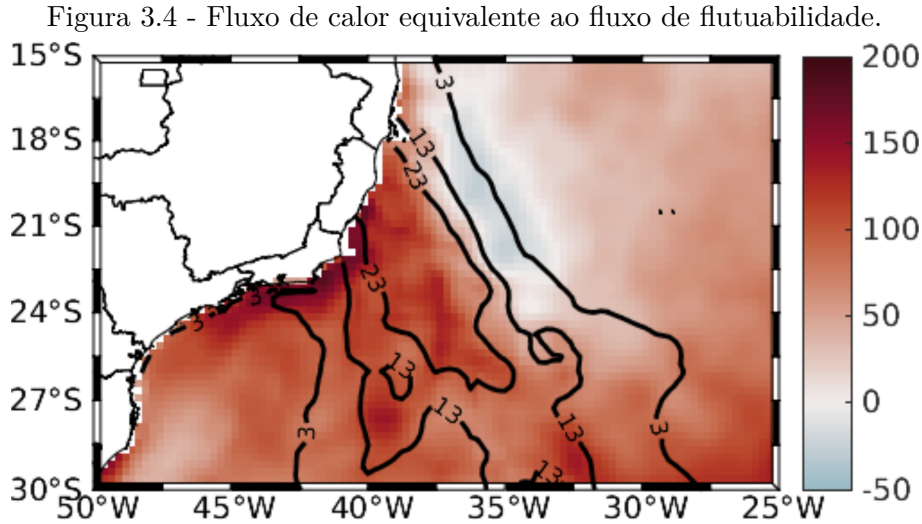
Figura 3.3 - Fluxo de fluabilidade.



Média espacial do fluxo de fluabilidade em superfície para as regiões norte (painéis da esquerda) e sul (painéis da direita) da banda de nebulosidade da ZCASOEN (ver Figura 3.1). A linha vermelha (azul) é a componente térmica (salina) e a linha preta é o fluxo de fluabilidade total. Cada linha de painéis (a-d, b-e, c-f) mostra os valores para cada um dos três episódios da Tabela 3.1, em ordem cronológica. No eixo-x estão os valores diários para os 6 dias anteriores (-6 à -1), durante o episódio e para os 6 dias posteriores (1 a 6). O comprimento do eixo-x varia conforme a duração da ZCASOEN. O sombreado cinza é a incerteza associada ao fluxo de fluabilidade.

se à redução da velocidade do vento e ao incremento da umidade em superfície nesta região. Em resumo, negligenciando-se a componente salina de  $B$ , esta seria uma região convectivamente instável, já que o somatório das componentes radiativa e turbulenta do fluxo de calor é  $-6,5 \text{ W m}^{-2}$ . No entanto, a redução de  $Q_{net}$  é superada pelo aporte de água doce e o fluxo de fluabilidade permanece positivo no período inteiro analisado. A componente salina é tão intensa neste caso, que o fluxo de calor equivalente ao fluxo de fluabilidade encontrado é de  $Q_B = 200 \text{ W m}^{-2}$  na região de máxima precipitação (Figura 3.4). Desta forma, apesar da presença da banda

de nebulosidade e da redução intensa de  $Q_{net}$  durante os episódios de ZCASOEN, esta região é caracterizada por permanecer convectivamente estável em superfície.



Composto para os episódios de ZCASOEN do fluxo de calor equivalente ao fluxo de fluabilidade ( $Q_B$  em  $W m^{-2}$ ), mostrado em cores, e da taxa diária de precipitação ( $mm dia^{-1}$ ), mostrada pelos contornos pretos. Valores positivos (negativos) de  $Q_B$  indicam ganho (perda) de energia pelo oceano.

Sendo assim, em termos da dinâmica da CMO a precipitação associada à ZCAS não deve ser ignorada. Uma hipótese levantada aqui é que a precipitação age no sentido de restringir a mistura vertical dentro da CMO através da formação de uma estratificação superficial. Devido a pequena magnitude do vento nesta região ( $< 3 m s^{-1}$ ), esta estratificação pode permanecer por períodos mais longos de tempo. Note que o afinamento da CMO ocorre na porção sul da banda de nebulosidade e coincide com ambas, a região de desaceleração do vento e com a região de estabilidade convectiva na Figura 3.4. Recentemente Iyer e Drushka (2021) realizaram um estudo observacional sobre as relações entre vento, precipitação e estratificações na camada superior da CMO, que corrobora com a hipótese levantada aqui. Os autores encontraram que durante eventos intensos de chuva e ventos de  $7 a 8 m s^{-1}$ , similar a porção norte da ZCASOEN, as lâminas de água doce formadas no primeiro metro da coluna d'água se dissipavam muito rapidamente em função da turbulência gerada pelo *stress* do vento. Já em situações de chuva intensa e ventos com velocidades inferiores à  $3 m s^{-1}$ , similar a porção sul da ZCASOEN, uma estratificação salina se formou e atuou no sentido de suprimir a dissipação da turbulência, freando a mistura vertical oceânica.



Tabela 3.3 - Tendência do fluxo líquido de calor em superfície relativo à semana anterior dos episódios de ZCASOEN.

	$Q_{(sw+lw)}$ ( $W m^{-2}$ )			$Q_{(lh+sh)}$ ( $W m^{-2}$ )		
	Semana -1	ZCASOEN	Tendência (%)	Semana -1	ZCASOEN	Tendência (%)
Norte	225	185	-17.7	-130.5	-171.5	31.5
Sul	211	108	-48.3	-120	-114.5	-4.5

Na primeira coluna é apresentada a tendência da soma dos fluxos turbulentos (calor latente e sensível), nas colunas 3 e 4 as tendências dos fluxos radiativos de ondas curtas e longas, respectivamente. A primeira (segunda) linha mostra a média espacial dos valores sobre a porção norte (sul) da banda de nebulosidade (ver Figura 3.1).

Ressalta-se que as componentes térmica e salina de  $B$  dependem também dos coeficientes de expansão térmica ( $\alpha$ ) e contração salina ( $\beta$ ). Na região analisada (quadrados rosa e verde na Figura 3.1), a média mensal ao longo de 20 anos do coeficiente  $\alpha$  varia de  $2,9 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  em novembro à  $3,2 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  em março, enquanto  $\beta$  permanece quase constantemente igual a  $7,37 \times 10^{-4} \text{ psu}^{-1}$  ao longo de todo o verão. Estes valores foram obtidos a partir dos dados da reanálise Glorys12v1 e são característicos de regiões onde a flutuabilidade é governada pela componente térmica (GILL, 1982). A maior variação de  $\alpha$  em relação a  $\beta$  deve-se à dependência não linear do coeficiente de expansão termal com a temperatura (GILL, 1982; KARA et al., 2003). As variações nos valores de  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\rho_w$ ,  $C_p$ , e  $S$  na Equação (3.3) representam uma variação de  $Q_B$  de apenas 5 a  $10 \text{ W m}^{-2}$ . Desta forma, as variações de  $B$  mostradas nas Figuras 3.3 e 3.4 são essencialmente devidas às variações nos valores de  $Q_{net}$  e  $(P - E)$ , conforme discutido anteriormente.

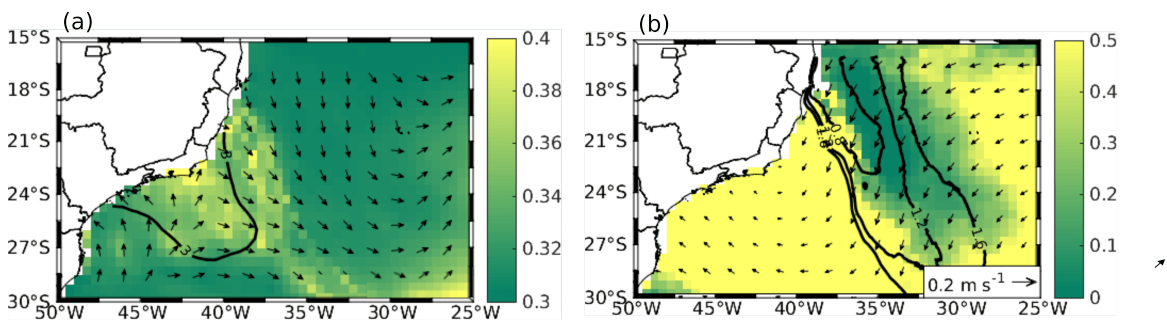
### 3.3.4 A relação com as ondas

Os resultados encontrados nesta seção sugerem que, se o efeito das ondas for levado em consideração na parametrização de mistura vertical dos modelos oceânicos, é possível que o aprofundamento da camada de mistura associado à ZCASOEN seja ainda mais intenso do que o mostrado na Figura 3.1, onde este efeito não é considerado. A duração e a área da pista (*fetch*) na parte norte da frente subtropical são suficientes para promover a geração de ondas das direções norte e noroeste, conforme indicado pelos vetores da direção média das ondas ( $H_d$ ) e os contornos de idade das ondas ( $w_a < 1, 2$ ) nas Figuras 3.5a e 3.5b, respectivamente. Já na porção sul da ZCASOEN não foram encontradas ondas geradas localmente, ao contrário,

$H_d$  e  $w_a$  sugerem que esta região está sendo influenciada por sistemas de *swell* vindos de sul. A seguir serão mostradas as razões propostas por Belcher et al. (2012), conforme Equações (3.5) e (3.6), que mensuram a importância relativa dos ventos, da instabilidade convectiva e das ondas geradas pelo vento na produção de ECT.

Na parte norte da banda de nebulosidade (Figura 3.5a) o número de Langmuir turbulento,  $La_t$ , é  $\leq 0,35$ , o que indica que o papel das ondas na geração de ECT via deriva de Stokes ( $u_s$ ) é tão importante quanto, ou ainda mais importante do que a ação da fricção inserida no oceano pelos ventos ( $v_*$ ) (MCWILLIAMS et al., 1997; BELCHER et al., 2012). Na região da frente subtropical, onde o gradiente meridional dos ventos é bastante intenso (Figura 3.2b), existe uma zona orientada na direção da ZCASOEN onde  $La_t > 0,35$ , indicando que, neste caso, a ação do vento predomina sobre a ação das ondas na geração de turbulência para a camada de mistura. A ação do cisalhamento vertical produzido pela  $u_s$  na geração de ECT é predominante em profundidades próximas à superfície, da ordem de  $\frac{1}{2}k$ , onde  $k$  é o número das ondas de pico do espectro de ondas. Portanto, a  $u_s$  por si só não é apontada como um fator capaz de induzir variações na PCMO, atuando mais na dissipação das estratificações do ciclo diurno ou de lâminas de água doce, por exemplo (BREMER; BREIVIK, 2018; IYER; DRUSHKA, 2021). A circulação de Langmuir se forma sob condições de vento acima ou igual a  $3 \text{ m s}^{-1}$  (LEIBOVICH, 1983), de forma que a interpretação de  $La_t$  dentro do contorno da Figura 3.5a, na região sul da ZCASOEN, não faz sentido físico e seus valores podem ser desconsiderados. Ressalta-se que  $La_t$  é independente da PCMO e da renálise Glorys12v1.

Figura 3.5 - O papel relativo das ondas na produção de ECT.



Composto dos episódios de ZCASOEN para (a) número de Langmuir turbulento ( $La_t$  em cores), direção médias das ondas (vetores) e localização da região cuja magnitude do vento à 10 m de altura é inferior  $3 \text{ m s}^{-1}$  (dentro do contorno preto) e (b) razão  $h_{\sigma\Theta}/L_L$  (em cores), deriva de Stokes total em superfície (vetores) e idade das ondas (em contornos).

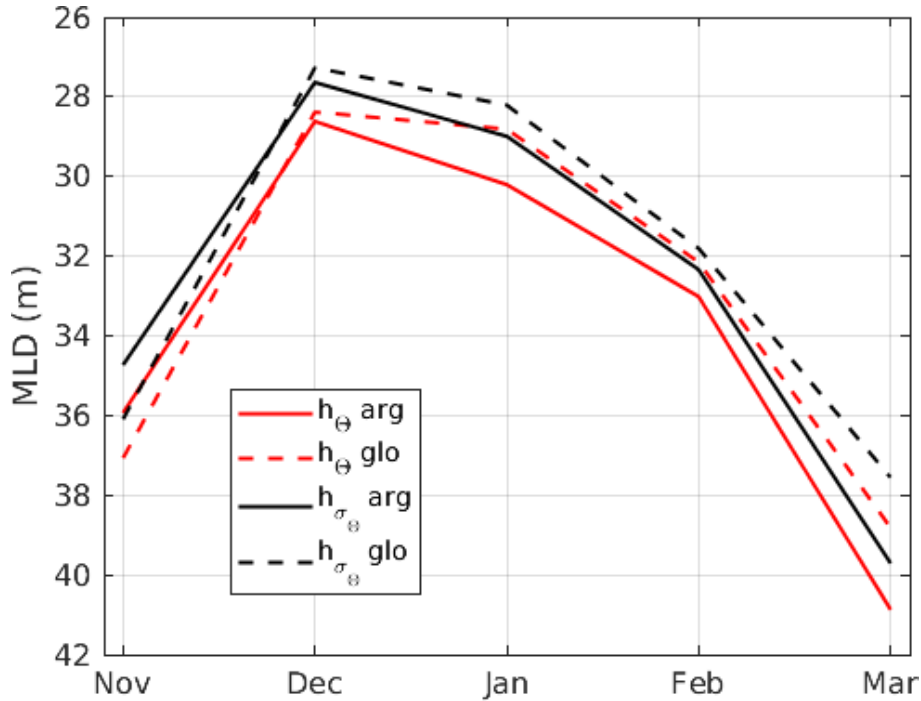
O papel das ondas também pode se sobrepor ao da instabilidade convectiva na geração de ECT, conforme valores de  $h/L_L \ll 1$  na Figura 3.5b. Para a região norte da ZCASOCN, portanto, temos que  $La_t \leq 0,35$  e  $h/L_L \ll 1$ . Quando estas duas condições são satisfeitas pode-se ter o desenvolvimento da turbulência de Langmuir (BELCHER et al., 2012), que surge de uma inclinação do campo de vorticidade vertical relativa provocada pela deriva de Stokes, o que dá origem aos bem conhecidos vórtices alinhados na direção do vento (CRAIK; LEIBOVICH, 1976; LEIBOVICH, 1983). Pesquisas baseadas em modelos numéricos e observações têm apontado que este tipo de turbulência pode aprofundar a CMO via intensificação do entranhamento de águas mais frias e densas pela base da camada de mistura, associado ao intenso fluxo de velocidade vertical descendente na zona de convergência dos vórtices (MCWILLIAMS et al., 1997; D'ASARO, 2001; POLTON; BELCHER, 2007; TSENG; D'ASARO, 2004; GRANT; BELCHER, 2009). Porém, ressalta-se que  $h/L_L$  é uma função da PCMO detectada pelo Glorys12v1, que não leva em consideração o efeito das ondas. Desta forma, os valores mostrados na Figura 3.5b devem ser interpretados com esta ressalva. Ainda assim, considerando que há um alinhamento entre a direção de propagação das ondas, da deriva de Stokes (vetores na Figura 3.5b) e do vento  $U_{10}$ , e que estas são condições que propiciam o desenvolvimento das células de Langmuir, pode-se considerar que há a possibilidade de este tipo de turbulência intensificar o aprofundamento da camada de mistura na parte norte da ZCASOCN.

### 3.3.5 Estatísticas de incerteza e processos não avaliados

As comparações realizadas entre os perfis *in situ* (Argo) e a reanálise oceânica (Glorys12v1) mostram que, na média mensal, a PCMO foi bem representada pela reanálise durante todo o verão no ATSO (Figura 3.6). Ainda que o Argo não seja um conjunto de dados independente, uma vez que é assimilado pelo modelo oceânico, não é garantido que toda a informação seja retida, dada a natureza integrada do sistema operacional, que combina dados *in situ* com a dinâmica do modelo (ARTANA et al., 2018). A PCMO foi estimada para cada perfil Argo individual descrito na seção 3.2.2 e comparada com a PCMO detectada pelos perfis correspondentes (no mesmo espaço e tempo) da reanálise Glorys12v1. O viés (*bias*) entre estes dois conjuntos de dados foi calculado como a diferença entre a média da PCMO detectada pela reanálise e a média da PCMO detectada pelos perfis *in situ*, de forma que valores positivos (negativos) indicam que a reanálise superestimou (subestimou) a espessura da CMO. Conforme mostrado na Tabela 3.3, o menor viés ocorreu no mês dezembro, quando a CMO atinge sua menor espessura, e o maior no mês de março, quando a reanálise subestimou em 2,2 m a PCMO. A correlação entre a observação

e a reanálise foi calculada a partir do coeficiente de Pearson, " $r$ " (PEARSON, 1894), apresentando valores maiores que 0,7 em todos os meses.

Figura 3.6 - PCMO: Argo *versus* Glorys12v1.



Profundidade da camada de mistura detectada pelos perfis verticais *in situ* Argo (linhas contínuas) e Glorys12v1 (linhas tracejadas). As linhas vermelhas são a PCMO detectada pelo limiar fixo de  $\Delta T = 0,2^{\circ}\text{C}$  e as linhas pretas são a PCMO detectada pelo topo da piconclina, com o  $\Delta\sigma_{\theta}$  variante descrito na metologia.

Para contabilizar a incerteza associada ao cálculo do fluxo de fluatibilidade foram consideradas as variáveis do tipo *ensemble spread* (ES) fornecidas pela reanálise atmosférica ERA5 e os valores de viés de temperatura e salinidade (TS) do oceano nos primeiros 5 m da coluna d'água (Tabela 3.5). A ES é uma medida da precisão da reanálise em relação ao conjunto de dados observados assimilados pelo modelo atmosférico (HERSBACH et al., 2020) e está disponível em resolução temporal de 3 horas e em grade regular de  $0,5 \times 0,5$  graus de latitude x longitude. A média espacial da ES dentro dos quadrados rosa e verde da Figura 3.1 para as variáveis precipitação, evaporação e as quatro componentes do  $Q_{net}$ , juntamente com os vieses de TS da Tabela 3.5, foram utilizados para estimar os limites superior e inferior da incerteza associada ao cálculo do fluxo total de fluatibilidade (Equação (3.3)). Estes limites estão mostrados de forma gráfica na Figura 3.3 como a área sombreada cinza. Em outras palavras,  $B$  poderia ser deslocado para cima ou para baixo dentro

desta área sombreada. Porém, ressalta-se que na maioria dos casos ainda teríamos  $B$  negativo na parte norte da banda de nebulosidade e positivo na parte sul durante a ZCASOCN.

Tabela 3.4 - PCMO baseada nos perfis verticais de temperatura e densidade potencial dos dados *in situ* Argo (Arg) e de reanálise Glorys12v1 (Glo).

Perf.	Mês	Topo da termoclina (h <sub>T</sub> )				Topo da picnoclina (h)			
		Glo	Arg	Bias	r	Glo	Arg	Bias	r
387	Nov	37.1	35.9	1.20	0.73	36.1	34.7	1.40	0.70
358	Dez	28.4	28.6	-0.20	0.72	27.3	27.5	-0.20	0.71
320	Jan	28.8	30.2	-1.40	0.76	28.2	29,00	-0.80	0.76
300	Fev	32.0	33.0	-1.00	0.83	31.8	32.3	-0.50	0.79
340	Mar	38.8	40.9	-2.10	0.75	37.5	39.7	-2.20	0.75

A primeira coluna mostra o número de perfis utilizados para a comparação em cada mês do verão Austral. As colunass de *bias* e "r" mostram a diferença entre as colunas Glo e Arg e a correlação de Pearson entre a PCMO de todos os perfis individuais Arg e Glo utilizados em cada mês, respectivamente.

Tabela 3.5 - Viés e erro médio quadrático (rmse) entre a salinidade e a temperatura dos perfis Argo e da reanálise Glorys12v1 para os primeiros 5 m da coluna d'água.

<b>Z</b> <b>(dBar)</b>	Temperatura		Salinidade	
	bias	rmse	bias	rmse
0.5	0.22	0.23	0.01	0.1
1.5	-0.01	0.22	0.01	0.1
2.5	-0.22	0.22	0.01	0.1
4	-0.35	0.21	0.02	0.01
5	-0.45	0.22	0.02	0.01

Para esta comparação foram utilizados os 1705 perfis Argo descritos na seção 3.2.3.

Além da ação dos ventos, da forçante convectiva e da propagação das ondas, outros processos que poderiam influenciar a variabilidade da PCMO não foram considerados aqui. Eles incluem, as interações entre a intensa atividade de mesoescala oceânica associada à Corrente do Brasil (CB) com a ZCASOCN. Foram escolhidas as áreas de análise à *offshore* da isobatimétrica de 1000 m, por que o interesse foi avaliar o efeito isolado da forçante atmosférica, o que seria bastante difícil em uma região onde os meandros e vórtices da CB atuam intensamente no transporte horizontal e vertical de massa e *momentum* (SILVEIRA et al., 2004; CALADO et al., 2006). O efeito da quebra das ondas na dissipação da energia turbulenta e do desalinhamento entre a direção do vento e da propagação das ondas também não foram considerados.

### 3.4 Conclusões

Neste capítulo foram examinados os papéis relativos do vento, da instabilidade convectiva e do possível efeito das ondas de gravidade na variabilidade da CMO durante episódios de ZCASOEN. O primeiro principal resultado encontrado, indica que a CMO nos lados norte e sul desta frente subtropical é governada por mecanismos diferentes, de forma que o ATSO abaixo da ZCASOEN não deve ser tratado de forma homogênea. Ao invés disto, é necessário fazer a separação espacial destas duas regiões tão próximas e tão distintas.

No lado norte da banda de nebulosidade da ZCASOEN foi encontrado um intenso aprofundamento da CMO em relação à semana anterior ao evento. Há três condições propícias que podem contribuir para o aumento da turbulência e mistura vertical oceânica nesta região, são elas: (1) intensificação do vento a 10 m de altura, que leva a um aumento de 150% na energia cinética inserida no oceano em relação à semana anterior; (2) instabilidade convectiva governada por ambas, redução da incidência da radiação solar e remoção de calor do oceano via fluxos de calor latente e sensível e (3) geração local de ondas que se propagam na mesma direção do vento, sendo que a importância relativa da geração de turbulência pela deriva de Stokes se sobressai àquela gerada pelo vento.

No lado sul da banda de nebulosidade da ZCASOEN a situação é praticamente inversa, onde foi observado um afinamento da CMO e também três fatores que podem contribuir com a supressão da mistura vertical, são eles: (1) decréscimo da magnitude do vento a 10 m de altura que leva a uma diminuição de -17% na energia cinética que o oceano recebe em relação à semana anterior; (2) estabilidade convectiva governada pelo *input* de água doce proveniente da ZCASOEN e (3) ausência de ondas geradas localmente pelos ventos superficiais.

Desta forma, tanto no lado norte quanto no lado sul da frente subtropical, o efeito dos ventos em superfície desempenha um papel triplo para a dinâmica da CMO, como se segue. O aumento (redução) da magnitude dos ventos induz a uma maior (menor) mistura vertical devido ao aumento (diminuição) da turbulência gerada pelo cisalhamento vertical do fluxo horizontal médio, promove uma maior (menor) remoção de calor do oceano via fluxos de calor latente e sensível, também induz (suprime) a formação de ondas geradas localmente, paralelas à direção do vento no lado norte (sul).

Os resultados também sugerem que o mecanismo dinâmico de retroalimentação ne-

gativa entre a ZCAS e o oceano ATSO proposto na literatura por diversos autores pode não ter nenhum efeito na supressão da convecção atmosférica. Isto por que, embora haja a atuação de uma vortacidade ciclônica dos ventos sugerindo velocidade vertical ascendente no oceano, o entranhamento de águas mais frias pela base da camada de mistura pode estar sendo suprimido pelo afinamento da mesma. Isto poderia explicar o porquê Chaves e Nobre (2004) encontraram valores tão baixos de resfriamento superficial associado a este mecanismo dinâmico de retroalimentação.

Por fim, este é um primeiro esforço no sentido de compreender melhor o oceano abaixo da ZCAS e não aborda toda a complexidade do problema. Conforme mencionado, existem processos importantes que não foram considerados aqui. Além disto, a inexistência de dados *in situ* com as requeridas resoluções espacial e temporal para validar os resultados encontrados aqui é uma limitação deste trabalho. Ainda assim, acredita-se que os mecanismos físicos por trás da variabilidade da PCMO durante a ZCASOCN e descritos aqui, são coerentes e merecem mais atenção do ponto de vista oceanográfico.





## 4 BALANÇO DE CALOR NA CAMADA DE MISTURA SUPERFICIAL MARINHA DURANTE EPISÓDIOS DE ZCAS OCEÂNICA

### 4.1 Introdução

As variações da temperatura da superfície do mar (TSM) são governadas pelo balanço de calor na camada de mistura oceano (CMO), que é influenciado pelos fluxos de calor em superfície, processos de advecção e difusão horizontal e vertical e entranhamento pela base da CMO. O balanço de calor na CMO tem sido amplamente estudado nas regiões equatoriais e polares em escala sazonal e interanual, onde a complexidade dos fluxos verticais pela base da CMO é agravada pela presença de estratificações positivas de salinidade no oceano superior, que formam uma camada de barreira (CBar) espessa (VIALARD; DELECLUSE, 1998; DONG et al., 2007; DONG et al., 2008; FOLTZ; MCPHADEN, 2009; FOLTZ et al., 2013). Em escala sinótica, os esforços se concentram no balanço de calor durante eventos de ciclones tropicais. Nestes eventos, de 70 a 80% do decréscimo da TSM observado após a sua passagem, deve-se à mistura vertical das águas superficiais com as águas mais frias das camadas inferiores, promovida pela ação dos ventos extremos em superfície (PRICE et al., 1986; JACOB; SHAY, 2003; D'ASARO et al., 2007; JULLIEN et al., 2012). Este decréscimo da TSM, por sua vez, retroalimenta negativamente os ciclones (SCHADE; EMANUEL, 1999; D'ASARO et al., 2007). Neste sentido, a estrutura vertical pré existente da coluna d'água é fundamental na determinação da quantidade de calor que pode ser retirado do oceano pela atmosfera, sendo que picnoclinas menos inclinadas ou embebidas em camadas de temperatura constante (presença da CBar) estão associadas a ciclones mais intensos (LLOYD; VECCHI, 2011; BALAGURU et al., 2012).

Mesmo nas regiões equatoriais, onde há maior disponibilidade de observações, o fechamento do balanço de calor ainda não foi atingido, sendo que o resíduo é, em geral, atribuído tanto aos fluxos verticais na base da camada de mistura quanto aos erros inerentes aos dados utilizados (QU, 2001, 2001; FOLTZ; MCPHADEN, 2009; FOLTZ et al., 2013). Isto ocorre por que as resoluções espacial e temporal dos dados observacionais ainda é insuficiente para resolver os termos verticais, ou seja, não se sabe exatamente qual é a contribuição destes fluxos nas variações da TSM. Neste sentido, os modelos hidrodinâmicos e reanálises de alta resolução permanecem como uma boa alternativa para a melhor compreensão destes processos.

Em comparação com as regiões equatoriais e polares, as regiões subtropicais têm recebido pouca ou nenhuma atenção no que se refere ao balanço de calor oceânico, sendo que os poucos estudos se concentram nas correntes de contorno oeste do

hemisfério norte (VIVIER et al., 2002; DONG; KELLY, 2004). De especial interesse para o continente Sul Americano, é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A (ZCAS) faz parte do sistema de monções da América do Sul, sendo percebida como uma banda de nebulosidade em sentido NO-SE, que se estende desde a Amazônia até o oceano Atlântico Sudoeste (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994).

A maioria dos esforços para compreender a relação entre a ZCAS e o oceano Atlântico sul, são referentes à influência das anomalias de TSM nesta região nos modos de variabilidade da ZCAS, em escalas de tempo superiores à interanual (BARROS et al., 2000; BARREIRO et al., 2005; ALMEIDA et al., 2007; JUNQUAS et al., 2012; TIRABASSI et al., 2015; TALENTO; BARREIRO, 2018). Em escala sinótica, tem sido sugerido que a intensidade e a posição da precipitação associada à ZCAS são sensíveis à variações regionais de TSM, sendo deslocada e intensificada sobre águas mais quentes (TEIXEIRA et al., 2002). Do ponto de vista do efeito da ZCAS no oceano, muito pouco se sabe além do sinal de decréscimo da TSM abaixo da banda de nebulosidade. Por exemplo, Kalnay et al. (1986) fizeram a primeira menção a existência de um mecanismo de retroalimentação dinâmico, onde a vortacidade ciclônica dos ventos superficiais associada à ZCAS induz o bombeamento de Ekman, que por sua vez resfria o oceano, o que auxilia na dissipação da convecção atmosférica. Posteriormente, Chaves e Nobre (2004) concluíram que o resfriamento via bombeamento de Ekman é uma ordem de magnitude inferior ao resfriamento associado ao decréscimo da incidência de radiação de ondas curtas, propondo que o principal mecanismo de retroalimentação durante a ZCAS, é termodinâmico.

Embora seja uma zona de convergência, a ZCAS possui características distintas da Zona de Convergência Intertropical (ITCZ). Enquanto a ITCZ atua durante o ano inteiro e é marcada pela sazonalidade, a ZCAS atua por períodos de 4 à 17 dias consecutivos, sendo que no período ativo, a taxa de precipitação se assemelha à da ITCZ (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994; FOLTZ; MCPHADEN, 2009; ROSA et al., 2020). É também diferente dos sistemas frontais no sentido de que é quase estacionária, enquanto as frentes são migratórias. No entanto, é sugerido que alguns episódios de ZCAS se formem devido à organização da convecção tropical com a convecção dos sistemas frontais (OLIVEIRA; NOBRE, 1986; SATYAMURTY; MATTOS, 1989; SIQUEIRA; MACHADO, 2004). Outra característica marcante da ZCAS é a existência de uma vortacidade ciclônica na parte sul da banda de nebulosidade, conforme mencionado anteriormente. Desta forma, a ZCAS é um fenômeno atmosférico complexo e seu efeito no oceano subjacente ainda não é compreendido de forma satisfatória.

Alguns episódios de ZCAS têm sido chamados na literatura de ZCAS oceânica (ZCASO-CN), sendo estes caracterizados pela ocorrência da banda de nebulosidade ao norte da posição climatológica e estendendo-se sobre uma grande área do Atlântico sudoeste com intensa atividade convectiva (CARVALHO et al., 2002; JORGETTI et al., 2014; TIRABASSI et al., 2015; ROSA et al., 2020). Foi mostrado no capítulo anterior que a variabilidade atmosférica de escala sinótica da ZCASO-CN, leva a modificações semanais na profundidade da CMO, sendo que esta variação é distinta nas porções norte e sul da banda de nebulosidade. Sendo assim, este capítulo avalia o impacto que a ZCASO-CN e a variação na PCMO têm sobre o balanço de calor, considerando também o efeito da precipitação na formação de estratificações positivas de salinidade na CMO.

## 4.2 Dados e metodologia

### 4.2.1 Dados utilizados

Os dados provenientes da reanálise oceânica Glorys12v1 (LELLOUCHE et al., 2018), do programa de observação da terra da União Europeia - Copernicus, foram utilizados aqui para estimar o balanço de calor e a PCMO. Esta reanálise fornece dados com  $1/12^\circ$  de resolução horizontal e 50 níveis em coordenada Z, disponíveis em médias diárias e em grade regular de latitude-longitude. Em superfície, é forçada pela reanálise atmosférica ERA-Interim (DEE et al., 2011). As variáveis utilizadas foram, temperatura potencial ( $\Theta$ ), salinidade ( $S$ ) e velocidade horizontal ( $U$ ), composta pelas componentes zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ). O Glorys12v1 apresentou um excelente desempenho na representação da temperatura,  $S$  e PCMO do Atlântico Sudoeste quando comparada à 1705 perfiladores Argo (Figura 3.6 e Tabelas 3.4 e 3.5).

As variáveis atmosféricas são provenientes da reanálise ERA5 (HERSBACH et al., 2020). O ERA5 fornece dados em grade horizontal regular do tipo latitude-longitude, cuja resolução horizontal é de  $0,25^\circ$ , disponíveis a cada hora. As variáveis utilizadas são as quatro componentes do fluxo líquido de calor em superfície, a saber, fluxos radiativos de ondas curtas ( $Q_{sw}$ ) e longas ( $Q_{lw}$ ) e fluxos turbulentos de calor sensível ( $Q_{sh}$ ) e latente ( $Q_{lh}$ ), além dos acumulados horários de precipitação ( $P$ ) e evaporação ( $E$ ). Estas variáveis foram utilizadas na forma de médias (fluxos de calor) e acumulados diários ( $P$  e  $E$ ), obtidos pela média e soma das 24 horas fornecidas pelo ERA5, respectivamente.

A concentração de clorofila-a (Cl-a) utilizada para estimar a componente penetrativa de  $Q_{sw}$ ,  $Q_{pen}$ , é proveniente do produto OCEANCOLOUR GLO CHL L4 REP OB-

SERVATIONS 009 082, fornecido pelo Copernicus. Este é um produto satelital, que se utiliza de um algoritmo multi-sensores (entre eles, SeaWiFS, MODIS e MERIS) para estimar Cl-a a cada 4 km e a cada dia, sendo interpolado para uma situação de céu limpo. O produto satelital diário de radiação de onda longa emergente (ROL) *Daily Outgoing Longwave Radiation Climate Data Record* versão v01r02 (LEE et al., 2004), cuja resolução horizontal é de  $1^\circ \times 1^\circ$  de latitude-longitude, foi utilizado para identificar a localização e a intensidade da banda de nebulosidade associada à ZCASOEN. Foi utilizado também o produto *Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis* (OSTIA), que combina dados de satélite com dados *in situ* para obter a TSM em resolução espacial de  $0,05^\circ \times 0,05^\circ$  (DONLON et al., 2007), para comparação com o balanço de calor na CMO encontrado com os dados da reanálise oceânica.

Dos episódios de ZCASOEN identificados e descritos por (ROSA et al., 2020), foram considerados aqui aqueles cuja banda de nebulosidade ocorreu na mesma localidade, atravessando a linha de costa brasileira sobre o sul da Bahia e norte do Rio de Janeiro. As datas destes episódios estão na Tabela 3.1.

#### 4.2.2 Metodologia

O balanço do fluxo de calor (em  $\text{W m}^{-2}$ ) na camada de mistura oceânica foi calculado da seguinte forma (STEVENSON; NIILER, 1983; MOISAN; NIILER, 1998)

$$\rho C_p h \frac{\partial T}{\partial t} = Q_0 - \rho C_p h U \cdot \nabla T - \rho C_p w_e (T - T_h) + \epsilon \quad (4.1)$$

onde  $\rho C_p$  é a capacidade volumétrica de calor da água do mar, igual a  $4,088 \times 10^6 \text{ J } ^\circ\text{C}^{-1}\text{m}^{-3}$ ,  $h$  é a profundidade da camada de mistura,  $T$  e  $U$  são a temperatura e a velocidade horizontal verticalmente integradas até  $h$  ( $\phi = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \phi dz$ , onde  $\phi$  é a variável sendo integrada,  $T$  ou  $U$ ). Ressalta-se que a profundidade  $h$  foi considerada como limite inferior de integração ao invés do nível vertical da reanálise que mais se aproxima da PCMO. Para isto, foram realizadas interpolações lineares na vertical, dos valores de  $T$  e  $U$ , entre os primeiros níveis acima e abaixo de  $h$ . Por fim,  $T_h$  é a temperatura 2 m abaixo de  $h$ , sendo que para esta variável também foi realizada uma interpolação linear na vertical para encontrar o valor exatamente 2 m abaixo de  $h$ . Da esquerda para direita, os termos da Equação (4.1) serão daqui para frente denominados e abreviados como: (1) taxa de calor armazenado na CMO,  $\partial T/\partial t$ ; (2) fluxo de calor em superfície,  $Q_0$  (4) advecção horizontal de calor,  $U \cdot \nabla T$ ; (5) entranhamento de calor,  $w_{en}$  e (4) resíduo,  $\epsilon$ .

O fluxo de calor em superfície foi considerado aqui como  $Q_0 = Q_{sw} - Q_{pen} + Q_{lw} + Q_{lh} + Q_{sh}$ , ou seja, é o fluxo líquido de calor na interface ar-mar ( $Q_{net}$ ), menos a componente penetrativa ( $Q_{pen}$ ) da radiação de ondas curtas, que é perdida para o oceano profundo pela base de  $h$ . Este termo foi calculado seguindo-se o modelo de Morel e Antoine (1994) e é expresso como

$$Q_{pen} = Q_{sw}(V_1e^{(-h/d_1)} + V_2e^{(-h/d_2)}) \quad (4.2)$$

onde o espectro da radiação solar é dividido em duas componentes, uma com comprimentos de ondas mais longos ( $V_1$ ) e outra, mais curtos ( $V_2$ ), sendo que cada uma tem a sua própria taxa de decaimento exponencial conforme a luz penetra na coluna d'água ( $d_1$  e  $d_2$ , respectivamente). As quatro constantes ( $V_1$ ,  $V_2$ ,  $d_1$  e  $d_2$ ) foram estimadas em função da concentração de Cl-a para cada ponto de grade e cada dia.

O termo de entranhamento é composto pela taxa de entranhamento ( $w_e$ ) e pela diferença vertical entre a temperatura da camada de mistura e a temperatura 2 m abaixo dela. A taxa de entranhamento foi resolvida explicitamente como

$$w_e = \frac{\partial h}{\partial t} + U_h \cdot \nabla h + w_h \quad (4.3)$$

onde  $\partial h/\partial t$  é a taxa temporal de aprofundamento da camada de mistura,  $U_h \cdot \nabla h$  representa a entrada de água pelas laterais inclinadas da camada de mistura, sendo  $U_h$  a velocidade horizontal na profundidade  $h$ , e  $w_h$  é a velocidade vertical na base da camada de mistura, considerada aqui como  $w_h = -\nabla \cdot U_h$ .  $w_e$  só é considerada se  $\partial h/\partial t + U_h \cdot \nabla h + w_h > 0$ , caso contrário,  $w_e = 0$ .

O termo de resíduo foi obtido pela diferença entre o termo do lado esquerdo e o somatório dos três primeiros termos do lado direito da Equação (4.1).  $\epsilon$  pode estar associado tanto a processos ignorados, como aos erros inerentes ao conjunto de dados. Os principais processos negligenciados na Equação (4.1) foram a advecção horizontal turbulenta e a difusão/advecção vertical do fluxo de calor.

A profundidade da camada de mistura oceânica, definida como o topo da piconclina ( $h$ ) foi detectada conforme a metodologia de Montégut et al. (2004), com o método do limiar de densidade potencial variante. Neste capítulo, também consideraremos a profundidade do topo da termoclina ( $h_T$ ), conforme proposto por Montégut et al. (2004),  $h_T$  está localizada na profundidade em que  $|\Theta_{10} - \Theta_P| > 0, 2^\circ\text{C}$ , onde  $\Theta$  é a temperatura potencial, o subscrito 10 é a profundidade de referência e  $P$  é a profundidade, ambos em dBar. A espessura da camada de barreira (CBar) foi calculada

como a diferença  $h_T - h$ , considerando o eixo  $Z$  positivo. Se a diferença for positiva, a salinidade está positivamente estratificada, de forma que a piconclina está mais rasa do que a termoclina. Se a diferença for negativa, tem-se um outro fenômeno oceânico, chamado de camada de compensação, (CCon), que está associado à estratificação negativa da salinidade.

Ressalta-se que esta metodologia, além de detectar variações da escala de dias na profundidade da camada de mistura, é adequada para estimar a espessura da CBar por que o limiar variante  $\Delta\sigma_\Theta$ , utilizado para cálculo de  $h$  (ver seção 3.4), remove o efeito não negligenciável da expansão térmica da água do mar (LUKAS; LINDSTROM, 1991; QU, 2003; MONTÉGUT et al., 2004; MONTÉGUT et al., 2007). Desta forma, qualquer diferença entre  $h_T$  e  $h$  pode ser atribuída à estratificação da salinidade.

O fluxo de calor equivalente ao fluxo de fluatibilidade em superfície ( $Q_B$ ) foi estimado como

$$Q_B = \left( \frac{\rho C_p}{g\alpha} \right) B \quad (4.4)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\alpha$  é o coeficiente de expansão termal da água do mar e  $B$  é o fluxo total de fluatibilidade.  $B$  foi estimado conforme Gill (1982) e Oberhuber (1988) como  $B = g\alpha Q_{net}/\rho C_p + g\beta S(P - E)$ , onde  $Q_{net}$  é o fluxo líquido de calor em superfície,  $\beta$  é o coeficiente de contração salina e  $(P - E)$  é a diferença entre as taxas de evaporação e precipitação. O primeiro termo é a componente térmica e o segundo termo é a componente salina.

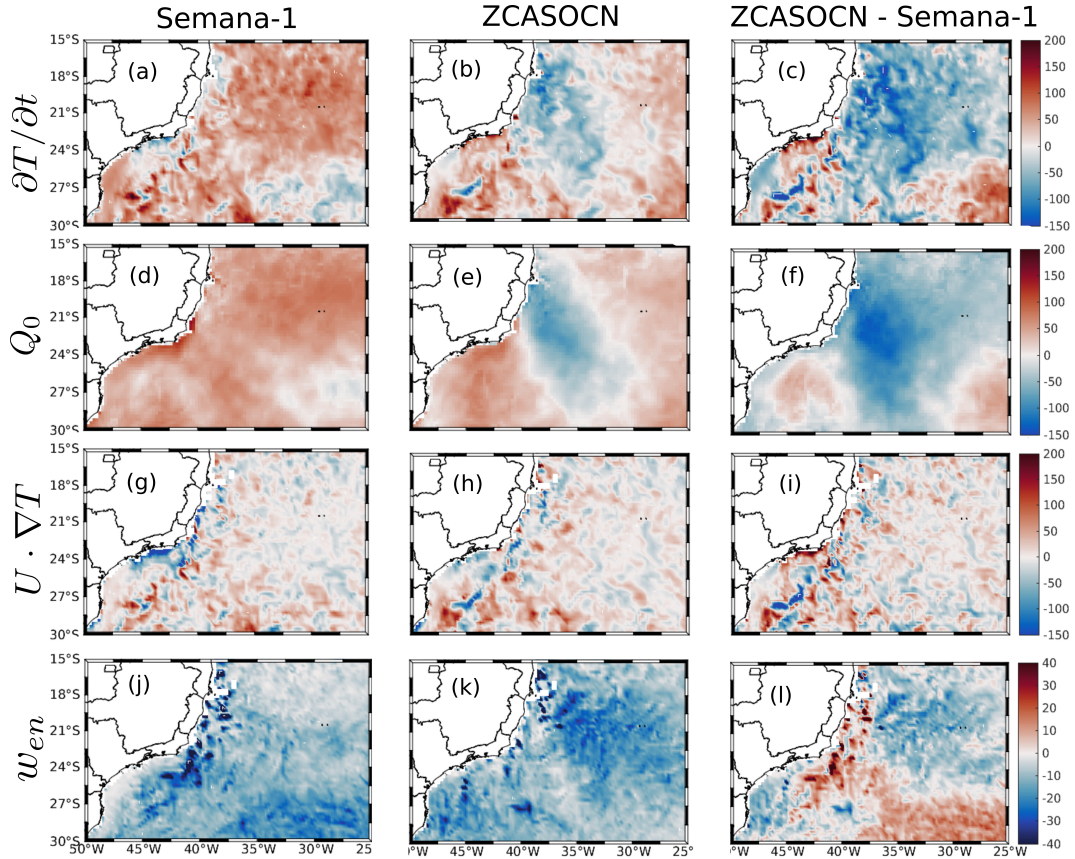
### 4.3 Resultados e discussão

#### 4.3.1 Balanço de calor na camada de mistura oceânica

Observa-se que durante a ZCASOCN, o sinal da banda de nebulosidade aparece como uma tendência de resfriamento da camada de mistura, da ordem de  $-100$  a  $-150 \text{ W m}^{-2}$  (Figura 4.1b). Ao se considerar a diferença em relação à semana anterior, no entanto, fica evidente que este resfriamento ocorre em todo o Atlântico Sudoeste (ATSO) ao norte da ZCASOCN e que, ao sul da mesma, há uma tendência de aquecimento da camada de mistura.

Dos quatro termos do balanço de calor considerados aqui e que podem explicar este comportamento, o que apresenta maior contribuição é o fluxo líquido de calor na superfície ( $Q_0$ , Figura 4.1d-f). A advecção horizontal não apresenta, visivelmente, um padrão que remeta à ocorrência da ZCASOCN, sendo caracterizada por uma intensa troca de sinais em todo o ATSO. Tendo em vista que o Glorlys12v1 resolve

Figura 4.1 - Balanço de calor.



Composto dos termos do balanço de calor na CMO nos 6 dias anteriores aos episódios (painéis da esquerda), durante (painéis centrais) e a diferença entre os dias de ZCASOCN e a semana anterior (painéis da direita). Na primeira linha está o termo da taxa de calor armazenado na CMO, na segunda, o termo de fluxo de calor em superfície, na terceira, o termo de advecção horizontal de calor e na quarta, o termo de entranhamento. A escala de cores do termo de entranhamento é a única diferente das demais. Todos os termos estão com o sinal da Equação (4.1), por exemplo, as linhas 3 e 4 são, respectivamente,  $-\rho C_p h U \cdot \nabla T$  e  $-\rho C_p w_e (T - T_h)$ .

a mesoescala oceânica, este padrão deve estar ligado à ela, principalmente na região da Corrente do Brasil onde há intenso meandramento e formação de vórtices (SILVEIRA et al., 2004; CALADO et al., 2006). Na média climatológica, no entanto, o termo advectivo é predominantemente positivo no ATSO, consistente com o fluxo médio das correntes, que é de Norte para Sul, transportando calor das regiões equatoriais para os subtrópicos (figura não mostrada).

O termo de entranhamento (Figura 4.1j-l), embora de magnitude inferior aos demais, mostra o sinal ZCASOCN como valores próximos de zero, cuja orientação NO-SE é a mesma da banda de nebulosidade associada a ela (4.1k). Em relação à semana

anterior aos episódios, o entranhamento contribui para o resfriamento da CMO nas regiões à norte e a sul da ZCASO-CN. No decorrer desta seção, cada termo do lado direito da Equação (4.1) será analisado individualmente, a fim de compreender como os padrões acima descritos podem estar relacionados à presença da ZCASO-CN. O termo de resíduo será analisado na seção 4.3.5.

### 4.3.2 Fluxos de calor em superfície

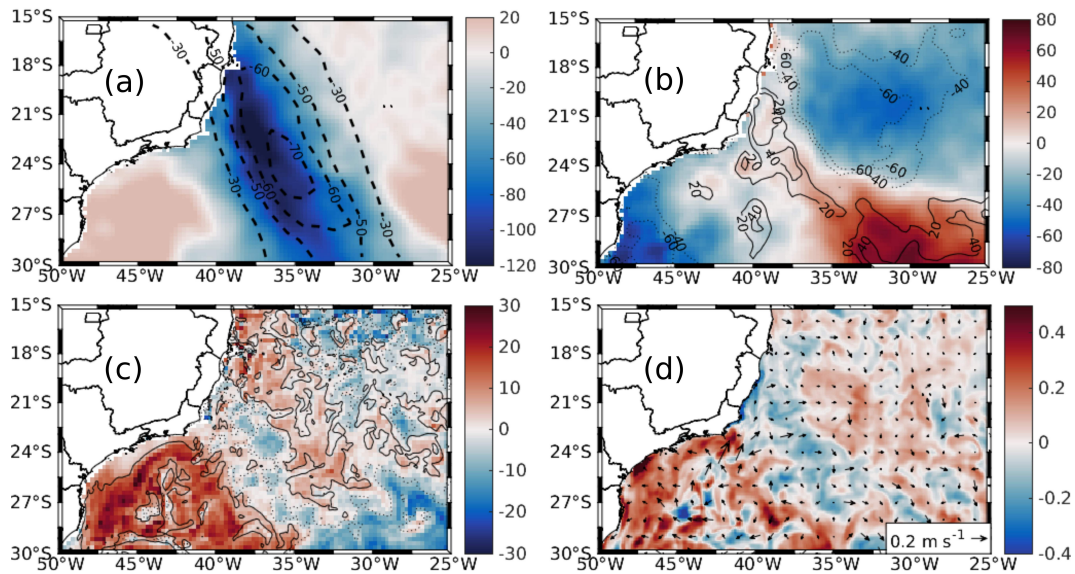
Durante a ZCASO-CN, o fluxo de calor em superfície no ATSO varia tanto em função da componente radiativa ( $Q_{rad} = Q_{sw} + Q_{lw}$ ), quanto da componente turbulenta ( $Q_{turb} = Q_{lh} + Q_{sh}$ ), sendo que cada uma atua em regiões distintas e é governada por mecanismos diferentes (Figura 4.2a,b). Ressalta-se que os valores de  $Q_{lw}$  e  $Q_{sh}$  são muito inferiores aos demais, de forma que as discussões a seguir referem-se basicamente às variações da radiação de ondas curtas e do calor latente. Conforme esperado,  $Q_{rad}$  é reduzida abaixo da banda de nebulosidade e é a principal contribuinte para o resfriamento da CMO observado nesta região em 4.1c, o que corrobora com os resultados de Chaves e Nobre (2004). Esta redução é parcialmente compensada pelos fluxos turbulentos de calor, onde a diminuição da magnitude do vento (Figura 3.2) e aumento da precipitação contribuem para que menos calor latente seja retirado do oceano durante os episódios, sendo que estes dois fatores combinados resultam no ganho de flutuabilidade, observado pelos contornos contínuos de  $Q_B$  na Figura 4.2b e discutido no capítulo anterior. A região de maior precipitação pode ser vista aqui indiretamente em 4.2d como um sinal de decréscimo da salinidade superficial com orientação NO-SE.

Ao norte da banda de nebulosidade, onde  $Q_B$  é negativo em 4.2b, observa-se que o oceano perde mais calor via fluxo turbulento em relação à semana anterior, ao passo que a radiação de ondas curtas praticamente não varia (4.2a). Desta forma, a retirada de calor latente do oceano é o principal mecanismo de resfriamento da CMO observado nesta mesma região em 4.1c, que conforme mostrado no capítulo anterior, deve-se ao aumento da magnitude do vento, que por sua vez incrementa a taxa de evaporação (coincidente com o aumento da salinidade superficial em 4.2d). Resultado semelhante também foi encontrado por Jorgetti (2008), onde a autora constatou através de simulações numéricas com um modelo atmosférico acoplado a um modelo simplificado de CMO, que o vento é o principal mecanismo de incremento da taxa de evaporação durante alguns episódios de ZCAS. Tirabassi et al. (2015) sugeriram ainda, que o incremento da umidade do ar através do fluxo de calor latente auxilia a sustentar a convecção atmosférica durante a ZCAS na região norte da banda de



Figura 4.2 - Tendência dos fluxos em superfície.

### ZCASOEN - Semana-1



Tendência em relação à semana anterior à ZCASOEN dos termos: (a) fluxo radiativo de ondas longas mais ondas curtas (em cores) e ROL (em contornos), ambos em  $W m^{-2}$ ; (b) fluxo turbulento de calor sensível mais calor latente (em cores) e fluxo de fluatibilidade total ( $Q_B$  em contorno), ambos em  $W m^{-2}$ ; (c) fração da radiação solar que penetra abaixo da CMO ( $Q_{pen}$ , cores em  $W m^{-2}$ ) e profundidade da CMO (contornos cujo valor é  $\pm 2$  m, sendo positivo contínuo e negativo pontilhado); (d) salinidade da superfície do mar (cores) e correntes oceânicas em superfície (vetores).

nebulosidade. O principal modo de variabilidade das anomalias de TSM no Atlântico Sul também é forçado por este mecanismo, onde variações na intensidade da Alta Subtropical do Atlântico Sul levam a fluxos anômalos de calor latente e consequente aprofundamento da CMO (VENEGAS et al., 1997; STERL; HAZELEGER, 2003).

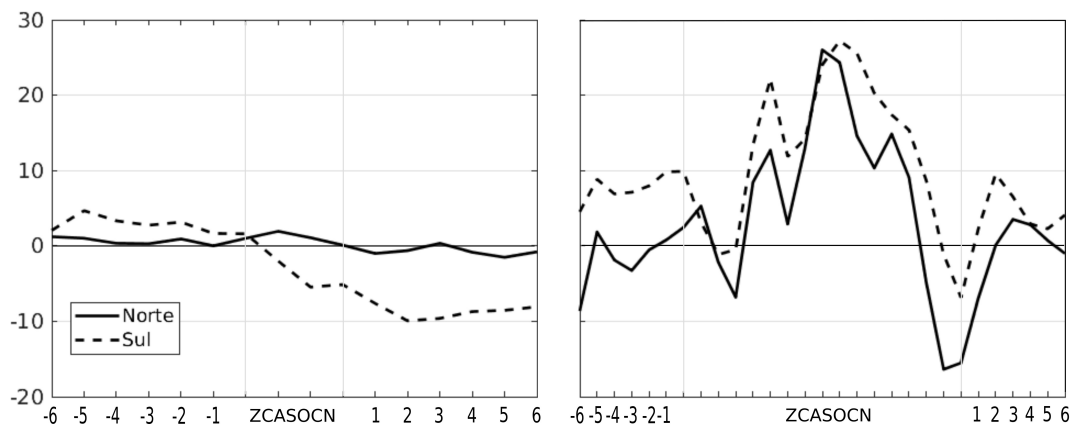
Ao sul da banda de nebulosidade, por outro lado, não foi encontrado um incremento da magnitude do vento (ver Figura 3.2b), mas há maior incidência de radiação solar, de forma que o aumento do fluxo turbulento de calor nesta região deve ser forçado termicamente. Desta forma, os resultados sugerem que há três mecanismos distintos na interface ar-mar influenciando a redução do calor armazenado na CMO durante estes episódios: (i) à norte da banda de nebulosidade se deve ao aumento da retirada de calor latente do oceano, forçado pelo vento; (ii) abaixo da banda de nebulosidade deve-se à redução da incidência de radiação solar, associada à presença das nuvens e, por fim, (iii) ao sul da banda de nebulosidade deve-se ao aumento dos fluxos turbulentos de calor, porém forçado termicamente.

A variabilidade da PCMO induzida pela presença da ZCASOEN e descrita no capítulo anterior, exerce papel fundamental na fração da radiação solar que é perdida para o oceano profundo ( $Q_{pen}$ ), conforme Figura 4.2c. Lembrando que  $Q_{pen}$  decai exponencialmente com a profundidade, uma variação de apenas  $\pm 2$  m em  $h$  levou à retenção/perda  $\pm 30$   $W\ m^{-2}$  na camada de mistura, respectivamente. Comparado com a magnitude dos demais termos do fluxo em superfície, no entanto,  $Q_{pen}$  desempenha um papel secundário.

### 4.3.3 Advecção horizontal

O sinal da advecção horizontal associado à ZCASOEN aparece quando se consideram médias espaciais nas regiões norte e sul da mesma e varia de acordo com a duração dos episódios (Figura 4.3). A magnitude da advecção é, no entanto, de importância secundária comparada à dos fluxos em superfície, sendo esta uma característica deste termo em oceano aberto. Por exemplo, no Pacífico equatorial Hayes et al. (1991) não encontraram uma correlação significativa entre a advecção horizontal e o aquecimento/resfriamento da CMO, ao contrário, ela parece contribuir para a variabilidade do conteúdo de calor armazenado. Resultado semelhante foi encontrado por Foltz et al. (2013) para o Atlântico norte (4-25°N), onde o termo advectivo se mantém próximo de zero, chegando a  $\pm 50$   $W\ m^{-2}$  em algumas poucas ocasiões. Nas regiões polares este termo também é de menor importância, como mostrado por Dong et al. (2008).

Figura 4.3 - Advecção horizontal.



Média da advecção horizontal em  $W\ m^{-2}$  sobre as áreas demarcadas na Figura 4.6, sendo a linha contínua (tracejada) sobre o quadrado preto (cinza), representativo da porção norte (sul) da banda de nebulosidade da ZCASOEN. O painel da esquerda é a média dos dois episódios cuja duração é de quatro dias, enquanto o da direita é o episódio de dezessete dias de duração.

Para os episódios mais curtos, a média na parte norte da banda de nebulosidade é aproximadamente zero, enquanto na região sul, apresenta uma inversão de sinal, com aquecimento advectivo antes da ZCASOEN, e resfriamento após o início dos episódios. Esta inversão pode estar relacionada com a variabilidade dos ventos a 10 m, que são acelerados (desacelerados e rotacionados) na parte norte (sul). A inversão na direção dos ventos na parte sul pode diminuir ou alterar a direção do transporte de Ekman, fazendo com que águas mais frias sejam advectadas para ela, contrário ao que ocorre na média climatológica. Este resultado corrobora com uma série de simulações numéricas de episódios de ZCASOEN realizadas com um sistema de modelos acoplados oceano-atmosfera, onde foi detectado que a advecção horizontal contribui para o resfriamento ao sul da banda de nebulosidade (PEZZI et al., 2021; artigo em revisão).

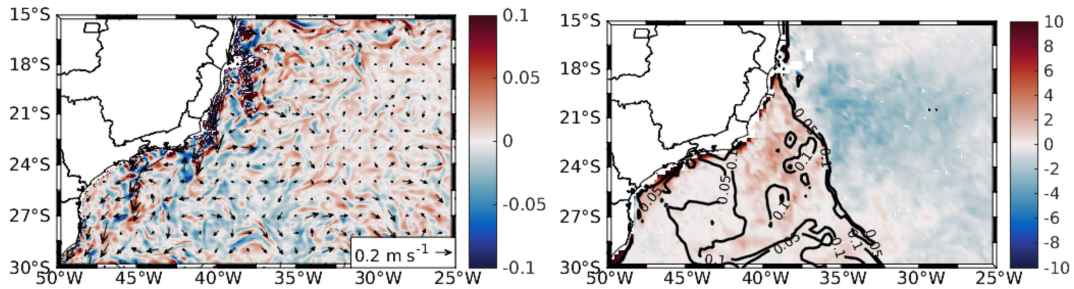
No episódio de longa duração, por outro lado, o aquecimento por advecção horizontal é intensificado durante os episódios. Esta pode ser uma consequência do ajuste geostrófico durante a passagem de sistemas transientes (VIELMO, 2005). Lembrando que a ZCASOEN é quase estacionária e que a banda de nebulosidade apresenta leves variações meridionais, o fato de a intensificação ter ocorrido tanto na parte norte quanto na parte sul no episódio de 17 dias de duração pode estar associada a estes pequenos deslocamentos, já que as áreas escolhidas para média são bastante próximas. Isto pode explicar também porquê o comportamento de ambas as regiões é semelhante, porém defasado em aproximadamente um dia. Contribuições mais pronunciadas da advecção horizontal em oceano aberto e em escala sinótica, mais próximas ao considerado aqui, ocorrem durante ciclones tropicais ou baixas explosivas nos subtropicais, onde é sugerido que este termo atua na redistribuição das variações da temperatura da camada de mistura provocadas pelo entranhamento no centro dos ciclones (D'ASARO, 2003; PRICE, 1981; VINCENT et al., 2011). Embora a velocidade dos ciclones tropicais seja muito superior ao que ocorre na ZCASOEN, o maior período de permanência da última pode, em certo grau, compensar a magnitude inferior dos ventos, especialmente em casos mais longos, onde o acréscimo do aquecimento advectivo foi de  $\approx 30 \text{ W m}^{-2}$ , comparado à  $\approx 5 \text{ W m}^{-2}$  nos de curta duração.

#### 4.3.4 Relação entre o entranhamento e a estratificação salina

O termo de entranhamento, mostrado na Figura 4.1k, corrobora com a hipótese levantada no capítulo anterior, de que o mecanismo dinâmico de resfriamento superficial durante a ZCASOEN é independente do bombeamento de Ekman. Ao contrário,

o entranhamento parece contribuir para o decréscimo da TSM à norte da região de rotação ciclônica dos ventos durante a ZCASOEN (ver Figura 3.2b), onde há um aprofundamento da piconclina. É interessante notar, no entanto, que o entranhamento não ocorre somente na região de aprofundamento da camada de mistura, mas sim em toda a região ao norte da banda de nebulosidade (comparar Figura 4.1k com contorno contínuo na Figura 4.2d).

Figura 4.4 - Velocidade vertical na base da CMO.



Compostos dos episódios de ZCASOEN para: (painel da esquerda) divergência das correntes horizontais na base da CMO ( $w_h$ ) em  $\text{dia}^{-1}$ , sendo positivo (negativo) para velocidade ascendente (descendente) e vetores das correntes horizontais integradas verticalmente na CMO; (painel da direita) diferença entre o entranhamento (Figura 4.1k) e o entranhamento calculado considerando-se a velocidade de Ekman ( $w_{ek}$ ) na base da CMO (cores em  $\text{W m}^{-2}$ ) e velocidade de Ekman (contornos em  $\text{m dia}^{-1}$ ).

Lembrando que a taxa de entranhamento é um somatório de três termos, inclusive da velocidade vertical, o padrão supracitado pode ser explicado pela divergência das correntes horizontais na base da CMO ( $w_h$ ), conforme Figura 4.2b.  $w_h$  segue o padrão de aceleração/desaceleração do vento a 10 m, onde a linha nodal de inversão do sinal ocorre na mesma região e com mesma inclinação NO-SE da zona de convergência dos ventos (3.2b). Isto sugere que, ao norte da banda de nebulosidade, a aceleração dos ventos meridionais promove também a aceleração das correntes na CMO, que fluem para sul/sudeste com maior velocidade (à esquerda da direção do vento), até encontrarem uma zona de ventos calmos e com orientação transversal ao fluxo médio das correntes (que é de norte para sul), causando uma desaceleração e consequente convergência das mesmas, observada ao sul da banda de nebulosidade em 4.4a. Similar ao exposto em Giarolla et al. (2000), esta pode ser uma consequência do ajuste geostrófico à permanência de atuação prolongada e quase estacionária da ZCASOEN sobre uma grande área do oceano, em comparação aos sistemas meteorológicos transientes. Fundamentados na teoria de Orlandi e Polinsky (1983), os autores mostram que a permanência temporal do distúrbio no nível médio do mar

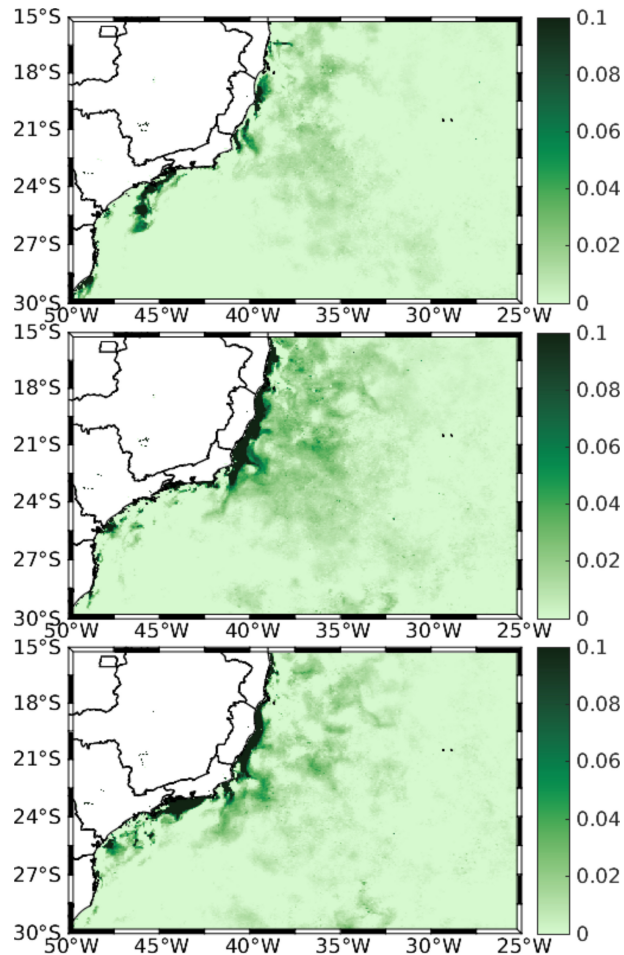
varia de acordo com a razão entre a escala espacial do fenômenos atmosférico e o raio de deformação de Rossby barotrópico na região.

O resfriamento superficial via bombeamento de Ekman foi calculado por Chaves e Nobre (2004) pela advecção vertical de temperatura, considerando-se a velocidade do bombeamento como a velocidade vertical oceânica e a isoterma de 20°C como a PCMO. A magnitude da advecção e da difusão vertical é inferior à do entranhamento (MCPHADEN; HAYES, 1991) e a escolha de uma isoterma fixa, mascara o sinal dos movimentos adiabáticos da camada de mistura e sua influencia nos fluxos verticais de calor (STEVENSON; NIILER, 1983). Estes dois fatores podem explicar as diferenças encontradas aqui. Ainda assim, o entranhamento considerando a velocidade de Ekman na base da camada de mistura ( $w_{ek}$ ) também foi calculado a fim de melhor compreender estas diferenças. O padrão espacial resultante foi semelhante ao entranhamento considerando  $w_h$ , variando levemente em magnitude, conforme 4.4b. De acordo com o esperado, na região de rotação ciclônica dos ventos (contornos em 4.4b), o entranhamento considerando-se  $w_{ek}$  foi aproximadamente 10 W m<sup>-2</sup> maior, enquanto na região ao norte da banda de nebulosidade, onde não há rotação ciclônica, foi 10 W m<sup>-2</sup> menor. Mesmo com esta pequena diferença, o resfriamento ainda foi mais intenso à norte da banda de nebulosidade, de forma que a velocidade vertical não parece ser um fator determinante para ocorrência de entranhamento pela base da camada de mistura. Por exemplo, entre 24-30°S e 40-50°O, onde há convergência das correntes horizontais na base da CMO (4.4a), há aumento do entranhamento em relação à semana anterior (4.1j-k), associado principalmente ao aprofundamento da picnoclina (4.2e) e não à velocidade vertical.

A sugestão de que o entranhamento ocorre ao norte da ZCASOCN foi corroborada pelos dados satelitais de Clorofila-a, onde é observado um aumento da concentração em relação à semana anterior na região de aprofundamento da CMO e à norte dela, onde há divergência das correntes na profundidade do topo da picnoclina (Figura 4.5). A resposta da produtividade primária ao efeito da ZCASOCN começa a ser percebido durante a atuação dos episódios, onde nota-se aumento da produtividade em uma zona cuja orientação se assemelha à da banda de nebulosidade. Isto poderia, desta forma, estar associado a uma incapacidade do sensor de detectar a Clorofila-a de forma acurada, devido a cobertura de nuvens por muitos dias consecutivos. No entanto, na semana posterior à dissipação da ZCASOCN a concentração aumenta, o que provavelmente deve-se ao retorno da incidência da radiação solar, porém agora sobre uma camada de mistura que foi recentemente misturada pela sua base. Duas semanas após a dissipação dos episódios, o sinal da Cl-a também diminui. Até onde é

de nosso conhecimento, não existem outros trabalhos relacionados à variabilidade da Cl-a durante eventos de ZCAS, o que aponta para a necessidade de uma investigação mais detalhada em trabalhos futuros.

Figura 4.5 - Concentração de Clorofila-a.

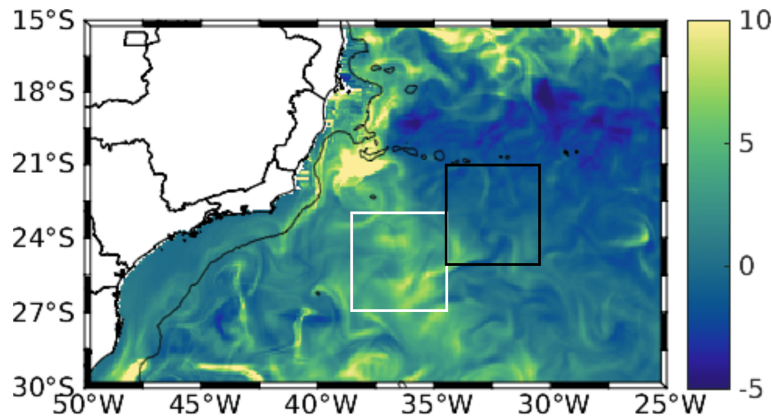


Tendência da concentração de Clorofila-a em  $\text{mg m}^{-3}$  para: (painel superior) dias de ZCASOCN menos a semana anterior aos episódios; (painel central) semana posterior a passagem da ZCASOCN menos a semana anterior a ela e (painel inferior) duas semanas após a ZCASOCN menos a semana anterior a ela.

A diferença de temperatura entre a CMO e a água logo abaixo dela é outro fator que determina a intensidade do entranhamento e esta, por sua vez, é dependente da estratificação vertical da salinidade induzida pela ZCASOCN, conforme Figuras 4.6 e 4.7. Ao norte da banda de nebulosidade, coincidindo com um aumento da salinidade superficial (Figura 4.2d), há uma fina camada de compensação, já na região de máxima precipitação, coincidente com um decréscimo da salinidade em

superfície (Figura 4.2b,d), há formação de uma camada de barreira conforme Figura 4.6. O sinal do degrau de temperatura ( $T - T_h$ ) também responde a este padrão, sendo mais (quase nulo) intenso ao norte (sul) da banda de nebulosidade, conforme será mostrado posteriormente.

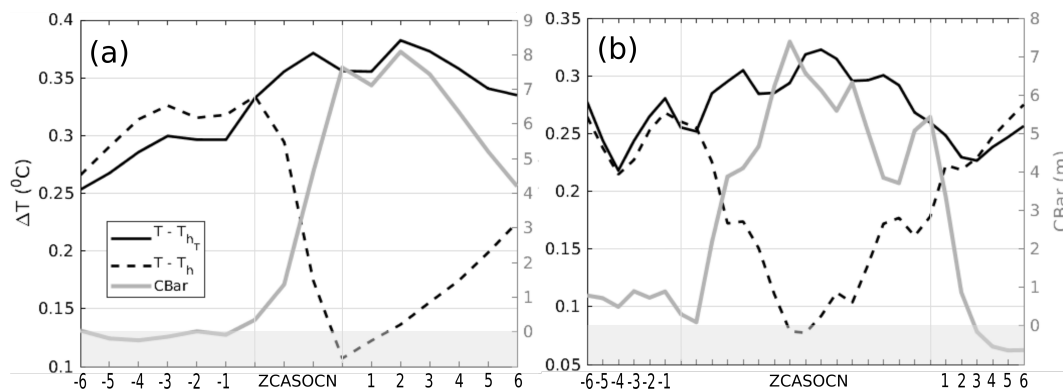
Figura 4.6 - Espessura da camada de barreira.



Compostos da espessura da camada de barreira (valores positivos) e da camada de compensação (valores negativos) durante os episódios de ZCASOEN. A linha fina preta é a isobatemétrica de 1000 m e as caixas, preta e cinza, demarcam as regiões norte e sul da banda de nebulosidade da ZCASOEN utilizadas para realização das médias espaciais nas Figuras 4.3 e 4.7.

A presença da CBar sugere que a camada de mistura está imersa em uma camada de temperatura quase constante. Na semana anterior à ZCASOEN, a termoclina e a pinoquina estavam na mesma profundidade (Figura 4.7). Durante os episódios, no entanto, a intensa taxa de precipitação, associada à baixa velocidade dos ventos, promove um afinamento da pinoquina, descrito no capítulo anterior, que não é acompanhado pela termoclina, formando assim a CBar. Observa-se também, que conforme a espessura da CBar aumenta, a diferença  $T - T_h$  decai. Esta correlação inversa entre CBar e  $T - T_h$  foi observada por Foltz e McPhaden (2009) na região do Atlântico Equatorial, onde a espessura da CBar chega a 30 m, associada a precipitação da ZCIT. Alguns autores sugerem que uma CBar com menos de 10 m de espessura não tem efeito significativo nos fluxos verticais de calor pela base da camada de mistura em escala de tempo sazonal (MONTÉGUT et al., 2007; MIGNOT et al., 2007; PAN et al., 2018). Para a escala sinótica da ZCASOEN, no entanto, foi encontrado que há uma supressão do entranhamento devido a estratificação positiva da salinidade, conforme pode ser visto pelos valores próximos de zero em 4.1k, cuja orientação e forma é similar à CBar em 4.6.

Figura 4.7 - Evolução temporal da CBar abaixo da ZCASOCN.



Série temporal da espessura da camada de barreira (CBar; linha cinza) e da diferença entre a temperatura média da CMO e a temperatura 2 m abaixo da piconclina (termoclina) mostrada pela linha preta tracejada (contínua), em °C. No eixo-x estão os valores para os 6 dias anteriores (-6 à -1), durante os episódios (entre as barras cinzas verticais) e 6 dias posteriores à ZCASOCN (1 a 6). O rachurado em cinza na parte inferior indica a inversão de sinal da CBar, ou seja, abaixo deste rachurado passa a ser camada de compensação.

O fato da CBar ainda não ter sido identificada nas médias sazonais do Atlântico sudoeste pelos perfiladores Argo, pode estar relacionado com a subamostragem desta região durante episódios de ZCASOCN, conforme Figura A.1. Ressalta-se que esta não parece ser uma característica dos três episódios da Tabela 3.1, mas sim de todos os episódios de ZCASOCN, conforme mostrado no Apêndice B, onde observa-se que o topo da termoclina é anormalmente mais profundo que o topo da piconclina na média de todos episódios de ZCASOCN detectados por (ROSA et al., 2020), resultando em um sinal evidente da banda de nebulosidade no campo de espessura anômala da CBar comparada com a média ao longo de 20 anos. Outro fator que suprime o entranhamento abaixo da ZCASOCN é a ocorrência de velocidade vertical descendente, conforme detectada pela convergência das correntes horizontais em  $h$ . Desta forma, à norte da ZCASOCN tem-se três fatores contribuindo para que o entranhamento aconteça, são eles: (i) aprofundamento da CMO em relação à semana anterior na região norte abaixo banda de nebulosidade; (ii) intenso gradiente vertical de temperatura e (iii) velocidade vertical ascendente na base da camada de mistura.

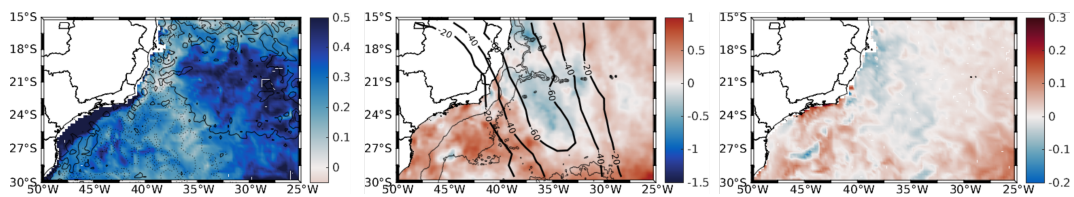
#### 4.3.5 Comparação com a TSM observada e termo de resíduo

Em comparação com os dados satelitais de TSM, a tendência da temperatura da CMO detectada pela reanálise Glorv12v1 mostrou-se bastante realista detectando, inclusive, estruturas de mesoescala como a observada sobre a isóbata de 3000 m em 27°S (Figura 4.8b,c). Outro aspecto que corrobora com os resultados encontrados



aqui, é que o resfriamento superficial detectado pelo dado satelital ocorre do meio para norte na banda de nebulosidade, de forma que a parte sul da mesma tende a aquecer e coincide precisamente com a região onde a diferença entre a temperatura da CMO e a temperatura abaixo dela é praticamente zero, ou seja, com a região da CBar. O não resfriamento pela base da CMO neste caso pode contribuir com a permanência ou intensificação da ZCAS. Nota-se, no entanto, que a CMO parece resfriar mais do que o detectado pelo dado satelital à norte da banda de nebulosidade, o que será avaliado a seguir pelo termo de resíduo.

Figura 4.8 - Tendência da TSM.

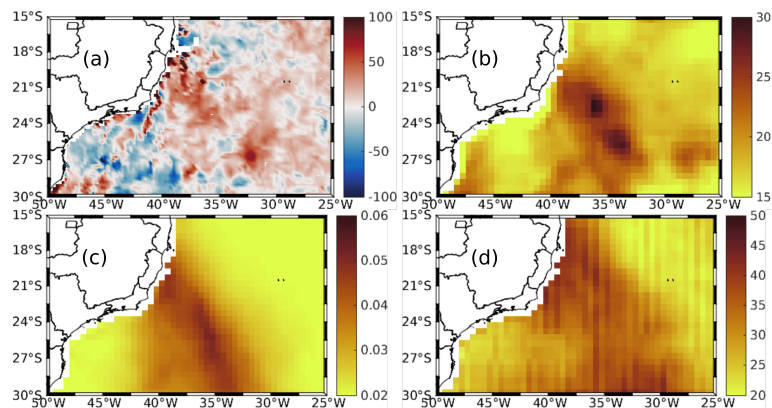


Painel (a): degrau de temperatura ( $T - T_h$ ; cores em °C) e taxa de entranhamento ( $w_e$ ; contornos de  $\pm 0,5 \text{ m dia}^{-1}$ , sendo positivo contínuo) durante a ZCASOCN. Painel (b): tendências de TSM e ROL detectadas pelo OSTIA e pelo *Daily OLR CDR - NOAA*, sendo a diferença entre os episódios ZCASOCN e a semana anterior (cores em °C e contornos em  $\text{W m}^{-2}$ , respectivamente). Painel (c): tendência de aquecimento/resfriamento da CMO durante a ZCASOCN, sendo o mesmo da Figura 4.1c, porém dividido pelo fator  $\rho C_p h$  (cores em °C).

O termo de resíduo apresenta os maiores valores na região abaixo da banda de nebulosidade da ZCASOCN, sendo que valores positivos indicam uma superestimação do resfriamento da camada de mistura (Figura 4.9a). É mais provável que este desbalanço esteja associado aos erros inerentes aos conjuntos de dados utilizados, já que os termos ignorados na Equação (4.1) são normalmente negligenciáveis. Desta forma, os painéis b-d da Figura 4.9 mostram os compostos para as variáveis de espalhamento (*Ensemble Spread*; ES), fornecidas pela reanálise ERA5. A ES é uma medida da precisão da reanálise em relação ao conjunto de dados observados assimilados pelo modelo atmosférico (HERSBACH et al., 2020). Nota-se que o padrão espacial do resíduo se assemelha principalmente ao espalhamento dos fluxos turbulentos de calor e que, se somado ao espalhamento do fluxo radiativo, obtemos aproximadamente a mesma ordem de magnitude do resíduo. Desta forma, o superresfriamento à norte da ZCASOCN pode estar relacionado a uma superestimação do fluxo de calor latente nesta região, que não é, no entanto associado ao vento, já que o espalhamento da velocidade de fricção é inferior à 0,002. O maior espalhamento

dos fluxos de calor latente e sensível pode estar associado, portanto, ao fato de que ainda não é possível mensurar diretamente a temperatura e a umidade específica do ar por sensoriamento remoto, sendo estas geralmente derivadas da água precipitável na coluna atmosférica detectada por sensores de micro-ondas (LIU, 1986; SCHULZ et al., 1993; ROBERTS et al., 2010). Mesmo com uma incerteza associada a magnitude dos processos, tendo em vista que eles foram detectados tanto pelos dados satelitais de Cl-a como de TSM, os resultados continuam plausíveis.

Figura 4.9 - Termo de resíduo.



Composto dos dias de ZCASOEN para (a) termo de resíduo e (b), (c) e (d) variáveis de espalhamento (ES) dos termos de fluxos turbulentos de calor latente e sensível, velocidade de fricção e fluxos radiativos de ondas longas e ondas curtas. A unidade dos painéis (a), (b), e (d) é  $W m^{-2}$  e a do painel (c) é  $m s^{-1}$ .

Valores semelhantes de resíduo foram encontrados por Dong et al. (2007), que também calcularam o termo de entranchamento explicitamente e utilizaram mais de uma base de dados para compor o balanço de calor. Desta forma, os valores encontrados aqui parecem coerentes com a metodologia utilizada.

#### 4.4 Conclusão

Neste capítulo, o balanço de calor na camada de mistura foi analisado durante episódios ZCASOEN, a fim de compreender melhor como o processo de resfriamento da superfície oceânica comumente observado durante estes eventos. Os resultados aqui encontrados corroboram que abaixo da banda de nebulosidade, o principal mecanismo de decréscimo da TSM é termodinâmico e associado à redução da incidência de radiação solar devido a presença das nuvens e que à norte e à sul da banda de nebulosidade são os fluxos turbulentos de calor latente e sensível que governam o

resfriamento, conforme já havia sugerido por Chaves e Nobre (2004), Jorgetti (2008) e Tirabassi et al. (2015).

Referente ao mecanismo dinâmico de retroalimentação negativa, os resultados indicam que este é independente da velocidade de Ekman induzida pela circulação ciclônica dos ventos. Ao contrário, o fator que parece governar o entranhamento é a variabilidade da PCMO. Desta forma, o entranhamento ocorre ao norte da banda de nebulosidade e está associado também há divergência das correntes na base da CMO, que provavelmente é induzida pelo incremento da velocidade do vento nesta região. Outro fator que intensifica o entranhamento é a existência de um degrau de temperatura intenso entre a CMO e água logo abaixo dela.

Um resultado inovador deste trabalho foi a identificação da camada de barreira abaixo da região de máxima precipitação associada à ZCASOEN e sua influência no termo de entranhamento. Uma vez que a picnoclina passa a ficar imersa dentro da termoclina principal durante a ZCASOEN, o degrau de temperatura se aproxima de zero e o resfriamento pela base da CMO é suprimido. Este pode ser um mecanismo de retroalimentação positiva entre a atmosfera e o oceano subjacente que, até onde se sabe, ainda não foi explorado na literatura.



## 5 DISCUSSÃO GERAL

A ZCAS é um dos sistemas convectivos de escala sinótica mais importantes do verão na América do Sul, sendo que sua porção oceânica pode cobrir uma área equivalente a 5 vezes o estado de Minas Gerais sobre o Atlântico Sudoeste. Ainda assim, a variabilidade oceânica associada a este sistema ainda não foi estudada além da sua influência na temperatura superficial do mar e do bombeamento de Ekman devido ao rotacional do vento (KALNAY et al., 1986; CHAVES; SATYAMURTY, 2006; CHAVES; NOBRE, 2004; ALMEIDA et al., 2007; TIRABASSI et al., 2015).

Os resultados apresentados mostram que a camada de mistura responde de uma forma bastante complexa à forçante da ZCASOCN e corroboram em alguns aspectos, enquanto discordam em outros, em relação ao que vem sendo sugerido na literatura. Por exemplo, os resultados corroboram que a redução da energia de ondas curtas é a principal responsável pelo descréscimo da TSM abaixo da banda de nebulosidade, conforme já havia sido sugerido por Chaves e Nobre (2004) e Jorgetti (2008). Ainda, ao norte da banda de nebulosidade o aumento do fluxo de calor latente induzido pela aceleração dos ventos parece governar a variabilidade da temperatura da CMO, o que também já havia sugerido por Jorgetti (2008) e Tirabassi et al. (2015). No entanto, ao sul da banda de nebulosidade o oceano também perde calor para a atmosfera via fluxos turbulentos, porém estes parecem ser forçados termicamente.

As principais novidades deste trabalho, referem-se à variabilidade da PCMO e sua influência nos fluxos verticais de calor pela base da mesma. Neste sentido, os resultados discordam que o bombeamento de Ekman seja o principal responsável pelo mecanismo dinâmico de retroalimentação negativa proposto por Kalnay et al. (1986) e Chaves e Nobre (2004). Ao contrário, o fator que parece governar o termo de entranhamento é a variação na PCMO, sendo que na parte norte atua na intensificação do resfriamento via entranhamento, enquanto que na parte sul atua na supressão do mesmo, devido à formação de uma camada de barreira.

Alguns episódios de ZCAS foram simulados por Jorgetti (2008) com duas configurações de modelo, sendo uma puramente atmosférica e outra com um modelo da CMO (MCMO) ativado. A autora conclui que a representação dos episódios foi mais realista no experimento sem o MCMO, onde a TSM é atualizada com dados satelitais. Isto sugere, portanto, que o MCMO não foi capaz de resolver adequadamente as variações da temperatura desta camada. Porém, Nobre et al. (2012) encontraram uma melhor representação da ZCAS com uma configuração acoplada, porém ainda com vieses de precipitação e TSM. Desta forma, observa-se que a CMO desempenha

um papel importante nas simulações numéricas e que ainda são necessárias mais pesquisas para uma melhor compreensão dos processos oceânicos. Em especial, a dinâmica da PCMO e a presença da camada de barreira em escala submensal não levadas em consideração nos modelos regionais ou de circulação geral dos oceano, como apontado por [Whitt et al. \(2019\)](#), o que pode levar à falhas na previsão das propriedades superficiais que são trocadas com os modelos atmosféricos, especialmente a temperatura da superfície do mar.

Ademais, os resultados indicam que a velocidade vertical na base da CMO não responde diretamente à rotação do vento superficial, mas parece associada ao padrão de aceleração/desaceleração do mesmo nas partes Norte e Sul da ZCASOEN. Sendo assim, estimar o decréscimo da TSM associado aos processos verticais oceânicos considerando-se somente a velocidade de Ekman é uma boa primeira aproximação, porém também é bastante simplista, já que a ZCASOEN é um sistema complexo onde a variabilidade dos ventos, da precipitação e da presença das nuvens atuam ao mesmo tempo sobre o oceano.

## 6 CONCLUSÕES

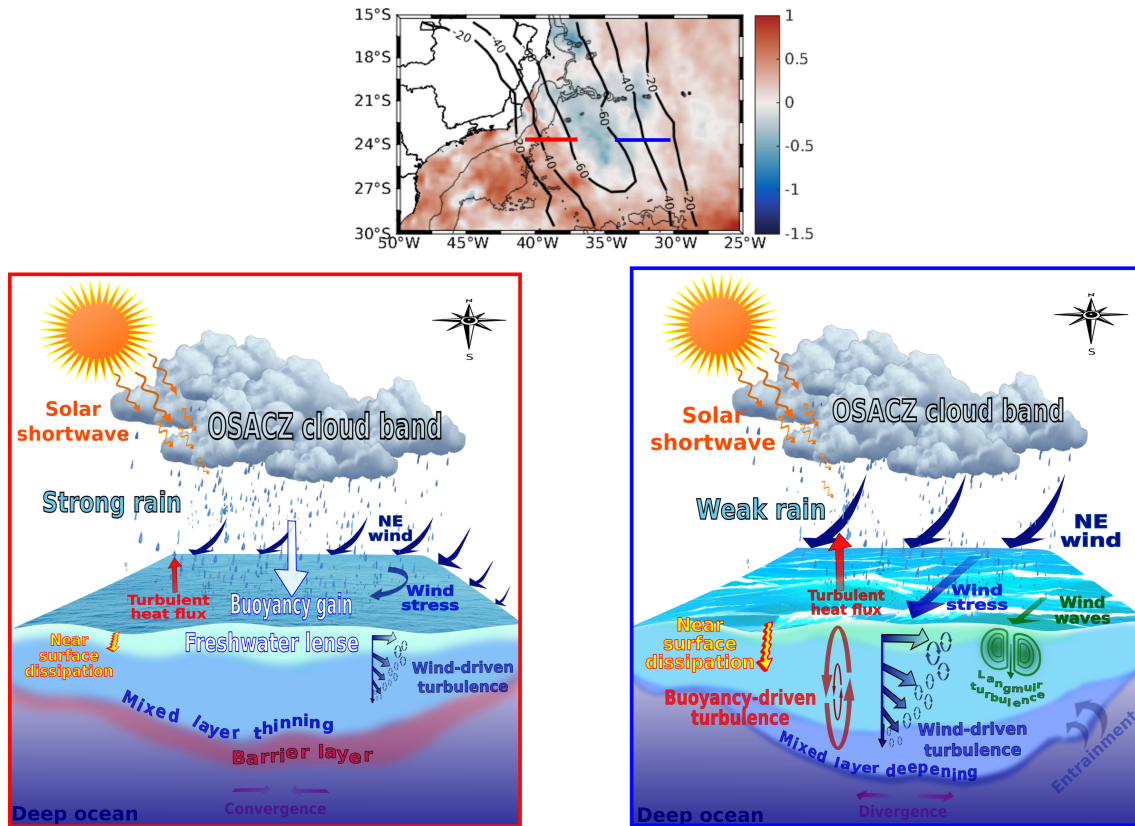
O presente estudo procurou compreender a variabilidade oceânica de escala submensal induzida pela atuação de episódios de ZCASOEN de curta (quatro dias) e longa duração (dezessete dias). Os resultados encontrados mostraram que o oceano, assim como a atmosfera sobrejacente, é governada por mecanismos distintos nas porções norte e sul da banda de nebulosidade associada à ZCASOEN, independente da duração do episódio. Estes mecanismos estão sumarizados no desenho esquemático da Figura 6.1 e serão descritos a seguir.

Na parte norte da ZCASOEN, representado no painel da direita em 6.1, foi encontrado que a camada de mistura oceânica é aprofundada e resfriada em relação à semana anterior e que estes processos estão ligados à três fatores principais: (i) incremento da energia cinética inserida pelo vento; (ii) perda de calor e instabilidade convectiva em superfície, forçada tanto pela redução de radiação solar quanto pela maior perda de calor latente pelo oceano, devido à aceleração dos vento e (iii) geração local de ondas alinhadas com o vento, que atuam na dissipação de estratificações superficiais, como a do ciclo diurno, e tem potencial para desenvolvimento das células de Langumuir. Sendo assim, o vento desempenha um papel triplo neste padrão. A principal consequência desta variabilidade é que o resfriamento da CMO via entranhamento é favorecido tanto pelo aprofundamento da CMO, como pela divergência das correntes na base da mesma. Desta forma, o decréscimo da TSM neste região está associado, principalmente, com o fluxo superficial de calor e em menor grau, ao resfriamento pela base da CMO.

Na parte sul da ZCASOEN, representado no painel da esquerda em 6.1b, foi encontrado que a camada de mistura oceânica é afinada e não se resfria, ou se resfria menos em relação à semana anterior e à parte norte da banda de nebulosidade. Este processo está ligado à três fatores principais: (i) decréscimo da energia cinética inserida pelo vento e convergência das correntes na base da CMO associada à desaceleração dos ventos; (ii) estabilidade convectiva em superfície, forçada pela precipitação associada à ZCASOEN, sendo que a estratificação salina induz a formação de uma camada de barreira, que suprime o entranhamento e (iii) ausência de ondas geradas pelo vento e da mistura vertical promovida por elas. A principal consequência desta variabilidade é que a CMO se resfria menos do que em relação à parte norte, o que influencia na quantidade de energia disponível para ser trocada com a atmosfera.

Por fim, ressalta-se que este trabalho é um primeiro esforço no sentido de compreender de forma mais ampla o efeito da ZCASOEN na camada de mistura superficial do

Figura 6.1 - Desenho esquemático.



Desenho esquemático representativo dos processos oceânicos e atmosféricos que ocorrem nas partes sul e norte da banda de nebulosidade associada à ZCASOEN, representados pelos contornos vermelho e azul, respectivamente. O painel superior é a tendência de TSM e ROL em relação à semana anterior dos episódios considerados aqui, conforme detectado pelo produto observacional OSTIA e pelo *Daily OLR CDR - NOAA*, respectivamente.

Atlântico Sudoeste, levando em consideração que a cobertura de nuvens, a propagação das ondas e a variabilidade do vento atuam ao mesmo tempo sobre a superfície do mar. Porém, diversos outros mecanismos e interações entre mecanismos não foram levados em consideração, mostrando a necessidade desta pesquisa ser estendida. Entre os fatores que não foram abordados aqui e que podem servir de tema para pesquisas futuras estão: (i) o efeito de episódios de ZCAS formados majoritariamente por nuvens quentes e rasas, cujas características diferem dos considerados aqui (com intensa atividade convectiva); (ii) o efeito de ondas oceânicas internas que se propagam ao longo das isopicnais e que também afetam a dinâmica da CMO; (iii) o efeito combinado das ondas geradas localmente pelo vento e da passagem de sistemas de *swell* vindos de outras direções; (iv) o efeito da variabilidade da profundidade do talude continental ao longo da costa brasileira e (v) a interação da dinâmica de mesoescala da Corrente do Brasil com a variabilidade das correntes



associada à presença ZCASOCN.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, L. da F.; CATALDI, M. Social and environmental vulnerability in southeast Brazil associated with the South Atlantic Convergence Zone. **Natural Hazards**, p. 1–15, 2021. 1
- ALMEIDA, R. A. F. D.; NOBRE, P.; HAARSMA, R.; CAMPOS, E. Negative ocean-atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 18, 2007. 17, 26, 40, 59
- AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. E. An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone. **Frontiers in Environmental Science**, v. 3, p. 23, 2015. 16
- ARTANA, C.; LELLOUCHE, J.-M.; PARK, Y.-H.; GARRIC, G.; KOENIG, Z.; SENNÉCHAEL, N.; FERRARI, R.; PIOLA, A. R.; SARACENO, M.; PROVOST, C. Fronts of the Malvinas Current System: surface and subsurface expressions revealed by satellite altimetry, Argo floats, and Mercator operational model outputs. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 8, p. 5261–5285, 2018. 33
- AXELL, L. B. Wind-driven internal waves and Langmuir circulations in a numerical ocean model of the southern baltic sea. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 107, n. C11, p. 25–1, 2002. 16
- BALAGURU, K.; CHANG, P.; SARAVANAN, R.; LEUNG, L. R.; XU, Z.; LI, M.; HSIEH, J.-S. Ocean barrier layers' effect on tropical cyclone intensification. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 109, n. 36, p. 14343–14347, 2012. 15, 39
- BARREIRO, M.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Simulated precipitation response to SST forcing and potential predictability in the region of the South Atlantic Convergence Zone. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 1, p. 105–114, 2005. 40
- BARROS, V.; GONZALEZ, M.; LIEBMANN, B.; CAMILLONI, I. Influence of the South Atlantic Convergence Zone and the South Atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 67, p. 123–133, 2000. 40
- BELCHER, S. E. et al. A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 18, 2012. 8, 9, 10, 22, 23, 32, 33

BLANKE, B.; DELECLUSE, P. Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed-layer physics. **Journal of Physical Oceanography**, v. 23, n. 7, p. 1363–1388, 1993. 17, 23, 24

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M.; JONES, C.; REBOITA, M. S. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 5-6, p. 1553–1568, 2014. 3

BOURASSA, M. A.; VINCENT, D. G.; WOOD, W. A flux parameterization including the effects of capillary waves and sea state. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 9, p. 1123–1139, 1999. 7

BRAINERD, K. E.; GREGG, M. C. Surface mixed and mixing layer depths. **Deep Sea Research-Part I-Oceanographic Research Papers**, v. 42, n. 9, p. 1521–1544, 1995. 8, 11, 15

BRASILIANSE, C. S.; DEREZYNSKI, C. P.; SATYAMURTY, P.; CHOU, S. C.; SANTOS, V. R. da S.; CALADO, R. N. Synoptic analysis of an intense rainfall event in Paraíba do Sul river basin in southeast Brazil. **Meteorological Applications**, v. 25, n. 1, p. 66–77, 2018. 4, 17

BREMER, T. V. D.; BREIVIK, Ø. Stokes drift. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 376, n. 2111, p. 20170104, 2018. 32

CALADO, L.; GANGOPADHYAY, A.; SILVEIRA, I. D. A parametric model for the Brazil Current meanders and eddies off southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 12, 2006. 35, 45

CAMPOS, P. C.; MÖLLER, J.; OSMAR, O.; PIOLA, A. R.; PALMA, E. D. Seasonal variability and coastal upwelling near cape Santa Marta (Brazil). **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 118, n. 3, p. 1420–1433, 2013. 25

CARVALHO, L. Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: IRACEMA F. A. CAVALCANTI. **Tempo e clima no Brasil**. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009. 28

CARVALHO, L.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377–2394, 2002. 2, 3, 4, 16, 17, 25, 41

CASTELAO, R. M.; CAMPOS, E. J.; MILLER, J. L. A modelling study of coastal upwelling driven by wind and meanders of the Brazil current. **Journal of Coastal Research**, v. 20, n. 3, p. 662–671, 2004. 25

CERMEÑO, P.; DUTKIEWICZ, S.; HARRIS, R. P.; FOLLOWS, M.; SCHOFIELD, O.; FALKOWSKI, P. G. The role of nutricline depth in regulating the ocean carbon cycle. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 105, n. 51, p. 20344–20349, 2008. 15

CEROVEČKI, I.; TALLEY, L. D.; MAZLOFF, M. R. A comparison of southern ocean air–sea buoyancy flux from an ocean state estimate with five other products. **Journal of Climate**, v. 24, n. 24, p. 6283–6306, 2011. 16, 22

CHARNOCK, H. Wind stress on a water surface. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 81, n. 350, p. 639–640, 1955. 7

CHAVES, R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, 2004. 1, 3, 17, 26, 27, 37, 40, 46, 51, 57, 59

CHAVES, R.; SATYAMURTY, P. Estudo das condições regionais associadas a um evento forte de ZCAS em janeiro de 2003. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 134–140, 2006. 59

CHERESKIN, T.; ROEMMICH, D. A comparison of measured and wind-derived Ekman transport at 11°n in the Atlantic Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 21, n. 6, p. 869–878, 1991. 15

COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11-12, p. 3737–3752, 2016. 3

CRAIK, A. D.; LEIBOVICH, S. A rational model for Langmuir circulations. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 73, n. 3, p. 401–426, 1976. 10, 15, 33

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 1, p. 1–16, 2006. 3

D'ASARO, E. A. Turbulent vertical kinetic energy in the ocean mixed layer. **Journal of Physical Oceanography**, v. 31, n. 12, p. 3530–3537, 2001. 11, 15, 16, 33

\_\_\_\_\_. The ocean boundary layer below Hurricane Dennis. **Journal of Physical Oceanography**, v. 33, n. 3, p. 561–579, 2003. 49

\_\_\_\_\_. Turbulence in the upper-ocean mixed layer. **Annual Review of Marine Science**, v. 6, p. 101–115, 2014. 9

D'ASARO, E. A.; SANFORD, T. B.; NIILER, P. P.; TERRILL, E. J. Cold wake of hurricane Frances. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 15, 2007. 39

DEE, D. P. et al. The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. 18, 41

DENMAN, K.; GARGETT, A. Time and space scales of vertical mixing and advection of phytoplankton in the upper ocean. **Limnology and Oceanography**, v. 28, n. 5, p. 801–815, 1983. 15

DONG, S.; GILLE, S. T.; SPRINTALL, J. An assessment of the Southern Ocean mixed layer heat budget. **Journal of Climate**, v. 20, n. 17, p. 4425–4442, 2007. 39, 56

DONG, S.; KELLY, K. A. Heat budget in the Gulf Stream region: the importance of heat storage and advection. **Journal of Physical Oceanography**, v. 34, n. 5, p. 1214–1231, 2004. 13, 40

DONG, S.; SPRINTALL, J.; GILLE, S. T.; TALLEY, L. Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 113, n. C6, 2008. 13, 39, 48

DONLON, C. et al. The global ocean data assimilation experiment high-resolution sea surface temperature pilot project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 88, n. 8, p. 1197–1214, 2007. 42

EDSON, J. B.; JAMPANA, V.; WELLER, R. A.; BIGORRE, S. P.; PLUEDDEMANN, A. J.; FAIRALL, C. W.; MILLER, S. D.; MAHRT, L.; VICKERS, D.; HERBACH, H. On the exchange of momentum over the open ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 44, n. 9, p. 1589–1610, 2013. 7, 25

EUROPEAN CENTER FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECASTS - ECMWF. IFS documentation CY41R2 - Part VII: ECMWF wave model. In: ECMWF. **IFS documentation CY41R2**. ECMWF, 2016. Disponível em: <<https://www.ecmwf.int/node/16651>>. 18

- FAIRALL, C.; BRADLEY, E. F.; HARE, J.; GRACHEV, A.; EDSON, J. Bulk parameterization of air–sea fluxes: updates and verification for the COARE algorithm. **Journal of Climate**, v. 16, n. 4, p. 571–591, 2003. 7, 25
- FAIRALL, C.; WHITE, A.; EDSON, J.; HARE, J. Integrated shipboard measurements of the marine boundary layer. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 338–359, 1997. 6
- 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: Oceans**, v. 101, n. C2, p. 3747–3764, 1996. 6, 7, 25
- FARIAS, E. G. de; LORENZZETTI, J. A.; CHAPRON, B. Swell and wind-sea distributions over the mid-latitude and tropical North Atlantic for the period 2002–2008. **International Journal of Oceanography**, v. 2012, 2012. 23
- FERREIRA, N.; SANCHES, M.; DIAS, M. A. F. S. Composite analysis of the South Atlantic Convergence Zone during El Niño and La niña periods. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, p. 89–98, 2004. 1
- FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. D. S. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573–1584, 1995. 3
- FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. Impact of barrier layer thickness on SST in the central tropical North Atlantic. **Journal of Climate**, v. 22, n. 2, p. 285–299, 2009. 13, 15, 39, 40, 53
- FOLTZ, G. R.; SCHMID, C.; LUMPKIN, R. Seasonal cycle of the mixed layer heat budget in the northeastern tropical Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 26, n. 20, p. 8169–8188, 2013. 39, 48
- GANDU, A. W.; DIAS, P. L. S. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D6, p. 6001–6015, 1998. 3
- GIAROLLA, E.; CAMPOS, E. J.; DIAS, P. L.; CAMARGO, R. de. Variabilidade no nível do mar no Atlântico ocidental Sul causada por mecanismos internos e pela passagem de ciclones atmosféricos. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**. [S.l.: s.n.], 2000. 50

GILL, A.; NILLER, P. The theory of the seasonal variability in the ocean. **Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts**, v. 20, n. 2, p. 141–177, 1973. [13](#)

GILL, A. E. **Atmosphere-Ocean dynamics**. [S.l.]: Academic Press, 1982. [22](#), [31](#), [44](#)

GRANT, A. L.; BELCHER, S. E. Characteristics of Langmuir turbulence in the ocean mixed layer. **Journal of Physical Oceanography**, v. 39, n. 8, p. 1871–1887, 2009. [8](#), [11](#), [33](#)

GRIMM, A. M.; DIAS, P. L. S. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 20, p. 3538–3555, 1995. [2](#), [3](#)

HARCOURT, R. R.; D'ASARO, E. A. Large-eddy simulation of Langmuir turbulence in pure wind seas. **Journal of Physical Oceanography**, v. 38, n. 7, p. 1542–1562, 2008. [16](#)

HAYES, S.; CHANG, P.; MCPHADEN, M. Variability of the sea surface temperature in the eastern equatorial pacific during 1986–1988. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 96, n. C6, p. 10553–10566, 1991. [48](#)

HERSBACH, H. et al. The era5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999–2049, 2020. [18](#), [25](#), [34](#), [41](#), [55](#)

HOLTE, J.; TALLEY, L. A new algorithm for finding mixed layer depths with applications to Argo data and Subantarctic Mode Water formation. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 9, p. 1920–1939, 2009. [15](#)

HOLTE, J.; TALLEY, L. D.; GILSON, J.; ROEMMICH, D. An Argo mixed layer climatology and database. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 11, p. 5618–5626, 2017. [15](#)

HOLTHUIJSEN, L. H. **Waves in oceanic and coastal waters**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010. [23](#)

IYER, S.; DRUSHKA, K. Turbulence within rain-formed fresh lenses during the spurs-2 experiment. **Journal of Physical Oceanography**, v. 51, n. 5, p. 1705–1721, 2021. [10](#), [30](#), [32](#)



- JACOB, S. D.; SHAY, L. K. The role of oceanic mesoscale features on the tropical cyclone-induced mixed layer response: a case study. **Journal of Physical Oceanography**, v. 33, n. 4, p. 649–676, 2003. 39
- JANSSEN, P.; DOYLE, J. D.; BIDLOT, J.; HANSEN, B.; ISAKSEN, L.; VITERBO, P. Impact and feedback of ocean waves on the atmosphere. **Advances in Fluid Mechanics**, v. 33, p. 155–198, 2002. 18
- JORGETTI, T. **A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os processos oceânicos do Atlântico e do Pacífico**. 193 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2008. 1, 46, 57, 59
- JORGETTI, T.; DIAS, P. L. S.; FREITAS, E. D. The relationship between South Atlantic SST and SACZ intensity and positioning. **Climate Dynamics**, v. 42, p. 3077–3086, 2014. 2, 3, 4, 41
- JULLIEN, S.; MENKÈS, C. E.; MARCHESIELLO, P.; JOURDAIN, N. C.; LENGAINNE, M.; KOCH-LARROUY, A.; LEFÈVRE, J.; VINCENT, E.; FAURE, V. Impact of tropical cyclones on the heat budget of the South Pacific Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 42, n. 11, p. 1882–1906, 2012. 10, 13, 39
- JUNQUAS, C.; VERA, C.; LI, L.; TREUT, H. L. Summer precipitation variability over southeastern South America in a global warming scenario. **Climate Dynamics**, v. 38, n. 9, p. 1867–1883, 2012. 40
- KALNAY, E.; MO, K. C.; PEAGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: observations and mechanistic experiments to determine their origin. **American Meteorological Society**, v. 43, p. 252–275, 1986. 1, 17, 26, 40, 59
- KARA, A. B.; ROCHFORD, P. A.; HURLBURT, H. E. An optimal definition for ocean mixed layer depth. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 105, n. C7, p. 16803–16821, 2000. 8, 19
- \_\_\_\_\_. Mixed layer depth variability over the global ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. C3, 2003. 20, 31
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–836, 1992. 16, 25, 40

\_\_\_\_\_. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, p. 581–610, 1993. [16](#)

KODAMA, Y.; SAGAWA, T.; ISHIDA, S.; YOSHIKANE, T. Roles of the Brazilian plateau in the formation of the SACZ. **Journal of Climate**, v. 25, p. 1745–1758, 2012. [3](#)

KOMEN, G. J.; CAVALERI, L.; DONELAN, M.; HASSELMANN, K.; HASSELMANN, S.; JANSSEN, P. **Dynamics and modelling of ocean waves**. [S.l.: s.n.], 1996. [23](#)

KONDO, J. Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 9, n. 1, p. 91–112, 1975. [7](#)

KRAUS, E.; TURNER, J. A one-dimensional model of the seasonal thermocline ii. the general theory and its consequences. **Tellus**, v. 19, n. 1, p. 98–106, 1967. [13](#), [15](#), [21](#)

LARGE, W.; YEAGER, S. The global climatology of an interannually varying air–sea flux data set. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 2-3, p. 341–364, 2009. [5](#), [6](#), [7](#)

LARGE, W. G.; PATTON, E. G.; DUVIVIER, A. K.; SULLIVAN, P. P.; ROMERO, L. Similarity theory in the surface layer of large-eddy simulations of the wind-, wave-, and buoyancy-forced southern ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 49, n. 8, p. 2165–2187, 2019. [15](#), [16](#), [22](#)

LEE, H.-T.; HEIDINGER, A.; GRUBER, A.; ELLINGSON, G. R. The hirs outgoing longwave radiation product from hybrid polar and geosynchronous satellite observations. **Advanced in Space Research**, v. 33, p. 1120–1124, 2004. [19](#), [42](#)

LEIBOVICH, S. The form and dynamics of Langmuir circulations. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 15, n. 1, p. 391–427, 1983. [10](#), [32](#), [33](#)

LELLOUCHE, J.-M. et al. Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high-resolution system. **Ocean Science**, v. 14, n. 5, p. 1093–1126, 2018. [5](#), [17](#), [23](#), [24](#), [41](#)

LENTERS, J. D.; COOK, K. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, n. 12, p. 2988–3005, 1995. [3](#)

- LÉVY, M.; BOPP, L.; KARLESKIND, P.; RESPLANDY, L.; ÉTHÉ, C.; PINSARD, F. Physical pathways for carbon transfers between the surface mixed layer and the ocean interior. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 27, n. 4, p. 1001–1012, 2013. 15
- LI, M.; ZAHARIEV, K.; GARRETT, C. Role of Langmuir circulation in the deepening of the ocean surface mixed layer. **Science**, v. 270, n. 5244, p. 1955–1957, 1995. 10
- LIU, W. T. Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 8, p. 1591–1602, 1986. 56
- LIU, W. T.; KATSAROS, K. B.; BUSINGER, J. A. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 9, p. 1722–1735, 1979. 6, 25
- LLOYD, I. D.; VECCHI, G. A. Observational evidence for oceanic controls on hurricane intensity. **Journal of Climate**, v. 24, n. 4, p. 1138–1153, 2011. 39
- LORENZZETTI, J. A.; ARAÚJO, C. A. S.; CURTARELLI, M. P. Mean diel variability of surface energy fluxes over manso reservoir. **Inland Waters**, v. 5, n. 2, p. 155–172, 2015. 7
- LUKAS, R.; LINDSTROM, E. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 96, n. S01, p. 3343–3357, 1991. 11, 15, 44
- MADEC, G.; TEAM the N. **NEMO ocean engine**. [S.l.]: France: IPSL, 2008. 17
- McCREARY JUNIOR, J. P.; KOHLER, K. E.; HOOD, R. R.; SMITH, S.; KINDLE, J.; FISCHER, A. S.; WELLER, R. A. Influences of diurnal and intraseasonal forcing on mixed-layer and biological variability in the central Arabian Sea. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 106, n. C4, p. 7139–7155, 2001. 15
- MCPHADEN, M. J.; HAYES, S. P. On the variability of winds, sea surface temperature, and surface layer heat content in the western equatorial Pacific. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 96, n. S01, p. 3331–3342, 1991. 13, 15, 51

MCWILLIAMS, J. C.; SULLIVAN, P. P.; MOENG, C.-H. Langmuir turbulence in the ocean. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 334, p. 1–30, 1997. 11, 16, 22, 32, 33

MIGNOT, J.; MONTÉGUT, C. de B.; LAZAR, A.; CRAVATTE, S. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 2. tropical areas. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C10, 2007. 16, 53

MOISAN, J. R.; NIILER, P. P. The seasonal heat budget of the North Pacific: net heat flux and heat storage rates (1950-1990). **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 3, p. 401–421, 1998. 12, 13, 26, 42

MONIN, A.; OBUKHOV, A. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Geophysical Institute of Academic Science of USSR**, v. 151, n. 163, p. e187, 1954. 6, 25

MONTÉGUT, C. de B.; MADEC, G.; FISCHER, A. S.; LAZAR, A.; IUDICONE, D. Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. C12, 2004. 8, 15, 16, 19, 20, 21, 43, 44

MONTÉGUT, C. de B.; MIGNOT, J.; LAZAR, A.; CRAVATTE, S. Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean: 1. general description. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C6, 2007. 15, 16, 44, 53

MONTEREY, G.; LEVITUS, S. **Seasonal variability of mixed layer depth for the world ocean**, NOAA NESDIS Atlas 14. [S.l.]: Silver Spring: NOAA, 1997. 8

MOREL, A.; ANTOINE, D. Heating rate within the upper ocean in relation to its bio-optical state. **Journal of Physical Oceanography**, v. 24, n. 7, p. 1652–1665, 1994. 43

NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER - NGDC. ETOPO1, global 1 arc-minute ocean depth and land elevation from the US NGDC. In: NGDC. **ETOPO1 documentation**. 2011. Disponível em: <<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/>>. 19, 24

NOBRE, P.; ALMEIDA, R. A. D.; MALAGUTTI, M.; GIAROLLA, E. Coupled ocean–atmosphere variations over the south atlantic ocean. **Journal of Climate**, v. 25, n. 18, p. 6349–6358, 2012. 1, 59

OBERHUBER, J. M. **An atlas based on the 'Coads' data set: the budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of global ocean.** [S.l.]: Max-Planck-Institut für Meteorologie, 1988. 22, 44

OLIVEIRA, A.; NOBRE, C. Interactions between frontal systems in South America and tropical convection over the Amazon. In: **International Conference on Southern Hemisphere Meteorology.** [S.l.: s.n.], 1986. p. 56–59. 3, 40

ORLANSKI, I.; POLINSKY, L. Ocean response to mesoscale atmospheric forcing. **Tellus A**, v. 35, n. 4, p. 296–323, 1983. 50

OSCHLIES, A.; GARÇON, V. An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic: 1. sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 13, n. 1, p. 135–160, 1999. 15

PAN, L.; ZHONG, Y.; LIU, H.; ZHOU, L.; ZHANG, Z.; ZHOU, M. Seasonal variation of barrier layer in the southern ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 123, n. 3, p. 2238–2253, 2018. 16, 53

PEARSON, K. Contributions to the mathematical theory of evolution. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. A**, v. 185, p. 71–110, 1894. 34

PEREZ, G. M.; VIDALE, P. L.; KLINGAMAN, N. P.; MARTIN, T. Atmospheric convergence zones stemming from large-scale mixing. **Weather and Climate Dynamics**, v. 2, n. 2, p. 475–488, 2021. 4

POLTON, J. A.; BELCHER, S. E. Langmuir turbulence and deeply penetrating jets in an unstratified mixed layer. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C9, 2007. 8, 10, 33

PRICE, J. F. Upper ocean response to a hurricane. **Journal of Physical Oceanography**, v. 11, n. 2, p. 153–175, 1981. 49

PRICE, J. F.; WELLER, R. A.; PINKEL, R. Diurnal cycling: observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 91, n. C7, p. 8411–8427, 1986. 39

QU, T. Role of ocean dynamics in determining the mean seasonal cycle of the South China Sea surface temperature. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 106, n. C4, p. 6943–6955, 2001. 39

\_\_\_\_\_. Mixed layer heat balance in the western North Pacific. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 108, n. C7, 2003. [13](#), [44](#)

QUADRO, M. F. L. **Cases study of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) over the South America**. 124 p. (INPE-10394-TDI/920). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1994. [1](#), [40](#)

QUADRO, M. F. L.; SILVA-DIAS, M. A.; HERDIES, D.; GONÇALVES, L. G. G. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da zcas através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 152–162, 2012. [16](#), [25](#)

RENFREW, I. A.; MOORE, G. An extreme cold-air outbreak over the Labrador Sea: roll vortices and air–sea interaction. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 10, p. 2379–2394, 1999. [16](#)

ROBERTS, J. B.; CLAYSON, C. A.; ROBERTSON, F. R.; JACKSON, D. L. Predicting near-surface atmospheric variables from special sensor microwave/imager using neural networks with a first-guess approach. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D19, 2010. [56](#)

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2947–2957, 2000. [3](#)

RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Continental Shelf Research**, v. 21, n. 4, p. 371–394, 2001. [25](#)

ROEKEL, L. V.; FOX-KEMPER, B.; SULLIVAN, P.; HAMLINGTON, P.; HANEY, S. The form and orientation of Langmuir cells for misaligned winds and waves. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 117, n. C5, 2012. [16](#)

ROSA, E. B. **Desempenho de um método automático para detecção de episódios de ZCAS**. 131 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. [4](#)

ROSA, E. B.; PEZZI, L. P.; QUADRO, M. F. L. D.; BRUNSELL, N. Automated detection algorithm for SACZ, oceanic SACZ and their climatological features. **Frontiers in Environmental Science**, v. 8, p. 18, 2020. [2](#), [3](#), [4](#), [5](#), [16](#), [17](#), [20](#), [40](#), [41](#), [42](#), [54](#), [81](#), [83](#)

- SANFORD, T. B.; PRICE, J. F.; GIRTON, J. B. Upper-ocean response to Hurricane Frances (2004) observed by profiling EM-APEX floats. **Journal of Physical Oceanography**, v. 41, n. 6, p. 1041–1056, 2011. 15
- SANTINI, F. M. **Determinação dos fluxos turbulentos de calor e momentum entre o oceano e a atmosfera na região sudoeste do oceano Atlântico**. 101 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), Santa Maria, 2017. 7
- SATHIYAMOORTHY, S.; MOORE, G. K. Buoyancy flux at ocean weather station bravo. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, n. 2, p. 458–474, 2002. 16
- SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. D. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355–1364, 1989. 3, 40
- SCHADE, L. R.; EMANUEL, K. A. The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: results from a simple coupled atmosphere–ocean model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 4, p. 642–651, 1999. 39
- SCHULZ, J.; SCHLUESSEL, P.; GRASSL, H. Water vapour in the atmospheric boundary layer over oceans from ssm/i measurements. **International Journal of Remote Sensing**, v. 14, n. 15, p. 2773–2789, 1993. 56
- SILVEIRA, I. D.; CALADO, L.; CASTRO, B.; CIRANO, M.; LIMA, J.; MASCARENHAS, A. d. S. On the baroclinic structure of the Brazil Current - Intermediate Western Boundary Current system at 22-23°S. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 14, 2004. 35, 45
- SIQUEIRA, J. R.; MACHADO, L. A. T. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, n. 9, p. 1754–1766, 2004. 3, 40
- SMITH, R. L. Upwelling. **Oceanography and Marine Biology: An Annual Review**, v. 6, p. 11–46, 1968. 21
- SPRINTALL, J.; TOMCZAK, M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the tropics. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 97, n. C5, p. 7305–7316, 1992. 11, 15, 16
- STERL, A.; HAZELEGER, W. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic ocean. **Climate Dynamics**, v. 21, n. 7, p. 559–571, 2003. 47

- STEVENSON, J. W.; NILER, P. P. Upper ocean heat budget during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment. **Journal of Physical Oceanography**, v. 13, n. 10, p. 1894–1907, 1983. 13, 42, 51
- STOKES, G. G. On the theory of oscillatory waves. **Transactions of the Cambridge Philosophical Society**, 1880. 9
- STRETEN, N. A. Some characteristics of satellite-observed bands of persistent cloudiness over the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 101, n. 6, p. 486–495, 1973. 1
- SWART, S.; THOMALLA, S. J.; MONTEIRO, P. M. The seasonal cycle of mixed layer dynamics and phytoplankton biomass in the Sub-Antarctic Zone: a high-resolution glider experiment. **Journal of Marine Systems**, v. 147, p. 103–115, 2015. 16
- TALENTO, S.; BARREIRO, M. Control of the South Atlantic Convergence Zone by extratropical thermal forcing. **Climate Dynamics**, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2018. 40
- TEIXEIRA, F.; TANAJURA, C.; TOLEDO, E. An investigation of the SACZ with extended simulations of the atmospheric model RAMS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 83–91, 2002. 1, 40
- TEIXEIRA, M.; BELCHER, S. On the distortion of turbulence by a progressive surface wave. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 458, p. 229–267, 2002. 10
- TERRAY, E. A.; DONELAN, M.; AGRAWAL, Y.; DRENNAN, W. M.; KAHMA, K.; WILLIAMS, A. J.; HWANG, P.; KITAIGORODSKII, S. Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, n. 5, p. 792–807, 1996. 10
- THOMAS, L. N.; LEE, C. M. Intensification of ocean fronts by down-front winds. **Journal of Physical Oceanography**, v. 35, n. 6, p. 1086–1102, 2005. 15
- TIRABASSI, G.; MASOLLER, C.; BARREIRO, M. A study of the air-sea interaction in the South Atlantic Convergence Zone through Granger causality. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 12, p. 3440–3453, 2015. 2, 3, 4, 40, 41, 46, 57, 59
- TSENG, R.-S.; D'ASARO, E. A. Measurements of turbulent vertical kinetic energy in the ocean mixed layer from lagrangian floats. **Journal of Physical Oceanography**, v. 34, n. 9, p. 1984–1990, 2004. 11, 33



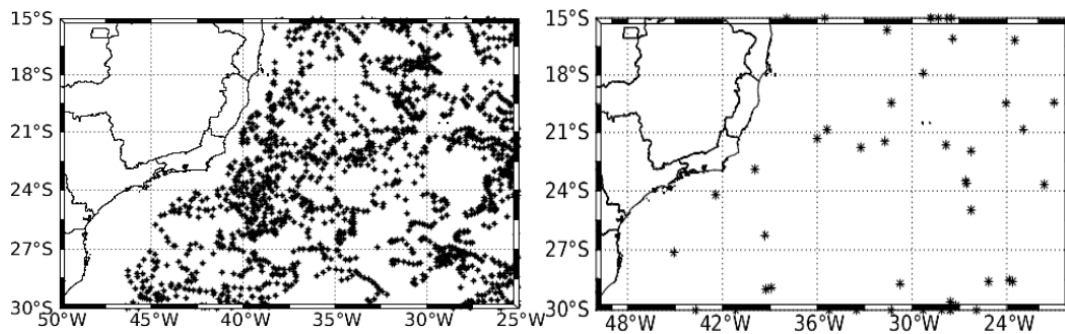
- VENEGAS, S.; MYSAK, L.; STRAUB, D. Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, n. 11, p. 2904–2920, 1997. 47
- VIALARD, J.; DELECLUSE, P. An OGCM study for the TOGA decade. Part I: role of salinity in the physics of the western Pacific fresh pool. **Journal of Physical Oceanography**, v. 28, n. 6, p. 1071–1088, 1998. 11, 39
- VIELMO, S. E. **Integração semi-Lagrangiana num modelo oceano-atmosfera e ajuste geostrófico no domínio tempo**. 183 p. Tese (Doutorado em Matemática Aplicada) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005. 49
- VINCENT, E. M.; LENGAINNE, M.; MENKES, C. E.; JOURDAIN, N. C.; MARCHESIELLO, P.; MADEC, G. Interannual variability of the South Pacific Convergence Zone and implications for tropical cyclone genesis. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 9, p. 1881–1896, 2011. 49
- VIVIER, F.; KELLY, K. A.; THOMPSON, L. A. Heat budget in the Kuroshio Extension region: 1993–99. **Journal of Physical Oceanography**, v. 32, n. 12, p. 3436–3454, 2002. 13, 40
- WHITT, D.; NICHOLSON, S.; CARRANZA, M. Global impacts of subseasonal (< 60 day) wind variability on ocean surface stress, buoyancy flux, and mixed layer depth. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 124, n. 12, p. 8798–8831, 2019. 22, 60
- WW3DG, T. W. I. D. G. **User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 6.07**. College Park, MD, USA, 2019. Tech. Note 333. Disponível em: <<https://raw.githubusercontent.com/wiki/NOAA-EMC/WW3/files/manual.pdf>>. Acesso em: 14 jul. 2021. 18
- ZIEGER, S.; BABANIN, A. V.; ROGERS, W. E.; YOUNG, I. R. Observation-based source terms in the third-generation wave model WAVEWATCH. **Ocean Modelling**, v. 96, p. 2–25, 2015. 19



## APÊNDICE A - PERFIS ARGO NO OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE

As figuras abaixo mostram a distribuição espacial dos 1705 perfis realizados por perfiladores Argo e que foram utilizados para comparação com os perfis da reanálise oceânica Glorys12v1 (painel da esquerda), e dos perfis realizados durante a ocorrência dos 17 episódios de ZCASOEN descritos em Rosa et al. (2020).

Figura A.1 - Distribuição espacial dos perfis Argo.



Localização espacial dos perfis Argo utilizado para comparação estatística com a reanálise oceânica Glorys12v1 durante todo o período (NDJFM de 2000 a 2015; painel esquerdo) e durante a ZCASOEN (painel da direita).

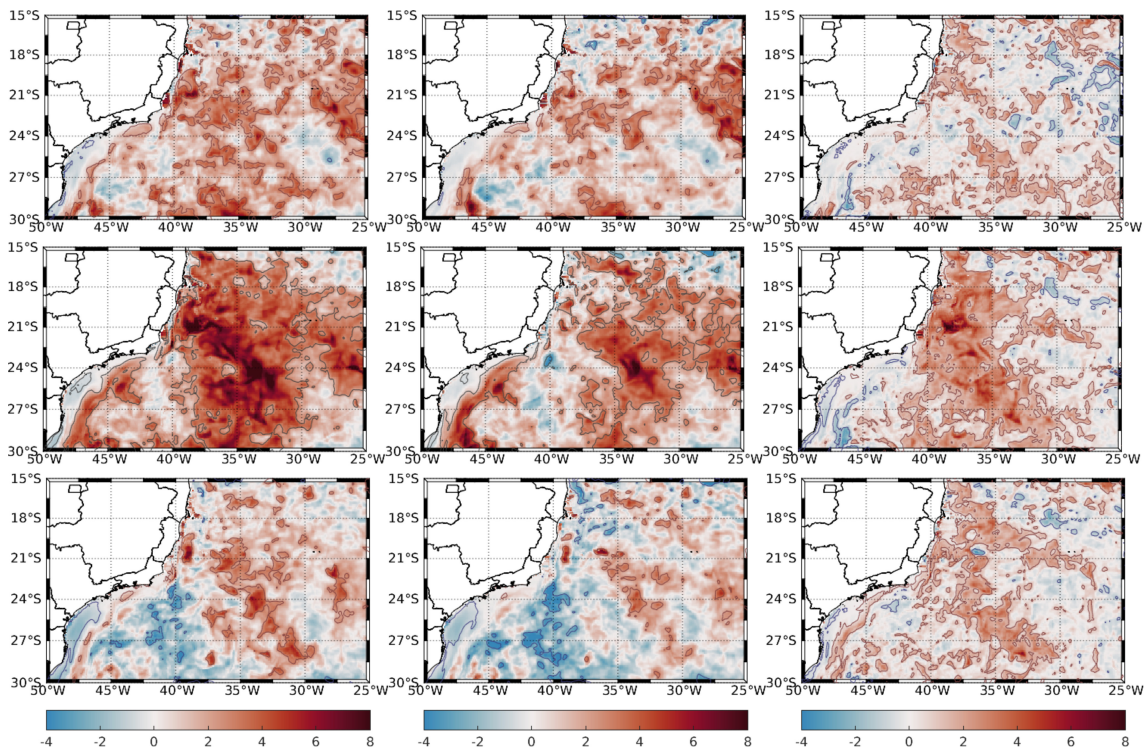


## APÊNDICE B - ANOMALIA DA CBar DURANTE A ZCASOCN AO LONGO DE 20 ANOS

A figura a seguir mostra os compostos para os 17 episódios de ZCASOCN detectados por Rosa et al. (2020) para as anomalias diárias da profundidade do topo da termoclina, da picnoclina e da diferença entre elas, que é a espessura da camada de barreira. Percebe-se que o sinal da ZCASOCN aparece como uma anomalia positiva de CBar, da ordem de 8 m de espessura, de forma que esta parece ser uma característica de todos os episódios oceânicos.

As anomalias foram calculadas como  $x' = x - \bar{x}$ , onde  $x$  é a variável,  $\bar{x}$  é a média do dia ao longo de 20 anos e  $x'$  é a anomalia diária. Posteriormente as séries temporais foram suavizadas com uma média móvel de janela de 6 dias.

Figura B.1 - Anomalia de CBar durante a ZCASOCN.



Anomalias durante a ZCASOCN para: (primeira coluna): topo da termoclina ( $h_T$ ), (segunda coluna) topo da picnoclina; (terceira coluna): espessura da camada de barreira. Todas estão em m e possuem a mesma escala de cores. A primeira linha apresenta os valores para a semana anterior aos episódios, a segunda linha durante e a terceira linha uma semana após a passagem da ZCASOCN.



## 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.