



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/12.01.01.46-TDI

MECANISMOS DE ESTABILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS

Regiane Moura

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Luciano Ponzi
Pezzi, aprovada em 27 de novembro
de 2017.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3Q5AEPH>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3Q5AEPH)

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

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

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

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/12.01.01.46-TDI

MECANISMOS DE ESTABILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS

Regiane Moura

Tese de Doutorado do Curso de
Pós-Graduação em Meteorologia,
orientada pelo Dr. Luciano Ponzi
Pezzi, aprovada em 27 de novembro
de 2017.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3Q5AEPH>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3Q5AEPH)

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Moura, Regiane.

M865m Mecanismos de estabilidade da camada limite atmosférica
marinha na região da confluência Brasil-Malvinas / Regiane
Moura. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxiv + 118 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/12.01.01.46-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de
Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientador : Dr. Luciano Ponzi Pezzi.

1. Confluência Brasil-Malvinas. 2. Camada limite atmosférica
marinha;. 3. WRF. 4. COAWST. 5. Equação de tendência de
momentum.. I.Título.

CDU 551.510.411:551.46



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).

Aluno (a): **Regiane Moura**

Título: "MECANISMOS DE ESTABILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. José Antonio Aravéquia



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi



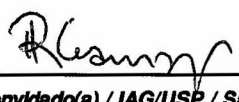
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. João Antônio Lorenzetti



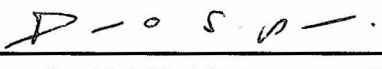
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Ricardo de Camargo



Convocado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dr. Paulo Simionato Polito



Convocado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

☒ maioria simples

☐ unanimidade

São José dos Campos, 27 de novembro de 2017

*“Às vezes ouço passar o vento; e só de ouvir o vento passar,
vale a pena ter nascido.”* Fernando Pessoa

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, seu corpo docente e funcionários, a oportunidade de realizar este trabalho, em especial ao meu orientador Prof. Dr. Luciano Ponzi Pezzi.

Agradeço à CAPES e ao CNPq a bolsa de estudos (141627/2015-8). Ao PROANTAR, CIRM e CNPq o apoio aos projetos “Estudos avançados em oceanografia de médias e altas latitudes” (CAPES 23038.004304/ 2014-28) e “Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera” que financia as campanhas do INTERCONF (CNPq/ PROANTAR 704222/ 2009).

Aos amigos do Laboratório de Estudos do Oceano e da Atmosfera (LOA/INPE), amigos de São José dos Campos, Cachoeira Paulista e espalhados neste vasto mundo, obrigada pelo apoio e amizade.

Aos meus familiares e todos que me ajudaram a concluir esta etapa, muito obrigada!

RESUMO

Os efeitos da frente térmica oceânica na Camada Limite Atmosférica Marinha, na região da Confluência Brasil-Malvinas, foram estudados em dois casos de intensidade do gradiente de TSM distintos, um mais intenso e outro menos intenso, e sob duas condições atmosféricas diferentes. Utilizando modelos numéricos de alta resolução, foram analisados os processos dinâmicos e termodinâmicos em transectos perpendiculares e paralelos ao gradiente de TSM. O objetivo principal deste estudo foi analisar em quais condições os mecanismos de mistura vertical e ajuste de pressão ocorrem na CLAM. Através dos termos da equação de momentum e fluxos de calor, pôde-se observar que os mecanismos de ajuste de pressão e mistura vertical coexistem sob as duas condições sinóticas analisadas e operam de diferentes maneiras de um lado e de outro da frente de TSM. Sob atuação de um sistema de alta pressão atmosférica em superfície, a CLAM é modulada localmente pela TSM e responde à forçante térmica, no qual os termos de ordem menor da equação de tendência podem ser negligenciados, já que trata-se de uma situação de equilíbrio quase-geostrófico. Por outro lado, sob a atuação de um sistema de baixa pressão atmosférica superficial, a CLAM é influenciada por mecanismos dinâmicos, nos quais os termos de fricção e advecção estão na mesma ordem da força gradiente de pressão.

Palavras-chave: Confluência Brasil-Malvinas; Camada Limite Atmosférica Marinha; WRF; COAWST; equação de tendência de momentum.

“STABILITY OF THE MARINE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER OVER BRAZIL-MALVINAS CONFLUENCE REGION”

ABSTRACT

The effects of the thermal oceanic front on the Marine Atmospheric Boundary Layer (MABL), in the Brazil-Malvinas Confluence (BMC) region, were studied. This was based in two cases of SST thermal gradient intensities. One was more intense and the other less intense. Both cases were studied under two different atmospheric conditions. Using high-resolution numerical model, we simulate and analyzed the dynamic and thermodynamics of it, over two orientations transects. One was perpendicular and the other parallel to the SST thermal orientation gradient. The main objective of this study was to analyze on which conditions the mechanisms of vertical mixing and pressure adjustment occur in MABL. Through of the terms of the momentum equation and heat fluxes, it was observed that the mechanisms of pressure adjustment and vertical mixing coexist under the two synoptic conditions analyzed and operate in different ways on one side and the other of the SST front. Under the presence of an atmospheric high pressure system the MABL is locally modulated by the SST and responds to the forcing, in which the minor order terms of the trend equation can be neglected, since it is a quasi-geostrophic situation. On the other hand, under the influence of a low atmospheric pressure system MABL is influenced by dynamic mechanisms, which terms of friction and advection are in the same order of pressure gradient force.

Keywords: Brazil-Malvinas Confluence; Marine Atmospheric Boundary Layer; WRF; COAWST; momentum budget tendency

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2.1 Diagrama esquemático da circulação oceânica no Oceano Atlântico Sudoeste	6
Figura 2.2 Mecanismos físicos de estabilidade da CLAM.....	8
Figura 2.3 Diagrama esquemático da resposta da CLAM à frente de TSM.....	9
Figura 2.4 Perfis simultâneos de temperatura da atmosfera e do oceano medidos por radiossondas e XBTs.....	11
Figura 3.1 Sistema eta de coordenadas verticais do modelo WRF.....	16
Figura 3.2 Grade alternada horizontal (esq.) e vertical (dir.) do modelo WRF.....	17
Figura 3.3 Mapa de localização da área média na CBM e pontos para a seleção dos casos.....	23
Figura 3.4 Diagrama esquemático dos ventos geostrófico e gradiente no Hemisfério Sul.....	26
Figura 3.5 Perfil de vento e circulação atmosférica superficial no Hemisfério Sul..	26
Figura 4.1 Variabilidade sazonal de TSM.....	30
Figura 4.2 Variabilidade sazonal do campo de vento à 10 m.....	31
Figura 4.3 Variabilidade mensal de DF, campo de vento e τ entre 2003 e 2007.....	33
Figura 4.4 Variabilidade sazonal da divergência e do vento à 10 m.....	34
Figura 4.5 Variabilidade sazonal do rotacional do vento à 10 m.....	35
Figura 4.6 Variabilidade mensal média de DF, $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e $\nabla \times \vec{V}_{vel}$	36
Figura 4.7 Média mensal de TSM, V_{vel} e $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$	37
Figura 4.8 Mapa de localização das estações meteorológicas de superfície e pontos específicos sobre o oceano.....	39
Figura 4.9 Diagramas de Taylor para o período de outubro de 2013.....	40
Figura 4.10 Distribuição espacial dos pontos de lançamento de radiossondas e batitermógrafos durante a OP32.....	42
Figura 4.11 Diagramas de Taylor para a OP32.....	43
Figura 5.1 Mapa de localização da área média e pontos para a seleção dos casos....	45

Figura 5.2	Distribuição temporal da densidade frontal (DF) para outubro de 2013..	46
Figura 5.3	Distribuição temporal de PNM para outubro de 2013.....	47
Figura 5.4	Carta sinótica e imagem de satélite em 25-10-2013.....	48
Figura 5.5	Distribuição espacial de TSM, PNM e campo de vento em 25-10-2013...	49
Figura 5.6	Transecto perpendicular: TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013.....	51
Figura 5.7	Transecto perpendicular: QL, QS e PNM em 25-10-2013.....	52
Figura 5.8	Seção vertical perpendicular: W, Ch, Qv e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013.....	53
Figura 5.9	Seção vertical perpendicular: campo de vento e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013.	54
Figura 5.10	Transecto paralelo: TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013.....	55
Figura 5.11	Transecto paralelo: QL, QS e PNM em 25-10-2013.....	56
Figura 5.12	Seção vertical paralela: W, Ch, Qv e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013.....	57
Figura 5.13	Seção vertical paralela: campo de vento e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013.....	58
Figura 5.14	Mapa de localização dos transectos e gráficos zonal e meridional de TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013.....	59
Figura 5.15	Componentes zonais da equação de tendência de momentum em 25-10- 2013.....	60
Figura 5.16	Seção vertical zonal do campo de vento, PBLu e ADVu.....	61
Figura 5.17	Componentes meridionais da equação de tendência de momentum em 25- 10-2013.....	62
Figura 5.18	Seção vertical meridional do campo de vento, PBLv e ADVv.....	63
Figura 5.19	Mapa de localização dos perfis verticais.....	65
Figura 5.20	Perfis verticais sobre a CB, CBM e CM.....	66
Figura 5.21	Diagrama: balanço de forças em 25-10-2013.....	68
Figura 5.22	Carta sinótica e imagem de satélite em 20-10-2013.....	70
Figura 5.23	Distribuição espacial de TSM, PNM e campo de vento em 20-10-2013...	71
Figura 5.24	Transecto perpendicular: TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013.....	72
Figura 5.25	Transecto perpendicular: QL, QS e PNM em 20-10-2013.....	73
Figura 5.26	Seção vertical perpendicular: Ch, Qv e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013.....	74

Figura 5.27	Seção vertical perpendicular: campo de vento e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013.	76
Figura 5.28	Transecto paralelo: TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013.....	77
Figura 5.29	Transecto paralelo: QL, QS e PNM em 20-10-2013.....	78
Figura 5.30	Seção vertical paralela: Ch, Q_v e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013.....	79
Figura 5.31	Seção vertical paralela: campo de vento e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013.....	80
Figura 5.32	Mapa de localização dos transectos e gráficos zonal e meridional de TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013.....	81
Figura 5.33	Componentes zonais da equação de tendência de momentum em 20-10- 2013.....	82
Figura 5.34	Seção vertical zonal do campo de vento, PBL_u e ADV_u	83
Figura 5.35	Componentes meridionais da equação de tendência de momentum em 20- 10-2013.....	84
Figura 5.36	Seção vertical meridional do campo de vento, PBL_v e ADV_v	85
Figura 5.37	Mapa de localização dos perfis verticais.....	86
Figura 5.38	Perfis verticais sobre a CB, CBM e CM.....	87
Figura 5.39	Diagrama: balanço de forças em 20-10-2013.....	88

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 4.1 Variabilidade sazonal de DF, V_{vel} , direção do vento e τ entre 2003 e 2007	29
Tabela 4.2 Variabilidade sazonal: TSM, $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ e τ em 39 °S - 54 °W....	36
Tabela 4.3 Variabilidade mensal: TSM, DF, $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ e τ em 39 °S - 54 °W	37
Tabela 5.1 Termos zonais e meridionais ($\cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) para os pontos da CB, CBM e CM em 25-10-2013.....	67
Tabela 5.2 Termos zonais e meridionais ($\cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) para os pontos da CB, CBM e CM em 20-10-2013.....	89

LISTA DE SIGLAS

AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASCAT	Advanced Scatterometer
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CLAM	Camada Limite Atmosférica Marinha
CLP	Camada Limite Planetária
CM	Corrente das Malvinas
COA-MYJ	COAWST simulado com esquema de parametrização MYJ
COA-YSU	COAWST simulado com esquema de parametrização YSU
COAWST	Coupled Ocean–Atmosphere–Wave and Sediment Transport
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSTMS	Community Sediment Transport Modeling System
CTD	Conductivity Temperature Depth
EMS	Estações Meteorológicas de Superfície
GHR SST	Group for High Resolution Sea Surface Temperature
IFREMER	L'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer
INCT-CRIOSFERA	Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

INTERCONF	(Interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas)
LES	Large eddy simulation
MAP	Mecanismo de Ajuste de Pressão
MetOP	Polar Orbiting Meteorological Satellites
MCT	Model Coupling Toolkit
MMV	Mecanismo de Mistura Vertical
MM5	fifth-generation Mesoscale Model
MYJ	Mellor-Yamada-Janjic
NASA	National Aeronautics and Space Administration
OP32	Operação Antártica 32
OPERANTAR	Operação Antártica
OSTIA	Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
PNBOIA	Programa Nacional de Boias
PROANTAR	Programa Antártico Brasileiro
QuikSCAT	Quick Scatterometer
RANS	Reynolds-Averaged Navier–Stokes equations
ROMS	Regional Oceanographic Modeling System
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
SODA	Simple Ocean Data Assimilation
SWAN	Simulating Waves Nearshore
TSM	Temperatura de Superfície do Mar
WPS	WRF Pre-Processing System
WRF	Weather Research and Forecasting
WRF-MYJ	WRF simulado com esquema de parametrização MYJ

WRF-YSU	WRF simulado com esquema de parametrização YSU
XBT	Batitermógrafo (<i>Expendable Bathythermograph</i>)
YSU	Yonsei University

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos.....	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1 Oceano Atlântico Sudoeste.....	5
2.2 Interação oceano-atmosfera.....	7
2.3 Interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Sudoeste.....	10
3 METODOLOGIA.....	13
3.1 Variabilidade sazonal de TSM e vento.....	13
3.2 Modelos numéricos.....	14
3.2.1 Modelo acoplado.....	15
3.2.2 Modelo oceânico.....	15
3.2.3 Modelo atmosférico.....	16
3.3 Simulações numéricas.....	18
3.4 Comparação entre as simulações numéricas e os dados observados.....	20
3.4.1 Dados mensais oceanográficos e atmosféricos.....	20
3.4.2 Dados hidrográficos da Operação Antártica XXXII.....	21
3.4.3 Análises estatísticas.....	22
3.5 Seleção dos casos de estudo.....	22
3.6 Análises dos casos.....	23
4. RESULTADOS.....	29
4.1 Variabilidade sazonal de TSM e vento.....	29
4.2 Comparação entre as simulações numéricas e os dados observados.....	38
4.2.1. Comparação para o mês de outubro de 2013.....	38
4.2.2 Comparação entre as simulações numéricas e os dados da OP32.....	42
5. ESTUDOS DE CASOS.....	45
5.1. Seleção dos casos.....	45
5.2 Caso de estudo: gradiente de TSM mais intenso	47
5.2.1 Transecto perpendicular à frente de TSM em 25-10-2013.....	50

5.2.2 Transecto paralelo à frente de TSM em 25-10-2013.....	55
5.2.3 Termos de tendência local em 25-10-2013.....	59
5.2.4 Perfil vertical sobre a CB, CBM e CM.....	64
5.3 Caso de estudo: gradiente de TSM menos intenso	69
5.3.1 Transecto perpendicular à frente de TSM em 20-10-2013.....	72
5.3.2 Transecto paralelo à frente de TSM em 20-10-2013.....	77
5.3.3 Termos de tendência local em 20-10-2013.....	81
5.3.4 Perfil vertical sobre a CB, CBM e CM.....	86
6 CONCLUSÃO.....	93
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97
Apêndice A – Descrição dos dados hidrográficos.....	107
Apêndice B – Comparação entre os dados observados e simulados	109
Apêndice C – Seleção dos casos.....	113
Apêndice D – Estudos de casos.....	115
D.1 Caso: gradiente de TSM mais intenso	115
D.2. Caso: gradiente de TSM menos intenso.....	116

1 INTRODUÇÃO

O oceano e a atmosfera estão fortemente relacionados. O oceano é uma fonte importante de fluxos de massa e energia para a circulação atmosférica que, por sua vez, é a principal forçante da circulação oceânica superficial. No Oceano Atlântico Sudoeste, a frente oceânica da Confluência Brasil-Malvinas é composta pela Corrente do Brasil, fluindo na direção sul e transportando águas tropicais, e pela Corrente das Malvinas que transporta águas antárticas e subantárticas para norte (PETERSON; STRAMMA, 1991; STRAMMA; ENGLAND, 1999). Sua dinâmica é dominada por vórtices e meandros de mesoescala sendo considerada uma das regiões mais energéticas dos oceanos (CHELTON et al., 1990).

Os contrastes térmico e salino entre massas d'água distintas no oceano são responsáveis pela formação de frentes oceânicas. Esta região frontal possui intensos gradientes, como temperatura, salinidade, nutrientes e separa diferentes massas d'água, sendo fundamental para a evolução de vários processos no oceano e em sua interface com a atmosfera (BELKIN; CORNILLON, 2007). As frentes, bem como os vórtices oceânicos, são estruturas de mesoescala oceânica que desempenham um papel importante devido à sua capacidade de distribuir propriedades como calor, sal e nutrientes no oceano. Através do gradiente horizontal de Temperatura de Superfície do Mar (TSM) por exemplo, podem ser gerados intensos gradientes de momentum e fluxos verticais de energia na interface ar-mar (LINDZEN; NIGAM, 1987; XIE, 2004; PEZZI et al., 2009; SMALL et al., 2008, ACEVEDO et al., 2010).

Os fluxos de calor e momentum conectam o oceano e a atmosfera e a energia fornecida através destes fluxos representa um mecanismo modulador da atmosfera (XIE, 2004), influenciando processos atmosféricos de mesoescala e escala sinótica, como: frontogêneses, geração de nuvens, bandas de precipitação e intensificação de sistemas frontais em médias latitudes (XUE et al., 2000). Na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala, o gradiente térmico horizontal modula localmente a estabilidade da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM), na região da Confluência Brasil-Malvinas

(CBM; PEZZI et al., 2005, 2009; ACEVEDO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013).

A resposta dinâmica da CLAM ao gradiente de TSM geralmente apresenta um aumento na intensidade do vento sobre águas mais quentes e uma redução sobre águas mais frias, denominado acoplamento TSM-vento positivo (SHI et al., 2017). Existem duas hipóteses principais para explicar o ajuste do vento superficial ao gradiente de TSM associadas às frentes oceânicas: mudanças na estabilidade da CLAM, através da mistura vertical, do topo até a superfície (WALLACE et al., 1989; HAYES et al., 1989; TOKINAGA et al., 2005; SKYLLINGSTAD et al. 2007; KILPATRICK et al. 2014) e formação de gradientes de pressão hidrostática através de ajustes nos campos de massa (LINDZEN; NIGAM, 1987; SMALL et al., 2008; SONG et al., 2006). Em alguns casos, ambos mecanismos são ativos no acoplamento positivo. Sobre frentes e vórtices oceânicos (TAKATAMA et al., 2012; SHI et al., 2015; CHELTON, 2013; FRENGER et al., 2013; MINOBE ET AL., 2008).

Small et al. (2008) argumentam que não existe um único mecanismo para as variações do vento em pequena escala, mas uma combinação de diferentes processos. Quando ventos mais intensos cruzam uma frente térmica oceânica mais acentuada, a temperatura do ar não tem tempo para se ajustar a este padrão espacial de TSM, portanto, a mistura de momentum vertical prevalece sobre o gradiente de pressão. Por outro lado, sob ventos menos intensos, a temperatura do ar tem tempo para se ajustar à TSM e a resposta da pressão atmosférica torna-se dominante. Além disso, o papel da mistura vertical turbulenta é diferente quando o vento atravessa de um lado para outro da frente, o que implica que o efeito Coriolis (SPALL, 2007) ou a redução da altura da camada limite atmosférica (SAMELSON et al., 2006) é responsável pela modificação da tensão do vento próximo à frente (HOGG et al., 2009).

Camargo et al. (2013), utilizando dados *in situ* e modelagem numérica, sugerem a coexistência dos mecanismos propostos por Lindzen e Nigam (1987) e Wallace et al. (1989) para sustentar a estabilidade da CLAM, na região CBM. Por outro lado, os autores argumentam que não existe uma explicação clara e razoável da existência ou predominância destes mecanismos de modulação. Além disto, os autores sugerem a relevância de outros efeitos, como proposto por Spall (2007) e os efeitos de turbulência/

fricção obtidos através da equação de momentum.

Os mecanismos de estabilidade na qual a CLAM é modulada, na região da CBM, devem ser melhor investigados. Segundo Putrasahan et al. (2013), é importante entender as características e mecanismos regionais que controlam os fluxos de mesoescalas, para compreender melhor os processos de acoplamento que podem influenciar nas variações de grande escala. De acordo com Pezzi et al. (2016a) atualmente há uma carência de estudos que permitem uma maior compreensão dos fenômenos que relacionam o estado do oceano e da atmosfera e suas interações entre as escalas espaço-temporais. Para o caso do Brasil e especialmente para as regiões costeiras do sul e sudeste onde os efeitos das passagens de frentes atmosféricas são frequentes, o conhecimento acerca da real influência Oceano Atlântico Sul no tempo e clima é muito importante. Esse trabalho não visa esgotar o assunto, mas sim complementar os estudos realizados por Pezzi et al. (2016a, 2009, 2005), Acevedo et al. (2010) e Camargo et al. (2013) através da utilização de um sistema de modelos acoplados e a análise de termos da equação de momentum.

1.1 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é estudar os efeitos do gradiente de TSM, na estabilidade da Camada Limite Atmosférica Marinha, sobre a região da Confluência Brasil-Malvinas. Esta questão será analisada, focando em processos de mesoescala que ocorrem na CBM, onde o gradiente de TSM pode exercer a modulação local ou não no comportamento e estabilidade da CLAM. A investigação científica será guiada pela hipótese de que os mecanismos de modulação da CLAM coexistem, ora dominados pela dinâmica ora pela termodinâmica atmosférica.

Para atingir o objetivo geral, os seguintes objetivos específicos são estabelecidos:

- 1) Estudar a variabilidade sazonal da região de estudo;
- 2) Analisar e verificar a capacidade dos modelos numéricos em representar os processos atmosféricos e superficiais oceânicos de mesoescala que ocorrem na CBM;
- 3) Analisar a CLAM em dois casos distintos, na presença de um gradiente de TSM mais intenso e outro menos intenso;
- 4) Identificar os processos dinâmicos e termodinâmicos responsáveis pela modulação da estabilidade da CLAM.

O documento está estruturado de modo a apresentar no capítulo 2 os subsídios teóricos. O capítulo 3 apresenta os dados e métodos utilizados. Os capítulos 4 e 5 são compostos pela apresentação e discussão dos resultados e no capítulo 6 são apresentadas as conclusões.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

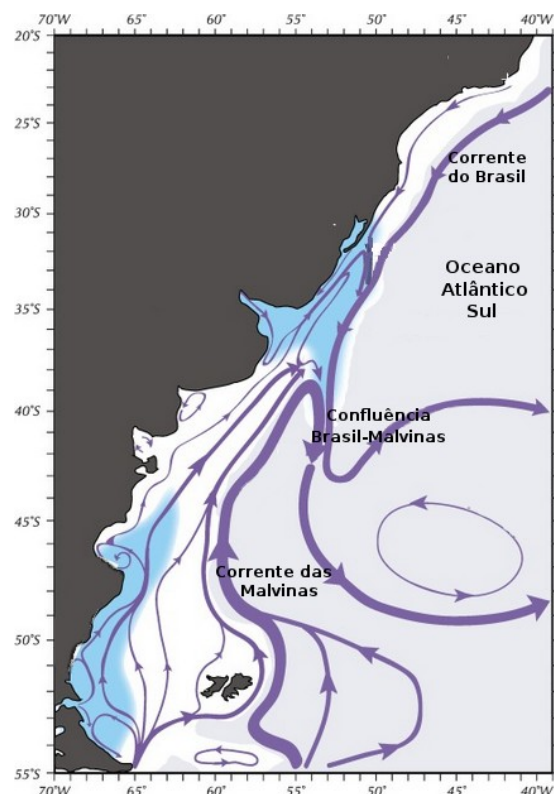
Este capítulo apresenta a área de estudo, com suas principais características oceanográficas e atmosféricas, e uma revisão dos trabalhos realizados sobre interação oceano-atmosfera que orientam esta tese.

2.1 Oceano Atlântico Sudoeste

A área de estudo compreende os paralelos entre 30°S e 45°S e os meridianos entre 60°W e 45°W, na borda oeste do Oceano Atlântico Sul. A Figura 2.1 apresenta o diagrama esquemático da circulação superficial das correntes de contorno oeste. As linhas representam o fluxo de águas Antártica e Subantártica, associadas à Corrente das Malvinas (CM), e o fluxo de águas tropicais transportados pela Corrente do Brasil (CB). A CB flui em direção sul e estende-se até 40°S, aproximadamente. Uma parte do ramo flui para leste e outra parte dá origem à uma célula de recirculação, ou subgiro ciclônico. A CM flui em direção norte, transportando águas mais frias, onde encontra a CB (~38-40°S) e então reverte sua direção à leste (STRAMMA; PETERSON, 1990; REID et al., 1977).

Entre 36°S e 39°S, a CB encontra-se com a CM, região denominada Confluência Brasil-Malvinas (CBM). A CBM possui intenso gradiente térmico e salino e apresenta intensa atividade de mesoescala oceânica caracterizada pela formação de vórtices e meandros oceânicos e, por isto, é considerada uma das regiões mais energéticas dos oceanos (CHELTON et al., 1990). Sua posição varia sazonalmente, sendo localizada mais ao norte durante o inverno austral e mais ao sul durante o verão (CASTRO et al., 2006; STRAMMA; PETERSON, 1990) e o campo de escoamento médio aparece centrado próximo de 42°S – 53°W (OLIVEIRA, 2008). Os menores valores de TSM são registrados durante o inverno austral (média de 8 °C) sobre a CM e os maiores valores (média de 25 °C) são encontrados durante o verão austral sobre o núcleo da CB (GONI et al., 1996).

Figura 2.1 - Diagrama esquemático da circulação oceânica no Oceano Atlântico Sudoeste



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

O padrão de ventos de larga escala, na região da CBM é, principalmente, associado à variabilidade dos ventos de oeste e da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS).

Os ventos de oeste troposféricos em médias latitudes (30 à 60°S), que circundam o continente Antártico, atuam como um regulador do transporte de águas da termoclina do oceano Índico para o Atlântico (DE RUIJTER, 1982).

A ASAS é um centro semi-permanente de alta pressão, com circulação anticiclônica, que faz parte do cinturão subtropical global de pressão. As influências deste centro sobre o Oceano Atlântico Sul estão associadas ao seu deslocamento sazonal, meridional e zonal. No inverno, o centro da ASAS está localizado em 10°W e 27°S, aproximadamente. Durante o verão austral, desloca-se para 5°W e 32°S, contribuindo para a manutenção de convergência de umidade (SARACENO et al., 2004).

No mês de outubro, a ASAS tende a intensificar-se e expandir-se, o que favorece a

intensificação do vento em superfície. Esta intensificação na circulação anticiclônica gera um aumento de advecção fria na parte leste da ASAS, transportando ar mais frio desde uma região próxima ao polo para regiões de menores latitudes. Também há um aumento da advecção quente no ramo oeste da ASAS que induz o transporte de ar quente do equador para a região sul do Brasil e Bacia do Rio da Prata, estendendo-se até a região da CBM (MÄCHEL et al., 1998).

2.2 Interação oceano-atmosfera

A compreensão do acoplamento entre o oceano e atmosfera é necessária para uma previsão mais acurada da circulação da atmosfera e do oceano em quase todas as escalas. A Camada Limite Atmosférica Marinha é a parte inferior da atmosfera diretamente influenciada pelo oceano através das trocas de umidade, calor e momentum, na interface ar-mar (FAIRALL et al., 1996; STULL, 2015). As mudanças na estrutura da CLAM ocorrem, principalmente, por processos sinóticos e de mesoescala, através do movimento vertical e advecção de diferentes massas de ar sobre o oceano, onde sua altura pode variar de dezenas de metros (em condições estáveis) até alguns quilômetros em condições convectivas. Estas modificações são associadas às transferências de momentum e calor na interface ar-mar.

O contraste térmico entre massas de água oceânicas com características diferentes contribui para a intensificação de fluxos turbulentos entre o oceano e a atmosfera. Esses fluxos afetam a estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera (CHELTON et al. 2001; HASHIZUME et al., 2002; PEZZI et al., 2005; TOKINAGA et al., 2005; SMALL et al., 2008; LEYBA et al., 2017; BYRNE et al., 2015) e são fundamentais nos processos de formação e desenvolvimento de sistemas atmosféricos de grande escala (PIVA et al., 2008; XUE et al., 2000). Em grande escala, observações de satélite mostraram a forte influência da distribuição de TSM sobre os padrões de vento em regiões de intenso gradiente térmico horizontal (XIE, 2004; SMALL et al., 2008; CHELTON et al., 2004; CHELTON; XIE, 2010; LIU et al. 2000).

Lindzen e Nigam (1987) e Wallace et al. (1989) sugerem dois mecanismos físicos, que

têm sido frequentemente utilizados para explicar a resposta do vento em regiões de frente térmica oceânica: o Mecanismo de Ajuste de Pressão (MAP) e o Mecanismo de Mistura Vertical (MMV).

Figura 2.2 - Mecanismos físicos de estabilidade da CLAM

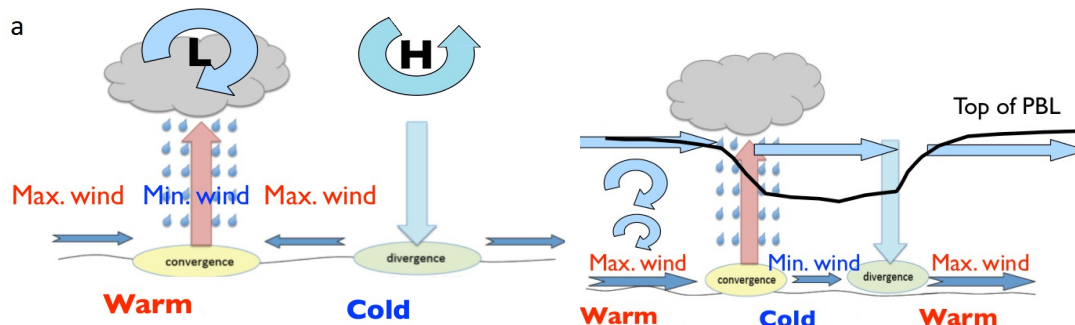


Diagrama esquemático dos mecanismos de (a) ajuste de pressão e (b) mistura vertical.

Fonte: Seo (2008).

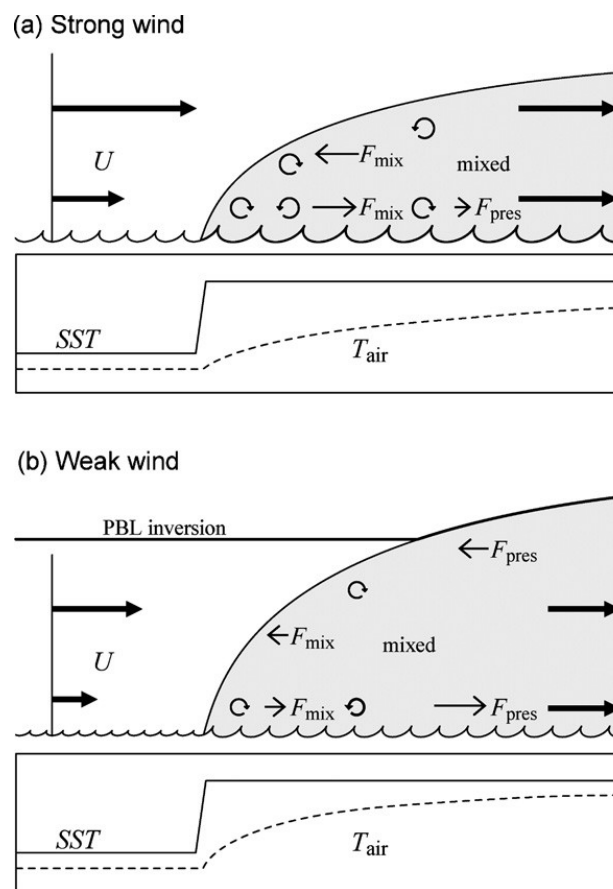
O MAP (Figura 2.2a) atribui a modulação dos ventos de superfície à variação da Pressão ao Nível médio do Mar (PNM, ajuste hidrostático). Neste mecanismo, a diferença entre a TSM e a Temperatura do Ar (T_{ar}) induz anomalias de baixa (alta) pressão em superfície produzindo convergência (divergência) dos ventos em superfície (LINDZEN; NIGAM, 1987). Esta resultante vertical apresenta duas componentes: (1) térmica, no qual o fluxo é impulsionado pelo ajuste de pressão à diferença de temperatura, e (2) mecânica, através do bombeamento de Ekman, devido aos vórtices gerados pela grande escala (através das forças gradiente de pressão e de Coriolis favorecendo o cisalhamento vertical do vento) (FELIKS et al., 2004). Já o MMV (Figura 2.2b) está associado à estabilidade estática da CLAM. Sobre as águas mais frias e atmosfera mais estável ocorre um aumento do cisalhamento do vento, logo uma redução no fluxo de momentum, ocorrendo o oposto sobre as águas mais quentes (WALLACE et al., 1989; HAYES et al., 1989).

Spall (2007) mostrou que o mecanismo responsável pela variação nos ventos superficiais nas proximidades de frentes térmicas oceânicas varia de acordo com a região. E, segundo o autor, quando considera-se o termo de advecção, não é somente o termo de

mistura que causa aumento/redução do vento superficial, mas um desequilíbrio no termo de Coriolis.

Segundo Small et al. (2008), a resposta dinâmica e termodinâmica dos ventos superficiais aos gradientes de TSM não é totalmente compreendida, já que ambos os mecanismos provavelmente contribuem para a correlação positiva.

Figura 2.3 - Diagrama esquemático da resposta da CLAM à frente de TSM



O vento sopra das águas mais frias para as águas mais quentes em duas condições: (a) mais intenso e (b) menos intenso. Os perfis transversais de TSM e T_{air} são apresentados abaixo de cada painel. À esquerda, as setas indicam o vento U . Em cinza, à direita, a estrutura da CLAM. As setas circulares indicam a presença de vórtices turbulentos. As forças devido à mistura turbulenta (F_{mix}) e a pressão (F_{pres}) estão indicados por setas mais finas. Devido à estas forças o perfil de vento torna-se uniforme com a altura (setas mais grossas).

Fonte: Small et al. (2008).

Os autores apresentam um diagrama que mostra a a resposta da CLAM, frente ao gradiente de TSM, em duas condições de vento distintas (Figura 2.3). Ventos mais intensos cruzando o gradiente de TSM, a temperatura do ar não tem tempo para se ajustar à TSM (Figura 2.3a). Além disso, embora haja maior flutuabilidade em superfície (devido às diferenças de TSM e Tar), a altura da CLAM aumenta lentamente devido à intensa advecção. Enquanto isso, as rápidas mudanças na estabilidade superficial aumentam a rugosidade da superfície e, com isso aumentam as misturas de momentum em superfície. Por outro lado, em regiões onde os ventos superficiais são menos intensos (Figura 2.3b), a temperatura do ar tem mais tempo para se ajustar à TSM. Desta forma, há uma expansão das parcelas de ar (menos afetados pela advecção horizontal) de tal forma que a CLAM aumenta rapidamente.

O'Neill et al. (2010), baseando-se no trabalho de SPALL (2007), argumentam que o mecanismo dinâmico dos processos de mesoescala no acoplamento ar-mar é mais complicado. Os autores apresentam alguns fatores que podem afetar o processo de acoplamento, como: escala espacial das perturbações de TSM; intensidade do vento; latitude; intensa estratificação na baixa troposfera e camada de inversão; e proximidade à superfícies continentais.

Kilpatrick et al. (2014), também baseando-se no trabalho de SPALL (2007), argumentam que a perturbação no balanço de momentum, acima da frente de TSM, é devido ao termo de mistura e advecção. Logo, a influência do acoplamento de mesoescala oceano-atmosfera, nas condições de tempo regional ou variabilidade climática, precisa ser melhor estudada de acordo com as suas características localmente dependentes, como a escala espacial da frente oceânica e a condição atmosférica (SHI et al., 2017).

2.3 Interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Sudoeste

As correntes de contorno oeste desempenham um papel climático importante transportando águas tropicais para regiões subtropicais, resultando em grandes transferências de calor sensível e latente do oceano para a atmosfera.

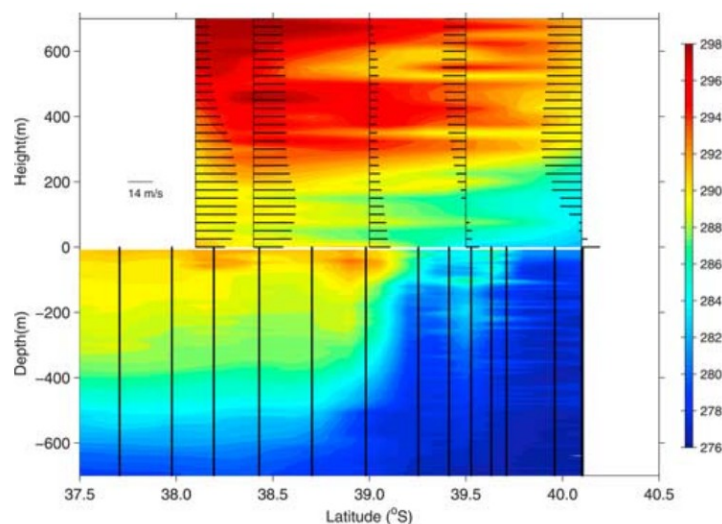
Segundo Gan e Rao (1991), a costa leste da América do Sul é favorável à ocorrência de

ciclogênese. A diferença de temperatura entre continente e oceano, juntamente com o gradiente de TSM da região da CBM, favorecem a intensificação dos fluxos de calor, bem como o desenvolvimento de ciclones extratropicais. Hoskins e Hodge (2005) mostraram que esta região do Atlântico Sul possui alta atividade ciclogênética e faz parte da rota de tempestades (*storm tracks*) no Hemisfério Sul.

Tokinaga et al. (2005) descreveram pela primeira vez os efeitos da TSM nos ventos de superfície e na estabilidade próxima à superfície da CLAM na região da CBM. Através de dados observados, os autores analisaram os padrões climatológicos na região CBM e mostraram que nesta região ocorrem correlações positivas entre a TSM e a velocidade do vento em superfície.

Pezzi et al. (2005) encontraram forte interação entre o oceano e a atmosfera no qual o gradiente de TSM modula os padrões de fluxos de calor e intensidade do vento na CLAM, na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala atuantes. Sobre águas mais quentes observam-se ventos mais intensos, ocorrendo o oposto sobre águas mais frias (Figura 2.4).

Figura 2.4 - Perfis simultâneos de temperatura da atmosfera e do oceano medidos por radiossondas e XBTs



Os vetores de vento meridional são superimpostos aos campos de temperatura da atmosfera.
Fonte: Pezzi et al. (2005).

Pezzi et al. (2005, 2009) realizaram coletas durante quatro cruzeiros da Operação Antártica, entre 2004 e 2007 (OP23 à OP26). Através de dados hidrográficos (XBTs e radiossondas), encontraram valores de TSM em torno de 20°C sobre o núcleo quente da CB e 5°C sobre o núcleo frio da CM, apresentando uma intensa variação de TSM em poucos quilômetros de distância. A variação horizontal encontrada foi de $0.01^{\circ}\text{C.m}^{-1}$ (OP26) a $0.05\text{--}0.01^{\circ}\text{C.m}^{-1}$ (OP25) e o gradiente médio de $0.03^{\circ}\text{C.m}^{-1}$. Segundo os autores, a evolução dos transientes atmosféricos pode ser diretamente influenciada pela estrutura espacial das anomalias da TSM e, consequentemente, através dos fluxos de calor sensível e latente entre a atmosfera e o oceano.

Acevedo et al. (2010), a partir de perfis verticais da CLAM tomados por radiossondas, durante os cruzeiros da Operação Antártica (OPERANTAR) entre 2004 e 2008, em ambos os lados da CBM, identificaram a importância do ciclo sinótico atmosférico na região. Através da climatologia de passagens de frentes atmosféricas, os autores determinaram o ciclo sinótico em ± 2 dias (condições pré e pós-frontal) em relação à passagem do sistema frontal (dia 0). As diferentes fases do ciclo sinótico resultam em diferentes padrões de advecção térmica e, consequentemente, diferentes padrões de modulação da CLAM.

Camargo et al. (2013), em continuidade aos trabalhos de PEZZI et al. (2005, 2009) e ACEVEDO et al. (2010), encontraram evidências de que o mecanismo de modulação dos ventos em superfície na região da frente oceânica é influenciado pela TSM. Os padrões de advecção de temperatura do ar são caracterizados pela interação entre as escalas sinótica e local, além disto, há uma forte influência da componente zonal do vento na advecção de temperatura do ar devido à orientação da frente térmica oceânica e também devido à orientação do sistema frontal atmosférico.

Kaufmann e Anabor (2010), através da análise de advecção de nebulosidade rasa sobre o sul do Brasil, verificaram a influência do gradiente térmico na CBM sobre as condições do tempo. Os autores argumentam que esta nebulosidade é causada pela atuação de anticiclones migratórios, onde a borda do sistema de alta pressão estava localizada sobre o sul do Brasil, e mostraram que existe uma dependência da advecção de nebulosidade com a direção do escoamento em baixos níveis e com o gradiente de TSM.

3 METODOLOGIA

Neste capítulo são descritos, os dados e métodos para o estudo sazonal. Na sequência, são apresentados os modelos numéricos e a configuração dos experimentos. São apresentados os dados e métodos para verificar o desempenho das simulações, bem como, os métodos para seleção e análise dos estudos de caso.

3.1 Variabilidade sazonal de TSM e vento

A maior parte das referências consultadas para a região da CBM tem como foco a variabilidade oceânica (volume de transporte das correntes, TSM, massas d'água entre outros) em diversas escalas temporais, principalmente médias anuais (p. ex., TOKINAGA et al., 2005; SARACENO et al., 2004; WAINER et al., 2003; CHELTON; WENTZ, 2005; COMBES; MATANO, 2014).

Em suporte ao estudo de interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Sul, apresenta-se um breve estudo sobre os padrões de vento e TSM em escala sazonal e mensal (para o mês de outubro). Para isto, utilizou-se uma série global de 5 anos de dados diários de satélite, entre 01 de janeiro de 2003 à 31 de dezembro de 2007.

Os dados diários de campo de vento foram obtidos pelo *SeaWinds* (escaterômetro a bordo do satélite QuikSCAT/NASA), produto fornecido pelo *L'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer* (IFREMER). Estes dados, disponibilizados em <http://cersat.ifremer.fr/data>, possuem resolução horizontal de 0.25° (latitude e longitude). Os dados diários de TSM são fornecidos pelo *Group for High Resolution Sea Surface Temperature* (GHRSSST), com resolução horizontal de 0.25° (latitude e longitude). Este produto representa uma combinação de dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) Pathfinder (4km), do *Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS* (AMSR-E) e observações *in situ* de navio e boias.

Separados em médias sazonais (3 meses), foram calculados a intensidade do gradiente de TSM, a divergência horizontal e o rotacional do vento. Desta forma, a intensidade

gradiente horizontal de TSM (DF) foi determinada através da equação:

$$DF = \sqrt{\left(\frac{\partial TSM}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial TSM}{\partial y}\right)^2} \quad (\text{eq. 3.1})$$

onde $\partial TSM/\partial x$ e $\partial TSM/\partial y$ são as componentes zonal e meridional do gradiente, respectivamente. O acúmulo ou espalhamento de uma parcela de ar pode ser verificado através da divergência horizontal do vento ($\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$) relacionada à confluência/di-fluência de fluxo de ar e definida por:

$$\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{eq. 3.2})$$

Os valores negativos correspondem à convergência e referem-se ao movimento vertical ascendente. O rotacional do vento ($\nabla \times \vec{V}_{vel}$) indica a tendência de cisalhamento horizontal do vento, definido por:

$$\nabla \times \vec{V}_{vel} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \zeta_{rel} \quad (\text{eq. 3.3})$$

no qual, o sinal positivo refere-se à rotação anti-horária (anticiclônica no Hemisfério Sul). Na atmosfera, em larga escala, os valores de $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ são da ordem de 10^{-5} a 10^{-6} s^{-1} , sendo que a divergência é tipicamente uma ordem de grandeza menor que o rotacional (STULL, 2015).

3.2 Modelos Numéricos

O WRF tem sido frequentemente utilizado para simular processos atmosféricos em áreas de frente oceânica produzindo resultados satisfatórios (SHI et al., 2017; XU; XU, 2015; SONG et al., 2009; PERLIN et al., 2014; KILPATRICK et al., 2014). Desta forma, em uma primeira abordagem, as simulações atmosféricas foram realizadas com o modelo atmosférico *Weather Research and Forecasting* (WRF v. 3.7), descrito em SKAMAROCK et al. (2005; 2008).

Em uma segunda abordagem, o WRF foi acoplado à estrutura *Coupled Ocean–*

Atmosphere–Wave and Sediment Transport (COAWST). O COAWST é um sistema de modelos, composto por quatro módulos principais: atmosférico, oceânico, ondas e transporte de sedimentos apresentados em Warner et al. (2010). Este sistema de modelos permitiu avanços na representação da dinâmica costeira e oceânica devido ao acoplamento entre os módulos (p. ex., MILLER et al, 2017; ZAMBON et al, 2014; CARNIEL et al., 2013; BENETAZZO et al., 2014; RICCHI et al., 2017).

3.2.1 Modelo acoplado

O COAWST é composto por: modelo atmosférico WRF (v.3.6.1), modelo oceânico *Regional Oceanographic Modeling System* (ROMS, v. 3.6), modelo de ondas de superfície *Simulating Waves Nearshore* (SWAN, v. 40.91A) e o modelo de transporte de sedimentos da *Community Sediment Transport Modeling System* (CSTMS). A comunicação entre os modelos é feita através do acoplador *Model Coupling Toolkit* (MCT, v.2.6.0).

Nesta tese, utilizou-se o módulo atmosférico acoplado ao módulo oceânico e os demais módulos (ondas e transporte de sedimentos) foram desativados. Desta forma, quando acoplados, o ROMS fornece a TSM ao WRF que em conjunto com as variáveis atmosféricas (vento à 10m, pressão atmosférica, umidade, temperatura do ar à 2m, radiação de onda longa e onda curta) são calculados os fluxos de calor e momentum via equações *bulk* (FAIRALL et al.,1996; 2003), através das parametrizações do modelo (ZAMBON et al., 2014; WARNER et al., 2010).

3.2.2 Modelo oceânico

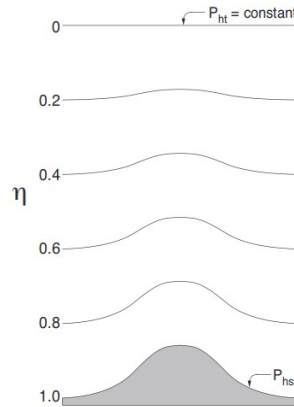
O modelo oceânico ROMS é um modelo numérico tridimensional, de superfície livre que resolve as equações de movimento de fluídos de Navier-Stokes utilizando a média de Reynolds (*Reynolds-Averaged Navier–Stokes equations* - RANS). O conjunto de equações governantes do ROMS é formado pelas equações primitivas do movimento (HAIDVOGEL et al., 2008). Os algoritmos não-lineares que formam o cerne computa-

cional do ROMS são descritos em detalhes em Shchepetkin e McWilliams (2005, 2009). O ROMS inclui modelos acoplados para processos biogeoquímicos, bióticos, transporte de sedimentos e também inclui diversos regimes de mistura vertical, níveis múltiplos de aninhamento e grades compostas. Além disto, proporciona uma estrutura flexível que permite múltiplas escolhas para muitos componentes do modelo, tais como esquemas de advecção, modelos de turbulência, condições de contorno laterais, fluxos ar-mar entre outros (WARNER et al., 2010).

3.2.3 Modelo atmosférico

O modelo atmosférico WRF é um modelo regional de mesoescala não-hidrostático, muito utilizado na previsão numérica de tempo e clima. Sua formulação física é baseada na conservação de massa (SKAMAROCK et al., 2008; 2005). O sistema de coordenadas verticais utilizado pelo WRF é denominado eta (Figura 3.1).

Figura 3.1 - Sistema eta de coordenadas verticais do modelo WRF

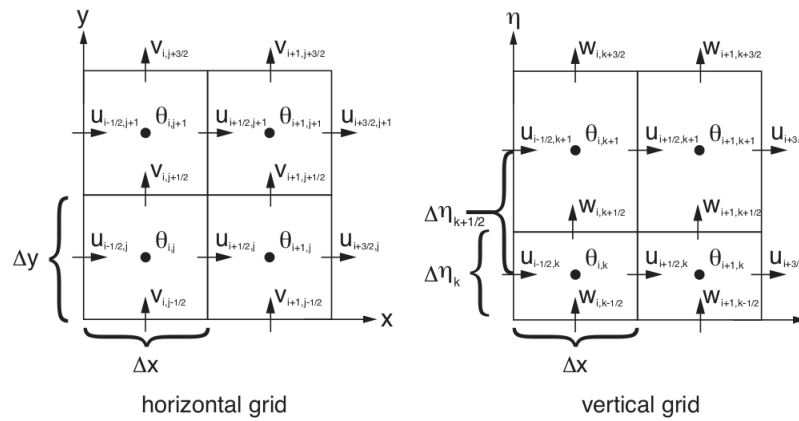


Fonte: Skamarock et al. (2008).

Cada nível vertical é definido por um valor discreto da coordenada, determinada em relação à componente hidrostática de pressão, proporcional à massa da coluna de ar que se estende desde o nível de referência até a fronteira superior do modelo, dividida pela massa em toda a coluna. Próximo ao solo, a superfície segue a topografia do terreno, enquanto que na atmosfera superior tende a aproximar-se das superfícies isobáricas.

Todos os cálculos executados pelo WRF são baseados em um conjunto de equações primitivas em uma grade do tipo C de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977) na discretização espacial de variáveis (Figura 3.2). A vantagem em utilizar uma grade alternada é evitar o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial, que ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade (SKAMAROCK et al., 2008).

Figura 3.2 - Grade alternada horizontal (esq.) e vertical (dir.) do modelo WRF



Fonte: Skamarock et al. (2008).

Os parâmetros que caracterizam a região (domínio horizontal) são incluídos no pré-processamento (WRF *Pre-Processing System* – WPS) que antecede a integração das equações dinâmicas. O estado inicial é obtido pela interpolação espacial dos dados de análise do modelo global (p. ex. razão de mistura, temperatura). Os processos físicos que ocorrem em uma escala espacial menor do que a resolução do modelo são parametrizados, como: fluxos de calor, momentum, umidade, radiação, processos convectivos e precipitação (DUDHIA, 2014).

Os principais esquemas de parametrização do WRF, são: microfísica, que resolve os processos de condensação e evaporação do ar (processos de precipitação, vapor d'água e nuvens); radiação de ondas longa e curta, processo de absorção, emissão e reflexão de ondas longas e ondas curtas; cumulus que resolve os efeitos convectivos e/ou nuvens rasas; CLP, trocas turbulentas não apenas na camada superficial, mas ao longo de toda a coluna vertical do modelo; e, camada limite superficial que resolve atrito, fluxos de

calor, quantidade de movimento e vapor de água na camada de atrito junto ao solo.

A CLP é a região que sofre influência direta das interações com a superfície terrestre, tanto pelos fluxos de calor e umidade, quanto pelo atrito (STULL, 2015). A representação da mistura turbulenta na baixa troposfera é necessária para retratar os perfis termodinâmicos e cinemáticos verticais da atmosfera em modelos de mesoescala. Nestes modelos, a turbulência é principalmente um processo de escala de subgrade, mas sua presença na CLP pode modular diretamente a representação de simulação de campos de massa relevantes para problemas de previsão. O efeito dos processos de escala de subgrade é parametrizado no modelo e cada esquema representa a mistura em uma base local e/ou não local. (COHEN et al., 2015).

Os esquemas de camada superficial determinam as velocidades de fricção e coeficientes de troca que permitem o cálculo dos fluxos superficiais de calor e umidade. Tais fluxos fornecem a condição de contorno inferior para o transporte vertical realizado pelos esquemas de parametrização. Nos esquemas de CLP, os fluxos turbulentos na escala de subgrade são parametrizados utilizando variáveis prognósticas médias (C ; u , v , θ , q), através das equações de difusão vertical, na qual a relação mais simples é dada por:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'c'} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} \right) \right] \quad (\text{eq. 3.4})$$

onde K_c é a difusividade para uma variável C (SHIN; HONG, 2011).

3.3 Simulações numéricas

O ROMS foi configurado com resolução horizontal de 9 km e 30 níveis verticais. As condições inicial e lateral são oriundas do conjunto de dados de reanálises *Simple Ocean Data Assimilation* (SODA; CARTON; GIESE, 2008), disponíveis no período médio de 5 dias, espaçamento horizontal de 0.5° (lat/lon) e 50 níveis verticais. As configurações de resolução e as principais parametrizações físicas adotadas já foram utilizadas em estudos anteriores, como em Pullen et al. (2017) e Mendonça et al. (2017). As condições de contorno e inicial, para o WRF, foram geradas a partir do conjunto de

dados *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR v2), disponível a cada 6h com resolução horizontal de 0.5° (lat/lon) e 37 níveis verticais (SAHA et al., 2010). O modelo foi integrado para o mês de Outubro de 2013, com saída a cada 6h, resolução horizontal de 6 km e topo à 20 km, distribuídos em 45 níveis verticais.

Os esquemas de parametrização física do WRF utilizadas nesta tese, incluem: esquema Dudhia para radiação de onda curta (DUDHIA, 1989), *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM) para radiação de onda longa (MLAWER et al. 1997), microfísica Kessler (KESSLER, 1969), *Noah Land Surface Model* (CHEN; DUDHIA, 2001) para processos de superfície e, convecção rasa e profunda, esquema Kain-Fritsch (KAIN, 2004; KAIN; FRITSCH, 1993). Dois esquemas de parametrização de Camada Limite Planetária (CLP) foram analisados com intuito de verificar as possíveis diferenças entre os esquemas na representação dos campos atmosféricos de modo a representar melhor a CLAM na região da frente térmica oceânica.

O esquema de primeira ordem, com fechamento não-local da Universidade de Yonsei (YSU; HONG et al., 2006) em conjunto com o esquema de superfície MM5 Monin-Obukhov (ZHANG; ANTHES, 1982) e o esquema de fechamento local Mellor-Yamada-Janjic (MYJ; JANJIC, 1994; MELLOR; YAMADA, 1974) combinado com o esquema de superfície Eta Similarity Scheme (JANJIC, 1996).

O esquema de superfície MM5-YSU utiliza funções de estabilidade no cálculo dos coeficientes de troca da superfície para calor, momentum e umidade. A relação de Charnock é aplicada para o comprimento de rugosidade e velocidade de fricção sobre a água (ZHANG; ANTHES, 1982). O esquema YSU é classificado como esquema de fechamento de primeira ordem, uma vez que não requer equações prognósticas adicionais para expressar os efeitos da turbulência nas variáveis médias. O esquema é baseado no perfil K (Eq. 3.4) para a determinação da difusividade dentro da camada limite, em função do cisalhamento do vento e do número de Richardson.

O esquema *Eta Similarity* baseia-se na teoria de similaridade de Monin-Obukhov (1954). Para a determinação da difusividade, a viscosidade é parametrizada explicitamente em uma subcamada (JANJIC, 1994), de modo que o comprimento de rugosidade

leva em consideração a temperatura e umidade para determinar os fluxos de superfície (ZILITINKEVICH, 1995). A parametrização MYJ é um esquema de fechamento local, também chamado de esquema de fechamento TKE (*turbulent kinetic energy*) já que determina o coeficiente de difusão turbulenta a partir de prognósticos da energia cinética turbulenta (ordem de fechamento 1.5). Fornece os fluxos turbulentos de cada ponto a partir dos valores médios das variáveis atmosféricas (XIE et al., 2012). Segundo Mellor e Yamada (1982) o esquema MYJ é adequado para fluxos estáveis e ligeiramente instáveis, mas que podem ocorrer erros quando o fluxo se aproxima do limite de convecção livre. Durante a primavera, pode subestimar os fluxos na ocorrência de processos convectivos (p. ex. CONIGLIO et al. 2013).

De acordo com os esquemas de parametrização de camada superficial, os experimentos foram nomeados como: WRF-YSU (modelo atmosférico utilizando o esquema de CLP da Universidade de Yonsei, YSU), WRF-MYJ (modelo atmosférico utilizando o esquema Mellor-Yamada-Janjic, MYJ), COA-YSU (modelo acoplado utilizando o esquema YSU) e COA-MYJ (modelo acoplado utilizando o esquema MYJ), referidos desta forma nos resultados.

3.4. Comparação entre as simulações numéricas e os dados observados

Devido à dificuldade de coleta de dados *in situ* e a necessidade de ampliar a cobertura espaço-temporal, o uso de modelo numérico torna-se uma ferramenta importante nos estudos de interação oceano-atmosfera. Nesta subseção apresenta-se o método e os dados observados utilizados para verificar a capacidade dos modelos em representar os processos dinâmicos e termodinâmicos de mesoescala.

3.4.1. Dados mensais oceanográficos e atmosféricos

Dados de três estações meteorológicas de superfície (EMS) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2016) para as cidades de Laguna/SC (LAG), Porto Alegre/RS (POA), Chuí/RS (CHUI) e uma boia fundeada (B1) do Programa Nacional de Boias

(PNBOIA, 2016) foram utilizados para avaliar o desempenho das simulações numéricas para o mês de outubro de 2013. Dados de campo de vento superficial oriundos de satélite e de TSM foram extraídos em dois pontos do oceano (OC-1 e OC-2).

Os dados de TSM são oriundos do banco denominado *Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis* (OSTIA) com resolução horizontal de $1/20^\circ$. O OSTIA utiliza dados de satélite fornecidos pelo GHRSSST e observações *in situ* (DONLON *et al.*, 2012 ; STARK *et al.*, 2008). O vento foi estimado pelos sensores *Advanced Scatterometer* (ASCAT) do *Polar Orbiting Meteorological Satellites* (MetOP) com resolução espacial de 0.25° de latitude e longitude (BENTAMY; FILLON, 2012).

3.4.2. Dados hidrográficos da Operação Antártica XXXII

Observações no sistema acoplado oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas têm sido realizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) com o apoio do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) e Centro de Hidrografia da Marinha desde 2004, a partir da Operação Antártica XXIII (OP23), até os dias atuais. O programa INTERCONF (Interação Oceano-Atmosfera na Região da Confluência Brasil-Malvinas, via INCT-CRIOSFERA/ CNPq) fomenta a coleta de dados observacionais tomados à bordo do Navio de Apoio Oceanográfico (NapOc.) Ary Rongel e do Navio Polar (NPo.) Almirante Maximiano, ambos da Marinha do Brasil e, segundo Pezzi *et al.* (2016a) são os únicos navios de pesquisa brasileiros que tem capacidade de realizar este trajeto periodicamente.

A Operação Antártica ocorre normalmente nos meses de outubro ou novembro de cada ano e, durante o percurso do navio, ocorrem lançamentos simultâneos de radiossondas atmosféricas em conjunto com batitermógrafos oceânicos (XBT - *Expendable Bathythermograph*), CTD (*Conductivity Temperature Depth*) entre outros. Os XBTs são instrumentos descartáveis que realizam medidas de temperatura da água do mar em função da profundidade. As radiossondas atmosféricas coletam dados de pressão, temperatura e umidade relativa do ar, direção e intensidade do vento e temperatura do

ponto de orvalho. Os dados utilizados neste trabalho foram coletados durante a Operação Antártica XXXII (OP32), entre 13 e 18 de outubro de 2013. Foram lançados 16 radiossondas e 12 XBTs (Tabela A.1 – Apêndice A).

3.4.3. Análises estatísticas

Para a comparação entre os dados observados e simulados, utiliza-se o Diagrama de Taylor, proposto por TAYLOR (2001). Trata-se de um diagrama matemático que indica qual sistema, processo ou fenômeno é mais realístico, facilitando a comparação entre diferentes conjuntos de dados, no qual quantifica o grau de correspondência entre o comportamento dos termos simulados e observados.

Através dos termos estatísticos, a saber: coeficiente de correlação de Pearson (r ou CC), erro quadrático médio (*root mean square error* - $rmse$); e desvio padrão (dp) os dados são distribuídos em um único diagrama bidimensional. Cada conjunto de dado corresponde a um ponto, de forma que, quanto menor a distância entre os pontos, maior o grau de similaridade entre os dados, ou seja, o resultado simulado cujo ponto estiver mais próximo ao ponto correspondente à linha de referência é considerado o mais próximo dos dados observados (TAYLOR, 2001).

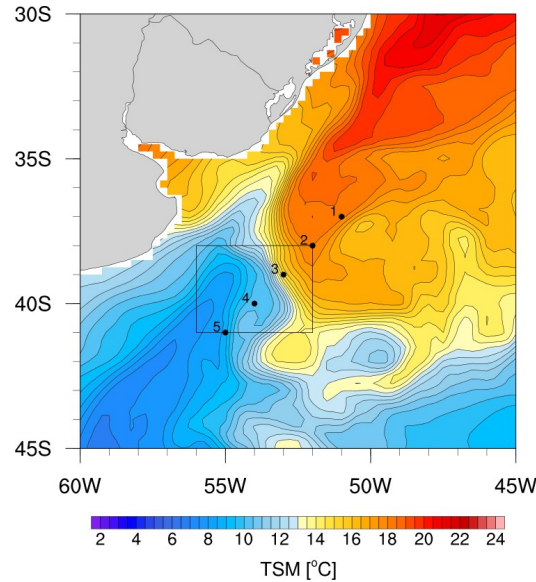
3.5 Seleção dos casos de estudo

O primeiro critério seleciona o valor médio de DF (intensidade do gradiente de TSM – Eq. 3.1, p. 14), calculado com os dados de TSM do OSTIA, para a região da CBM entre 37-41 °S e 55-51 °W (área menor, Figura. 3.3). Através da série temporal, destacam-se os pontos de mínimo e máximo locais.

Acevedo et. al (2010), selecionou os sistemas atmosféricos frontais através do mínimo valor de Pressão Atmosférica em Nível médio do Mar (PNM) em um ponto (40°S, 55°W). Utilizando dados do CFSR, os autores selecionaram 26 casos entre 2004 e 2008. Da mesma forma, como segundo critério, a PNM (CFSR) foi analisada em cinco pontos dispostos de Nordeste à Sudoeste, a partir do ponto 1 (37°S, 51°W), variando em 1° de

lat/lon, abrangendo a Corrente do Brasil (1-CB e 2-CB), a região de transição (3-CBM) e a Corrente das Malvinas (4-CM e 5-CM), como mostra a Figura 3.3.

Figura 3.3 – Mapa de localização da área média na CBM e pontos para a seleção dos casos



Área utilizada na seleção dos casos (caixa) e pontos específicos sobre a CB, CBM e CM (pontos pretos) para análise do campo de vento e PNM. Em cores, média de TSM para outubro de 2013.

Fonte: do autor

3.6 Análises dos casos

Os fatores determinantes na modificação da estrutura da CLAM estão associados principalmente às transferências turbulentas de momentum e calor na interface ar-mar. Na CLAM, a turbulência pode ser gerada de forma mecânica através da fricção e cisalhamento do vento em superfície e/ou térmica, devido ao aquecimento superficial e à flutuabilidade (ARYA, 2001).

A estrutura termodinâmica da CLAM foi analisada através de fluxos de calor sensível (QS) e latente (QL), coeficiente de transferência de calor (Ch), diferença TSM-Tar e razão de mistura do vapor d'água (Qv).

As trocas turbulentas de calor entre o oceano e a atmosfera deve-se aos fluxos de calor sensível (diferença de temperatura entre a superfície do mar e a atmosfera) e latente

(transferência de umidade através de evaporação). No WRF, a camada superficial é considerada a primeira camada na vertical e os fluxos de calor em superfície são parametrizados como:

$$QS = \rho c_p C_h U (\theta_s - \theta_a) \quad (\text{eq. 3.5})$$

$$QL = L_e \rho M C_q U (q_s - q_a) \quad (\text{eq. 3.6})$$

onde ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico sob pressão constante, θ_a e θ_s são as temperaturas do ar e da superfície, respectivamente, q_s e q_a são as umidades específicas na superfície e na atmosfera, U é a velocidade do vento, L_e é o calor latente de vaporização, M é a umidade superficial disponível e C_h e C_q são os coeficientes de transferência de *bulk* adimensionais para calor e umidade, respectivamente (JIMÉNEZ et al., 2012).

Na atmosfera, a concentração de vapor d'água é dada pela razão de mistura (Q_v) definida como a razão entre a massa de vapor d'água e a massa de ar seco. A razão de mistura varia entre 5 e 7 g.kg⁻¹ em latitudes médias e em torno de 20 g.kg⁻¹ nos trópicos. Não havendo nem condensação nem evaporação, a relação de mistura de uma parcela de ar é constante (WALLACE; ROBBS, 2006).

A diferença entre a Temperatura de Superfície do Mar e a Temperatura do Ar (TSM-Tar) foi utilizada como parâmetro para estimar a estabilidade da CLAM, (PEZZI et al., 2005; WALLACE et al., 1989). Desta forma, valores positivos de TSM-Tar (> 0) indicam uma CLAM instável, o que favorece a turbulência e os fluxos de calor do oceano para a atmosfera. Por outro lado, valores negativos (TSM-Tar < 0) indicam uma CLAM estável e fluxos de calor da atmosfera para o oceano.

Na atmosfera livre (região acima da CLAM) a turbulência pode ser desprezada considerando o movimento em escala sinótica, porém na CLAM as equações dinâmicas devem incluir o termo relacionado aos processos turbulentos da camada superficial (HOLTON, 2004). As principais forças, por unidade de massa, que contribuem para a aceleração dos ventos podem ser analisadas através dos termos da equação de tendência de momentum horizontal (tendência local), onde as flutuações das variáveis (relacionadas aos processos de pequena escala) são separadas de seus valores médios (relacionados aos

processos de larga escala) utilizando a decomposição de Reynolds. Desta forma, as componentes zonal (U) e meridional (V) da equação são dadas por:

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}}_{\text{i-TEND}_u} = - \underbrace{\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)}_{\text{ii-ADV}_u} + \underbrace{f \bar{v}}_{\text{iii-COR}_u} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x}}_{\text{iv-PGF}_u} - \underbrace{\left(\frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \overline{Fr_x} \right)}_{\text{v-PBL}_u} \quad (\text{eq. 3.7})$$

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{v}}{\partial t}}_{\text{i-TEND}_v} = - \underbrace{\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right)}_{\text{ii-ADV}_v} - \underbrace{f \bar{u}}_{\text{iii-COR}_v} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y}}_{\text{iv-PGF}_v} - \underbrace{\left(\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} + \overline{Fr_y} \right)}_{\text{v-PBL}_v} \quad \text{q. 3.8})$$

onde: (i) é a tendência total (TEND), (ii) advecção de momentum (ADV), (iii) força de Coriolis (COR), (iv) força gradiente de pressão atmosférica (PGF) e (v) termo residual que inclui os termos turbulentos e de fricção (PBL). Neste trabalho os termos da equação foram extraídos diretamente do modelo atmosférico WRF (MOISSEVA, 2014; LEHNER, 2012; SHI, 2017). As covariâncias do termo (v) $\overline{u'u'}$, $\overline{v'v'}$ e $\overline{u'v'}$ são relacionadas aos movimentos de pequena escala e são determinadas de acordo com o esquema de parametrização de camada superficial selecionada no WRF.

O balanço geostrófico ocorre quando os termos (iii) PGF e (iv) COR estão em equilíbrio, sendo uma expressão diagnóstica que fornece a relação aproximada entre o campo de pressão e a velocidade horizontal dos sistemas extratropicais de grande escala. Quando uma parcela de ar move-se sem atrito e paralelo às isóbaras o vento é denominado vento geostrófico, sendo este não-divergente (Figura 3.4a).

Figura 3.4 – Diagrama esquemático dos ventos geostrófico e gradiente no Hemisfério Sul

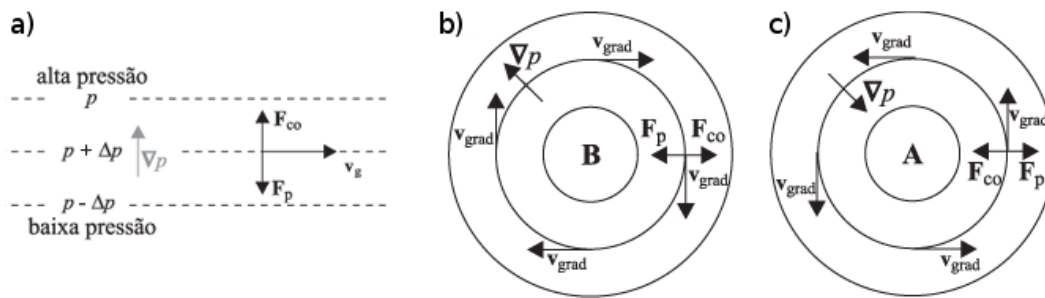
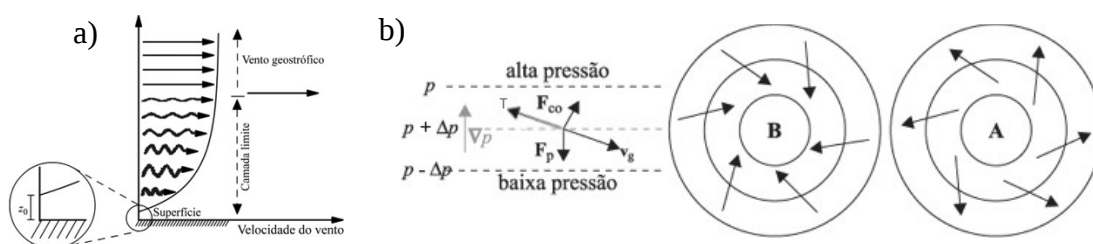


Diagrama de forças no Hemisfério Sul. (a) Vento geostrófico resultante do equilíbrio entre as forças de Coriolis (F_{co}) e gradiente de pressão (F_p). Vento em torno de um sistema de (b) baixa pressão e (c) alta pressão atmosférica.

Fonte: Martins et al. (2008).

Quando ocorre um desequilíbrio entre estas forças, resultando em uma aceleração centrípeta, o vento é denominado vento gradiente e também flui paralelo às isóbaras curvilíneas (Figura 3.4b,c). Quando os termos (iii), (iv) e (v) estão aproximadamente em equilíbrio é denominado balanço de Ekman e ocorre na CLAM, onde a força de atrito com a superfície reduz a intensidade do vento (Figura 3.5).

Figura 3.5- Perfil de vento e circulação atmosférica superficial no Hemisfério Sul



(a) Perfil vertical da velocidade do vento da superfície até a altura do vento geostrófico. O comprimento da rugosidade (z_0) é a altura onde a velocidade é nula. (b) Circulação atmosférica em superfície em torno de centros de baixa pressão e alta pressão no Hemisfério Sul sob influência do atrito superficial.

Fonte: Adaptado de Martins et al. (2008).

Os processos dinâmicos e termodinâmicos foram analisados através de mapas espaciais, bem como gráficos em superfície e perfis verticais sobre dois transectos, perpendicular e paralelo à frente de TSM. Particularmente, os termos da equação de tendência de momentum foram analisados em duas seções zonal e meridional (no plano cartesiano xy), de modo a representar melhor a decomposição das forças atuantes em cada caso. Para identificar os sistemas atmosféricos utilizou-se cartas sinóticas e imagens de satélite, produtos do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/ INPE).

4. RESULTADOS

Neste capítulo apresenta-se, inicialmente, o estudo sazonal da área de estudo e, na sequência, os resultados de desempenho dos modelos, através da comparação dos dados simulados e observados.

4.1 Variabilidade sazonal de TSM e vento

Como apontado no item 3.1, a variabilidade de larga escala foi analisada através de uma série global de 5 anos de dados diários de satélite, agrupados em média sazonal.

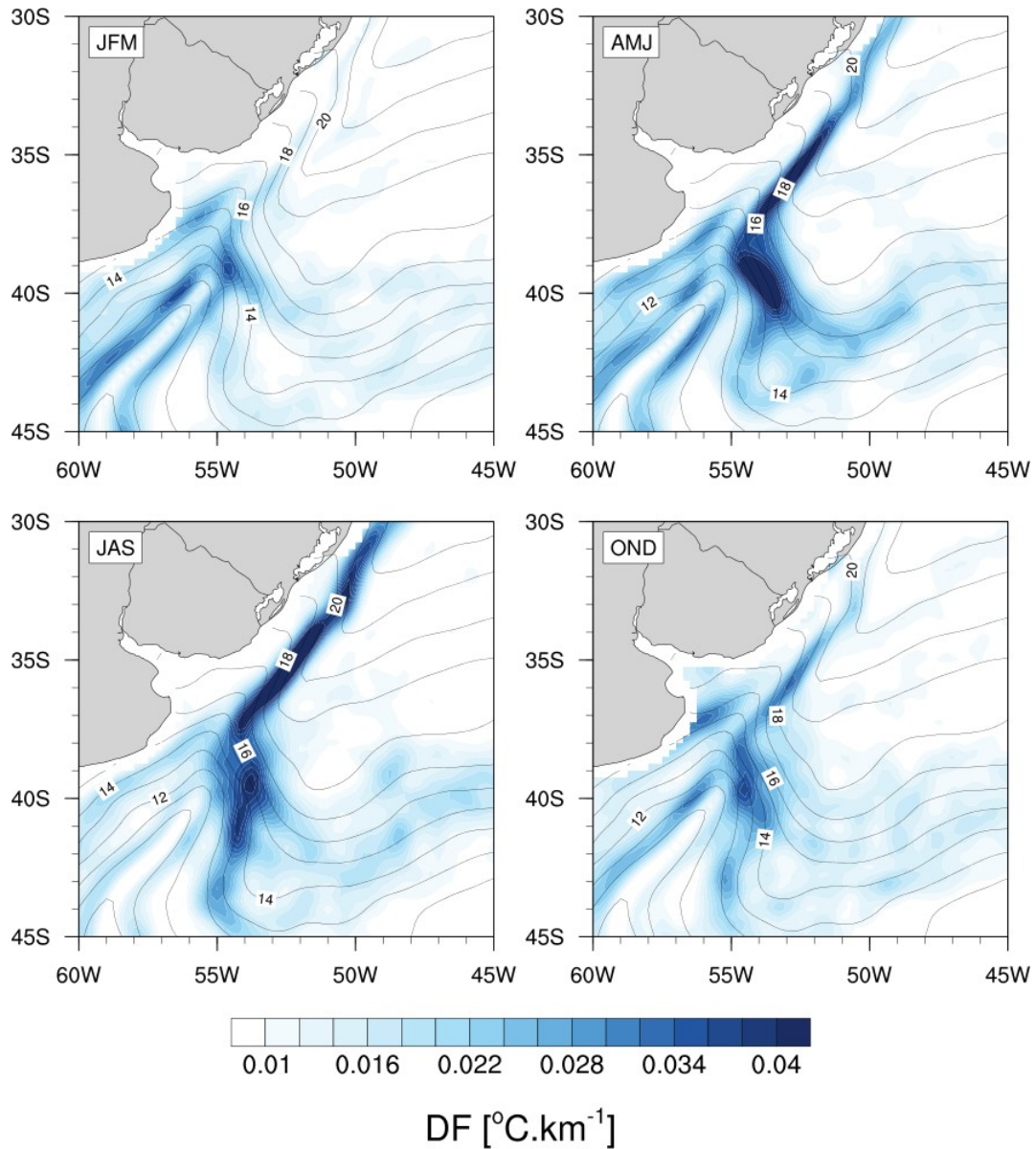
A intensidade média do gradiente de TSM (DF), para a região da CBM, foi de $0.024\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. A Tabela 4.1 apresenta os valores sazonais de DF, intensidade (V_{vel}) e direção do vento, tensão de cisalhamento do vento (τ), bem como os valores médios para o mês de outubro.

Tabela 4.1 – Variabilidade sazonal de DF, V_{vel} , direção do vento e τ entre 2003 e 2007.

Período	DF ($^{\circ}\text{C.km}^{-1}$)	V_{vel} (m.s^{-1})	Direção (graus)	τ (N.m^{-2})
JFM	0.023	7.4	280	0.1
AMJ	0.028	8.4	266	0.14
JAS	0.026	8.5	262	0.14
OND	0.025	7.6	297	0.11
Outubro	0.024	7.7	292	0.11

Através dos valores apresentados na Tabela 4.1, nota-se a variabilidade sazonal da CBM. A intensidade do gradiente horizontal de temperatura diminui durante os meses de verão e primavera ($\sim 0.02\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$), aumentando durante os meses de outono e inverno ($\sim 0.03\text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$), bem como a intensidade do vento ($\sim 8.5\text{ m.s}^{-1}$), proporcionando maior mistura em superfície (Figuras 4.1 e 4.2). A Figura 4.1 apresenta a variabilidade espacial de DF e TSM para cada estação, na qual nota-se o aumento de DF durante os períodos de outono e inverno.

Figura 4.1 – Variabilidade sazonal de TSM

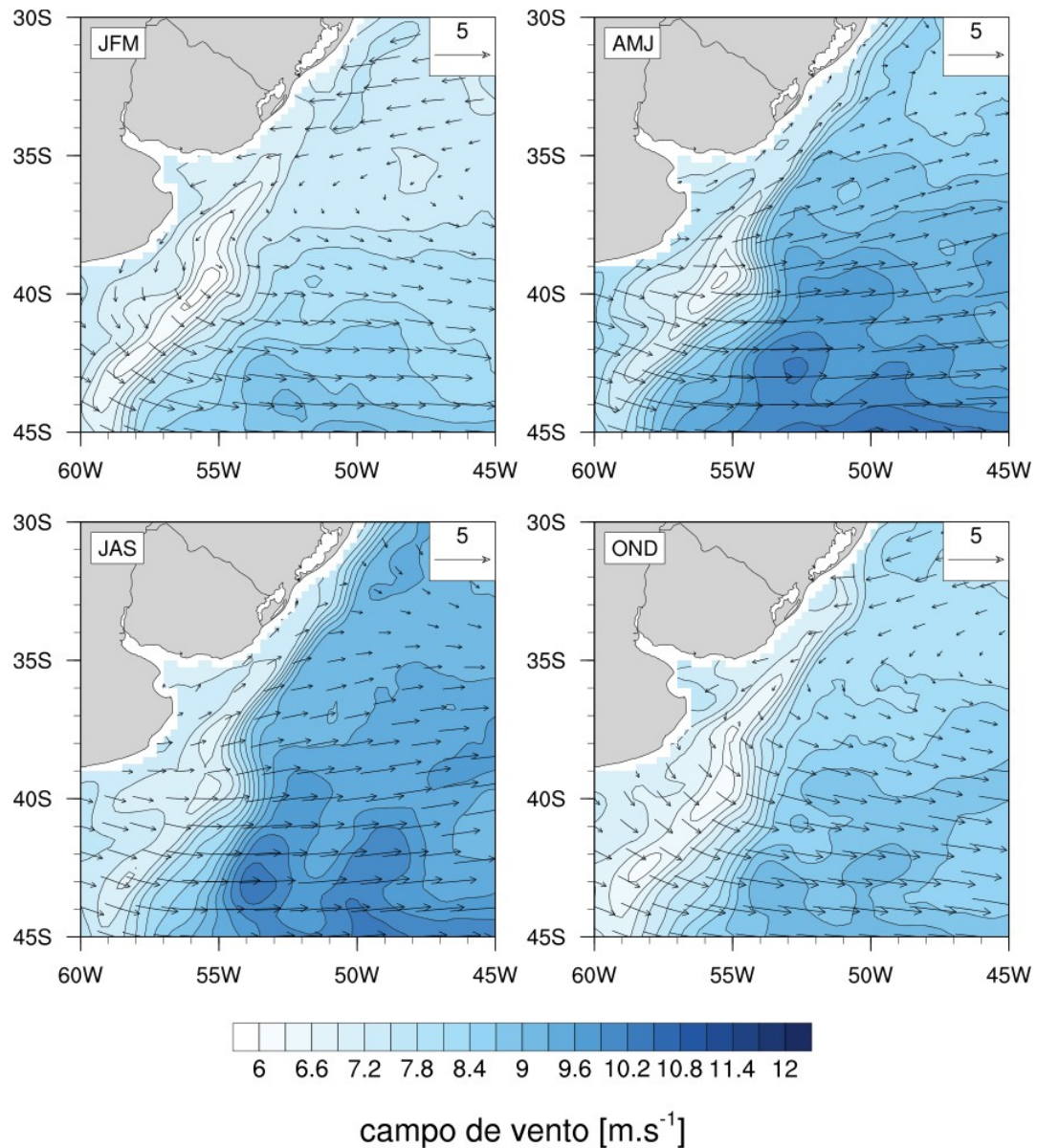


Variabilidade sazonal da intensidade do gradiente de TSM (DF – $^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, cores) e TSM ($^{\circ}\text{C}$, contorno) entre 2003 e 2007 (OSTIA).

Fonte: do autor

Durante o inverno, os ventos de oeste estão mais intensos o que proporciona um aumento na intensidade das correntes oceânicas superficiais. Neste período também há uma intrusão das águas mais frias transportadas pela Corrente das Malvinas e, portanto, um aumento na intensidade do gradiente de TSM.

Figura 4.2 – Variabilidade sazonal do campo de vento à 10 m



Variabilidade sazonal do campo de vento (m.s^{-1} , cores e vetores) entre 2003 e 2007 (QuikScat).

Fonte: do autor

A variação do campo de vento (Figura 4.2) depende da variação de posição do centro da ASAS, da translação dos sistemas de baixa pressão e dos sistemas transientes que atuam na região da CBM. Nos meses de outono e inverno há predominância dos ventos de oeste, enquanto que, na primavera e no verão ficam próximos de noroeste devido à maior atuação da ASAS (Figura 4.2). Devido a este sinal marcante durante o inverno e o

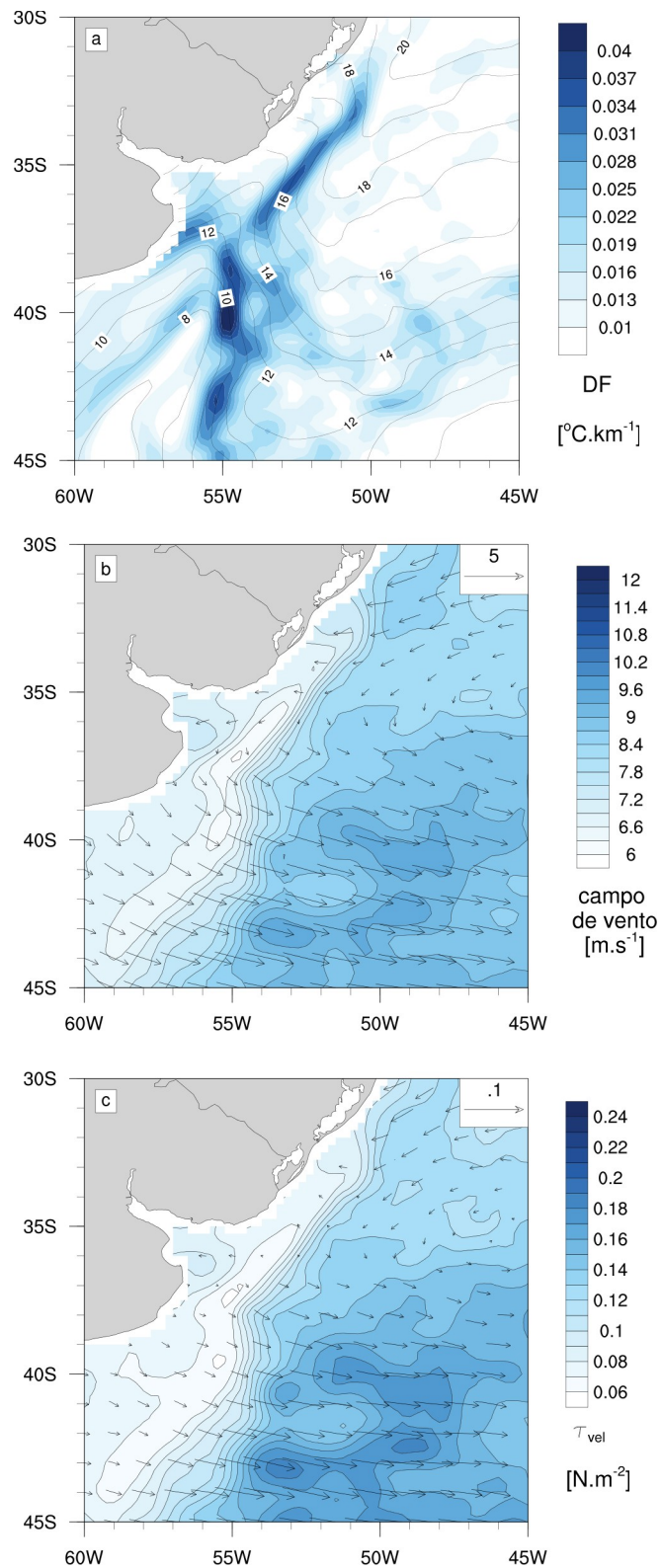
verão, o mês de outubro foi isolado da análise sazonal de forma a evidenciar os padrões de TSM e vento para o período de interesse. A Figura 4.3 apresenta a distribuição espacial média de TSM, DF, campo de vento e tensão de cisalhamento do vento.

Para a região da CBM, a intensidade do gradiente de TSM tem valor médio de $0.024 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ e maior valor de $0.045 \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$. A intensidade do vento apresenta valor médio de 7.7 m.s^{-1} , apresentando menores valores sobre as águas mais frias da CM e nas proximidades do continente. A tensão de cisalhamento do vento é de $0,1 \text{ N.m}^{-2}$. Estes valores concordam com os valores encontrados por Tokinaga et al. (2005). A intensidade do vento e o cisalhamento tem menores valores na região da frente oceânica, quando o vento cruza das águas mais frias para as águas mais quentes, como pode-se observar na Figura 4.3.

Segundo Chelton e Xie (2010), as variações sazonais no acoplamento implicam em uma modulação sazonal do vento induzido pela TSM e, como consequência, a variabilidade espacial de TSM pode induzir divergência e/ou rotacional do campo de vento superficial, quando o vento cruza o gradiente de TSM, diminuindo sua intensidade, proporcionando assim um aumento na divergência em superfície. Logo, esta divergência depende da direção do vento em relação ao gradiente de TSM, permanecendo sobre o lado mais frio da frente. Este padrão, associado à desaceleração do vento sobre o ramo frio, refere-se à atuação do mecanismo de mistura vertical (TOKINAGA et al., 2005; WALLACE et al., 1989).

Nas figura 4.4 e 4.5, observa-se a variabilidade sazonal da divergência e do rotacional do vento, no qual há um aumento durante o inverno e menores valores foram observados durante os meses mais quentes. Sobre um ponto, localizado em 39°S e 54°W , foram extraídos os valores de TSM, $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$, $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ e da tensão de cisalhamento do vento (τ); apresentados na Tabela 4.2.

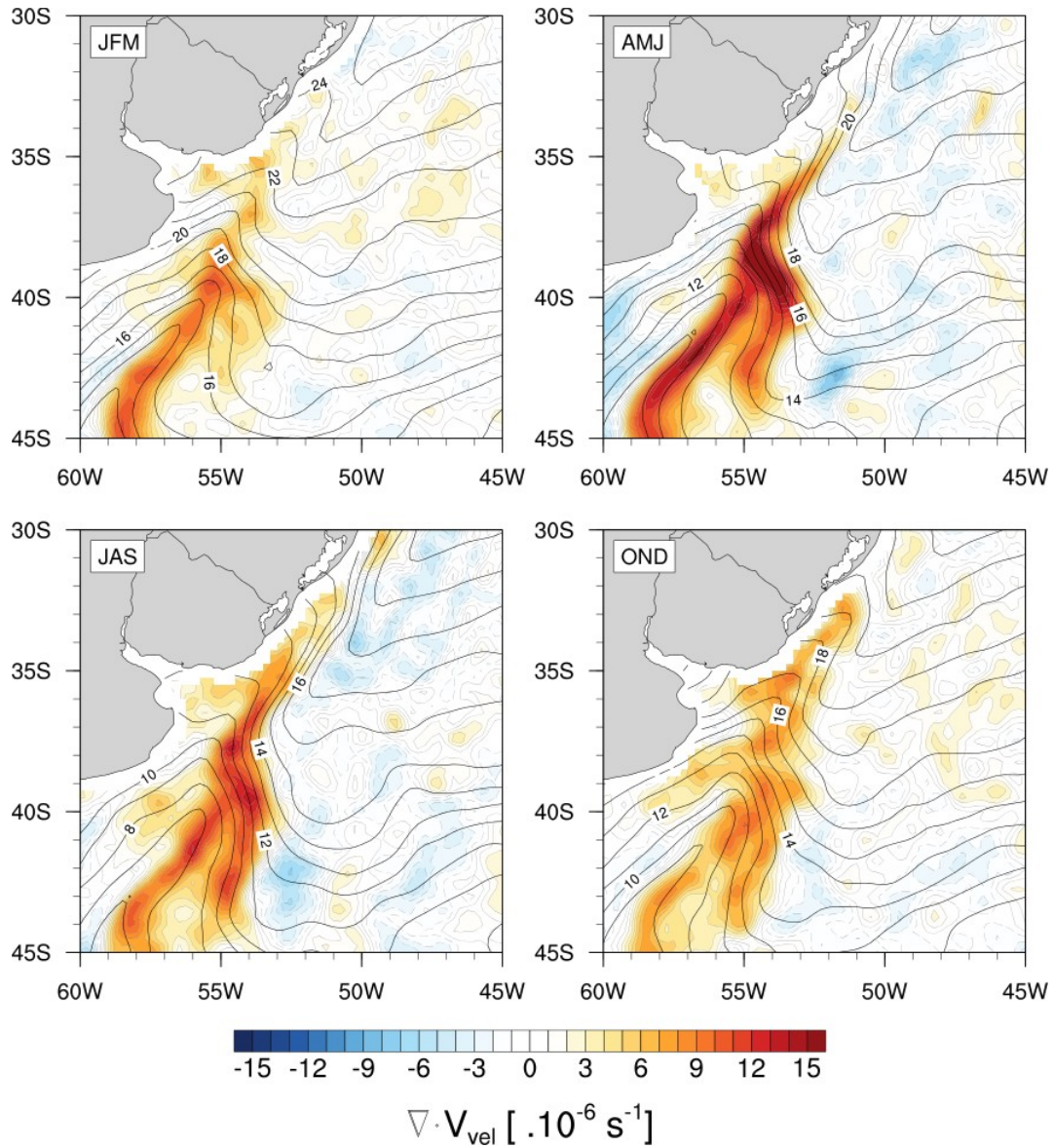
Figura 4.3 - Variabilidade mensal de DF, campo de vento e τ entre 2003 e 2007



(a) Distribuição média de DF (cores) e TSM (contorno), (b) campo de vento (cores e vetores) e (c) tensão de cisalhamento do vento (cores e vetores).

Fonte: do autor.

Figura 4.4 - Variabilidade sazonal da divergência horizontal do vento à 10 m

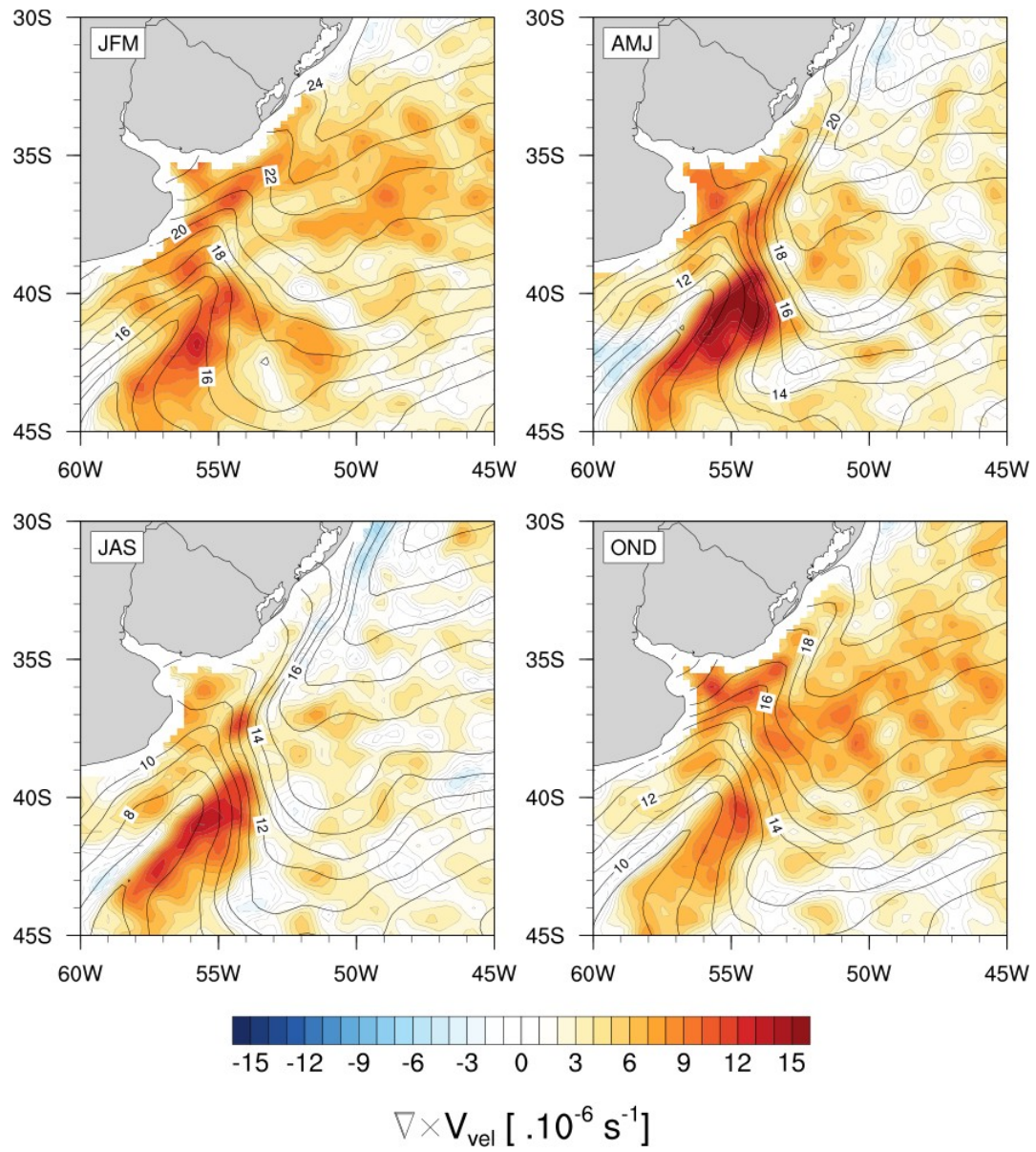


Variabilidade sazonal da divergência horizontal do vento (cores) e TSM (contorno) entre 2003 e 2007.

Fonte: do autor.

Das figuras 4.4 e 4.5 e dos valores da Tabela 4.2, nota-se que tanto os valores da divergência e do rotacional, bem como τ , aumentam nos períodos de outono e inverno, quando a intensidade da TSM diminui devido ao aporte de águas mais frias da CM.

Figura 4.5 - Variabilidade sazonal do rotacional do vento à 10 m



Variabilidade sazonal do rotacional do vento (cores) e TSM (contorno) entre 2003 e 2007.

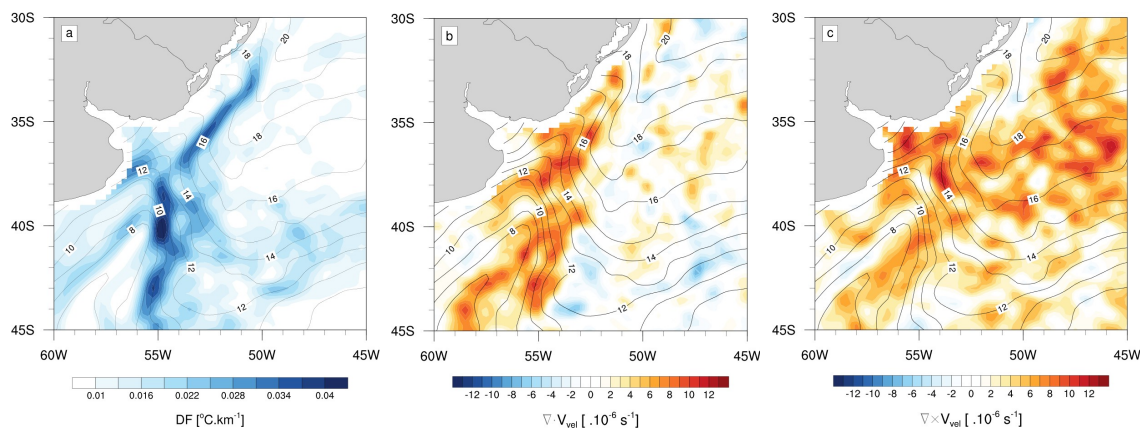
Fonte: do autor.

Tabela 4.2 – Variabilidade sazonal: TSM, $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ e τ em 39 °S - 54 °W

Período	TSM (°C)	$\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ (x 10 ⁻⁶ s ⁻¹)	$\nabla \times \vec{V}_{vel}$ (x 10 ⁻⁶ s ⁻¹)	τ (x 10 ⁻¹ N.m ⁻²)
JFM	19	2	4	1
AMJ	15	16	10	13
JAS	12	11	7	14
OND	14	8	8	10

Para o mês de outubro, verifica-se o padrão descrito por Chelton e Xie (2010) e que concorda com Tokinaga et al. (2005) e Small et al. (2008) (Figura 4.6). Pode-se observar a divergência muito maior do lado frio da frente de TSM, sobre a CM (Figura 4.6b). Já o rotacional positivo é devido ao movimento anticiclônico, como pode-se observar na Figura 4.3b. Há um aumento na intensidade do vento ($\sim 3 \text{ m.s}^{-1}$) ao cruzar o gradiente de TSM onde nota-se áreas de convergência em superfície (Figura 4.6b).

Figura 4.6 - Variabilidade mensal de DF, $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e $\nabla \times \vec{V}_{vel}$



Variabilidade mensal de TSM (contorno), (a) intensidade do gradiente de TSM (DF - cores), (b) divergência horizontal do vento e (c) rotacional do vento em superfície, para outubro de 2003 à 2007.

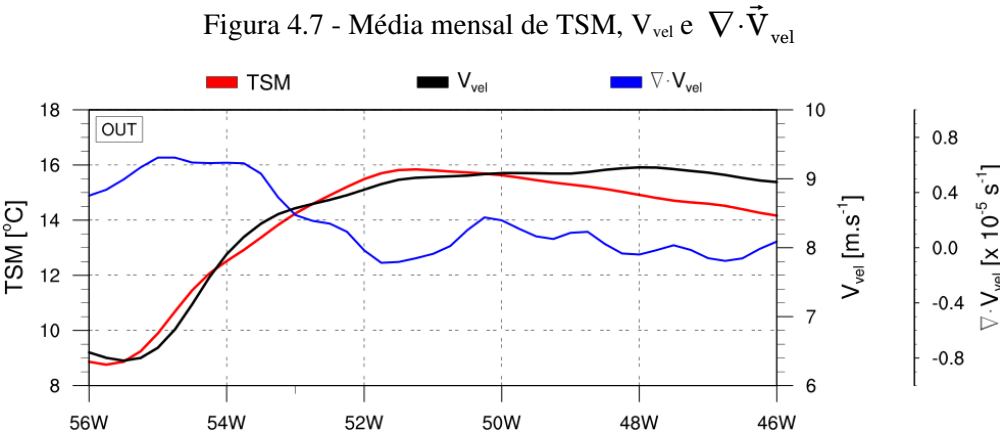
Fonte: do autor

Para o ponto já mencionado (39 °S – 54 °W), foram extraídos os valores de TSM e a intensidade de seu gradiente, a divergência e o rotacional do vento. Valores referentes à média entre os meses de outubro entre 2003 e 2007, apresentados na Tabela 4.3 e que concordam com Tokinaga et al. (2005).

Tabela 4.3 – Variabilidade mensal: TSM, DF, $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ e τ em 39 °S - 54 °W

Período	TSM (°C)	DF (°C.km ⁻¹)	$\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ (.10 ⁻⁶ s ⁻¹)	$\nabla \times \vec{V}_{vel}$ (.10 ⁻⁶ s ⁻¹)	τ (N.m ⁻²)
OUT	12.7	0.03	6.2	5.6	0.1

A Figura 4.7 apresenta o gráfico de TSM, intensidade do vento e divergência do vento para o mês de outubro. No padrão médio, o acoplamento positivo TSM-vento, fica evidenciado. Este padrão, ocorre normalmente quando o vento é modulado localmente (curvas de TSM e de vento em fase) em resposta ao gradiente de TSM, na ausência de sistemas transientes ou de grande escala atuando (PEZZI et al., 2005).



Média mensal de TSM (vermelho), intensidade do vento (V_{vel} , preto) e divergência do vento ($\nabla \cdot \vec{V}_{vel}$, azul), para outubro de 2003 à 2007, na faixa latitudinal entre 38 e 41°S.

Fonte: do autor.

O padrão de acoplamento TSM-vento (Figura 4.7) concorda com o resultado encontrado por Tokinaga et al. (2005). Sobre as águas mais frias da Corrente das Malvinas o vento

é menos intenso do que sobre as águas mais quentes da Corrente do Brasil, proporcionando uma intensa divergência do vento sobre a frente de TSM. Tal padrão é associado ao mecanismo de mistura vertical, induzido pela TSM, para o ajuste do vento (WALLACE et al., 1989; HAYES et al., 1989; PEZZI et al., 2005; ACEVEDO et al., 2010; CAMARGO et al., 2013).

Como a variabilidade sazonal e mensal apontaram para um único mecanismo de estabilidade (mecanismo de mistura vertical), faz-se necessário um estudo com uma escala espaço-temporal menor, para verificar a hipótese desta tese, como será abordado no capítulo 5.

4.2 Comparação entre as simulações numéricas e os dados observados

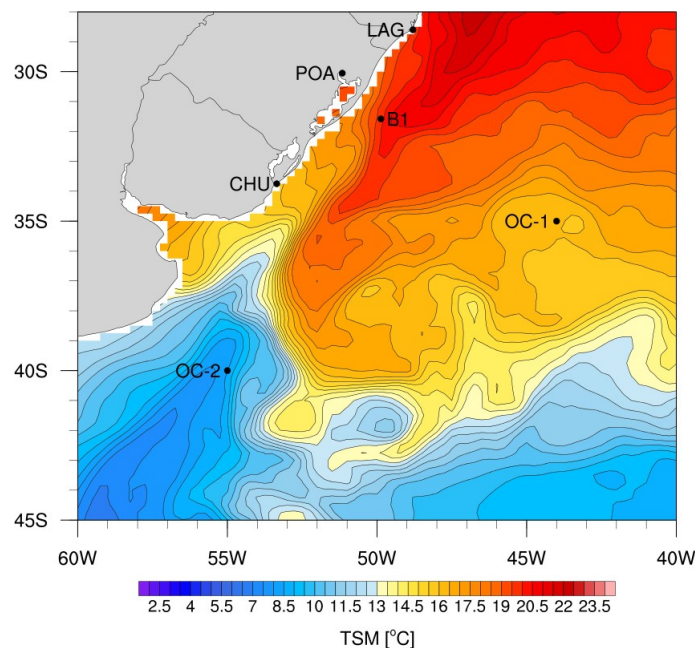
Nesta seção são discutidos os resultados obtidos na comparação entre as simulações numéricas e os dados observados. Primeiro, apresenta-se a comparação para o mês de outubro de 2013 e, em seguida com os dados *in situ* coletados durante a OP32.

4.2.1. Comparação para o mês de outubro de 2013

A Figura 4.8 apresenta a localização das estações meteorológicas de superfície (LAG, POA e CHU), a boia fundeada (B1) e dois pontos no oceano (OC-1 e OC-2), sobre as águas mais quentes da CB e sobre as águas mais frias da CM. As variáveis analisadas, através do diagrama de Taylor (Figura 4.9), foram: (1) Pressão ao Nível do Mar (PNM), (2) Temperatura do ar à 2 metros (Tar), (3) intensidade do vento (V_{vel}) e (4) Temperatura de Superfície do Mar (TSM). Para os pontos OC-1 e OC-2 foram utilizados somente dados de vento e TSM (dados de satélite).

As séries temporais dos campos simulados e observados foram analisadas através de diagramas de Taylor e através de séries temporais (Apêndice B), para o mês de outubro de 2013.

Figura 4.8 – Mapa de localização das estações meteorológicas de superfície e pontos específicos sobre o oceano



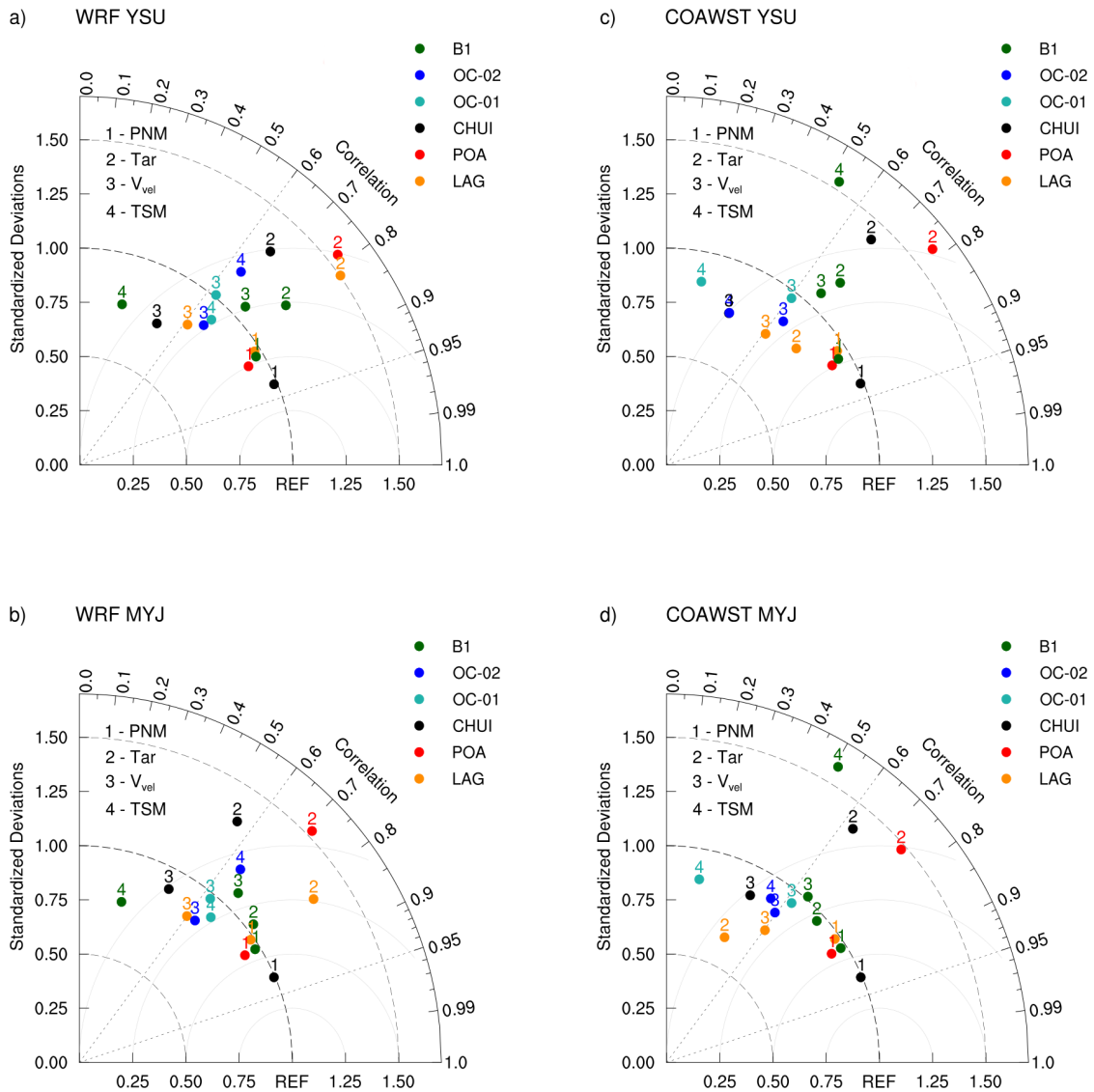
Localização das estações meteorológicas de superfície: Cabo de Santa Marta – Laguna/SC (LAG), Porto Alegre/RS (POA) e Chuí/RS (CHU); pontos específicos no oceânicos (OC-1 e OC-2) e boia fundeada (B1). Em cores: média mensal de TSM (OSTIA).

Fonte: do autor.

A Figura 4.9a, apresenta o diagrama de Taylor para a simulação WRF-YSU. Para PNM, o melhor coeficiente de correlação (CC) foi em CHU ($r = 0.93$) e na sequência POA, B1 e LAG. Em POA ocorreu o maior desvio (dp). Para Tar, LAG apresentou o melhor CC ($r = 0.81$), seguidos de B1, POA e CHU e maior desvio em POA. A intensidade do vento (V_{vel}) apresentou melhor CC em B1 (0.73). Em POA ocorreu maior DP e, como consequência este ponto não aparece no diagrama. Para TSM, em OC-1 ocorreram os melhores valores de CC e DP e a boia B1, os menores valores de CC e o maior desvio.

A Figura 4.9b apresenta o diagrama para a simulação WRF-MYJ. A PNM, assim como a simulação anterior, também apresentou o melhor CC em CHU (0.92) e maior desvio em POA. Para Tar, LAG apresentou o melhor CC (0.82), seguidos de B1, POA e CHU e maior desvio em POA. O melhor valor de CC para V_{vel} foi em B1 (0.7) e maior desvio em POA. Para TSM, o melhor valor ocorreu em OC-1 e em B1 o menor valor de CC.

Figura 4.9 - Diagrama de Taylor para o período de outubro de 2013



Os dados observados foram comparados com os dados simulados para dois esquemas de PBL distintos: (a) WRF-YSU, (b) WRF-MYJ, (c) COA-YSU e (d) COA-MYJ.

Fonte: do autor

A simulação COA-YSU apresenta-se na Figura 4.9c. A PNM tem maior valor de CC em CHUI (0.92) e maior desvio em POA. Para Tar, o valor mais próximo da referência foi em POA (0.78), seguido de LAG, B1 e CHUI. Em POA, ocorreu o maior desvio. Já o menor desvio foi para B1. Para V_{vel}, a melhor correlação foi em B1 e o menor desvio em

OC-1; em POA ocorreu o maior desvio. Para TSM, o maior CC (0.53) e maior dp foi para B1.

Na Figura 4.9d, apresenta-se o diagrama para a simulação COA-MYJ. A PNM apresenta melhor CC em CHU (0.92) e maior desvio em POA, assim como na simulação anterior. Para Tar, em POA ocorreu o melhor valor de CC e maior desvio. Em B1 ocorreu os melhores valores de CC e dp . Para Vvel, a boia B1 apresentou os melhores valores de CC(0.66) e dp . Em POA ocorreu o o maior desvio e, como nas outras simulações, este ponto não aparece no diagrama.

Os dados de PNM foram os melhores correlacionados, com forte correlação, entre 0.81 (LAG/CM) e 0.93 (CHU/WY) e as simulações YSU (WY e CY) apresentaram melhor desempenho. Foi a variável que apresentou os menores valores de DP, bem próximos aos valores de referência. Ambas simulações também apresentaram forte correlação para Tar, entre 0.67 (CHU) e 0.81 (WY/LAG), porém maior dp , principalmente em CHU e POA. A maior discrepância, para os valores de CC para Tar, ocorreu em LAG (CM: 0.43 e WM: 0.82) nas simulações com o esquema MYJ.

A correlação para V_{vel} apresenta valores moderados, entre 0.4 (CHU/CY) e 0.73 (B1/WY). CHU e POA apresentaram os menores valores de CC e maior dp ocorreu em POA.

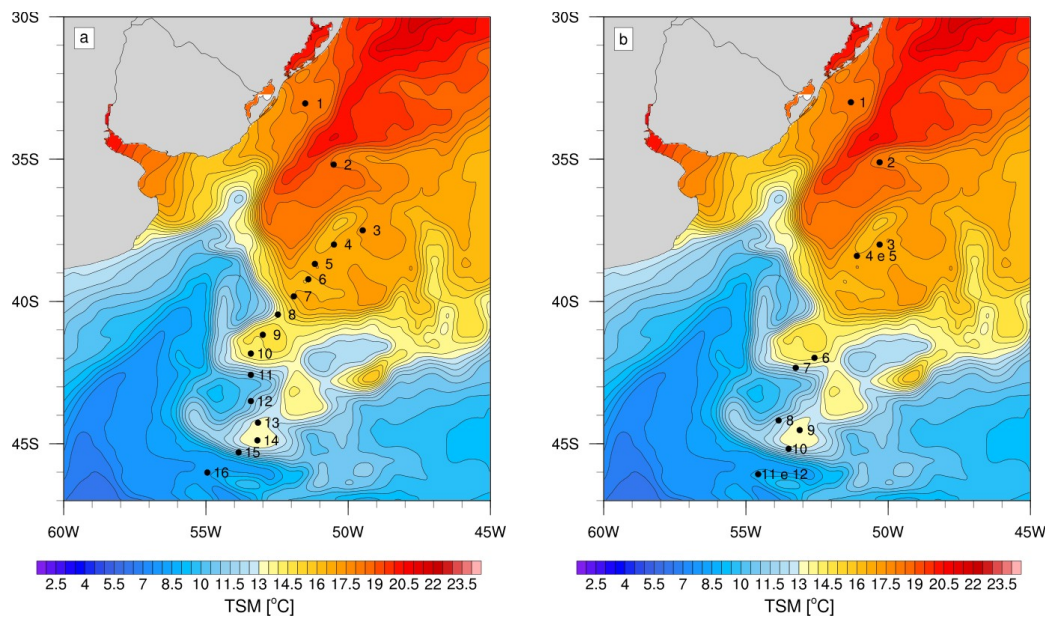
Para a TSM, o WRF apresentou correlação moderada em OC-01 (0.68) e OC-02 (0.65), e fraca para B1(0.26). Para as simulações acopladas, OC-01 e OC-02 apresentaram fraca correlação (0.18/CM; 0.19/CY) e B1 moderada (0.51/CM; 0.53/CY). Porém o maior desvio foi em B1.

Neste mês de outubro, houve sistemas de alta e baixa pressão, bem como a passagem de frentes frias sobre a localização dos pontos, o que pode interferir nas análises, pois o esquema MYJ é recomendado para fluxos estáveis e ligeiramente instáveis e o esquema YSU para fluxos instáveis (MELLOR; YAMADA, 1982; XIE et al., 2012). De forma geral, as simulações com o esquema YSU foram as melhores correlacionadas, já que não houve muita discrepância entre os valores obtidos.

4.2.2 Comparação entre as simulações numéricas e os dados da OP32

Como descrito na seção 3, o diagrama de Taylor foi utilizado para analisar o desempenho dos modelos em relação aos dados coletados durante a OP32. Trata-se de uma série temporal curta, sendo 16 lançamentos de radiossondas e 12 batitermógrafos, como mostra a Figura 4.10

Figura 4.10 - Distribuição espacial dos pontos de lançamento de radiossondas e batitermógrafos durante a OP32



Em cores: Média de TSM (OSTIA) para o período da OP32. Pontos de lançamentos de (a) radiossondas e (b) batitermógrafos.

Fonte: do autor

Para a comparação entre os dados, utilizou-se o horário simulado mais próximo possível ao horário de lançamento do equipamento, de acordo com a distribuição apresentada na Tabela A.1 (Apêndice A). As variáveis analisadas, através do diagrama de Taylor (Figura 4.11), foram: (1) pressão atmosférica (P_{atm}), (2) temperatura do ar (T_{ar}), (3) temperatura do ponto de orvalho (T_d), (4) umidade relativa (UR) e (5) intensidade do vento (V_{vel}), para os dados de radiossondem (RDS). Para os batitermógrafos (XBT), foram utilizados somente os dados de TSM.

A Figura 4.11a, apresenta o diagrama de Taylor comparando os dados simulados e os

dados das radiossondas. A pressão atmosférica, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho não apresentaram diferença significativa entre os valores de correlação ($r = 1.0, 0.94$ e 0.91). Para P_{atm} , o menor desvio foi para a simulação MYJ em ambos os modelos. Para Tar , o menor desvio ocorreu para o WRF-MYJ e COA-YSU.

Figura 4.11 - Diagrama de Taylor para a OP32

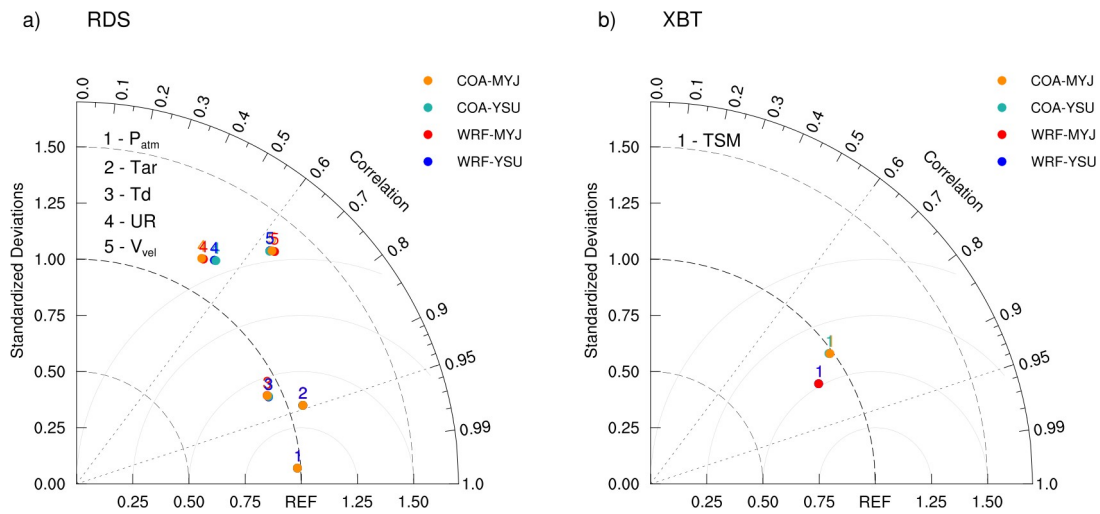


Diagrama de Taylor para os dados de (a) radiossondagem e (b) XBT comparados aos esquemas de PBL (YSU e MYJ).

Fonte: do autor

Para Td , o menor desvio foi para o esquema YSU. O melhor valor de CC para umidade relativa, foi para o COA-YSU ($r = 0.53$), porém o menor desvio ocorreu no esquema MYJ. O vento foi melhor correlacionado na simulação WRF-MYJ ($r = 0.65$), porém foi a simulação que obteve maior desvio. Para a TSM (Figura 4.9b), o melhor valor de correlação foi para o modelo WRF ($r = 0.86$) e o menor desvio para o COA-MYJ.

Vários estudos foram realizados para investigar o desempenho dos esquemas de parametrização de camada superficial do modelo WRF na última década (p. ex. SHIN; HONG, 2011; XIE et al., 2012; CONIGLIO et al. 2013; COHEN et al. 2015; DANDOU et al., 2017; AVOLIO et al. 2017) sob condições específicas e concluem que não existe um esquema melhor, pois depende da aplicação do estudo em si, porém todos conside-

ram que os processos na camada superficial são muito importantes em aplicações como previsão de tempo, energia eólica, modelagem climática e poluição atmosférica. De acordo com os resultados apresentados e com a bibliografia consultada, optou-se por seguir as análises dos estudos de caso com as simulações YSU.

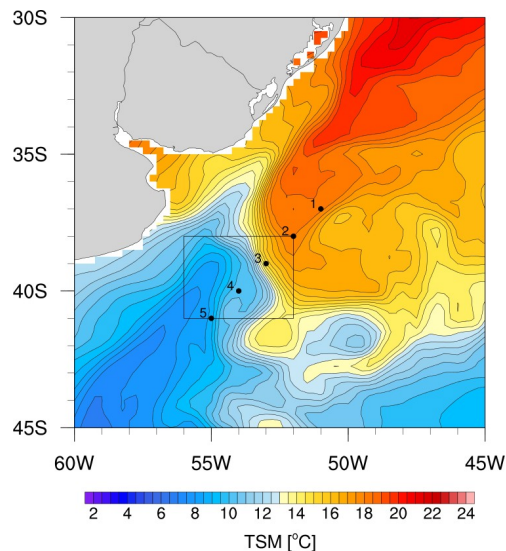
5. ESTUDOS DE CASOS

Nesta seção, apresenta-se o resultado da seleção dos casos e, na sequência, as análises para cada dia selecionado. As análises dos processos dinâmicos e termodinâmicos foram realizadas através de gráficos e perfis verticais em transectos perpendiculares e paralelos à frente de TSM.

5.1. Seleção dos casos

Para a determinação dos casos de interesse e, conseqüentemente as datas específicas, foi aplicada a metodologia apresentada na seção 3. A Figura 5.1 apresenta a distribuição dos cinco pontos sobre a CB, CBM e CM. De acordo com a Figura 4.3a (localização de maior DF), foi definida uma caixa entre 38-41 °S e 56-52 °W, na qual calculou-se a média espacial de DF.

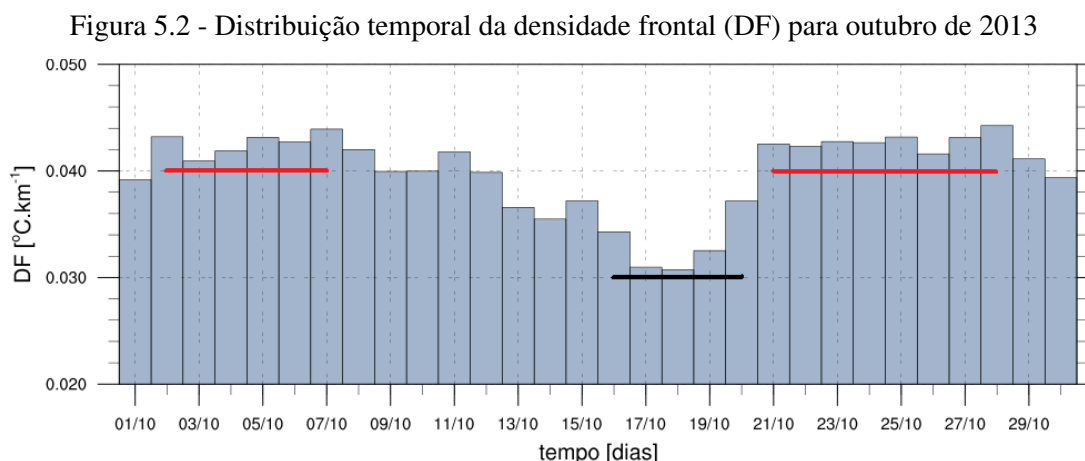
Figura 5.1 – Mapa de localização da área e pontos para a seleção dos casos



Área utilizada na seleção dos casos (box preto) e pontos específicos sobre a CB, CBM e CM (pontos pretos) para análise do campo de vento e PNM. Em cores, média de TSM e campo de vento para outubro de 2013.

Fonte: do autor

O valor médio de DF para o mês de outubro de 2013 foi de $\sim 0.04^{\circ}\text{C.km}^{-1}$, no qual o valor maior do que a média sazonal e mensal (seç. 4.1) é devido às diferenças entre as resoluções espaciais dos dados de TSM do GHR SST e do OSTIA. A distribuição temporal de DF é apresentada na Figura 5.2.



Distribuição temporal de DF para o mês de outubro de 2013. As barras mostram os intervalos selecionados para maiores (vermelho) e menores (preto) valores de DF.

Fonte: do autor

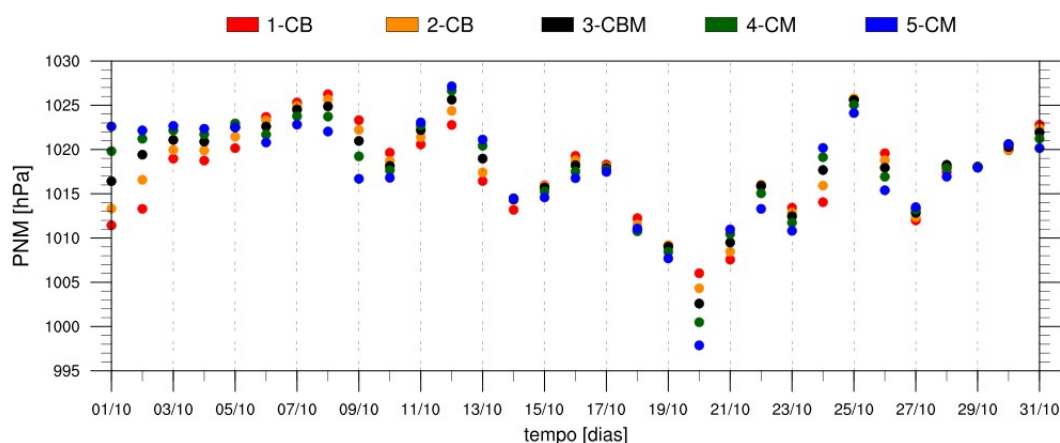
Observa-se os valores mais intensos de DF entre os intervalos de 02 à 07/10 e de 21 à 28/10. Para os valores de DF menos intensos, o intervalo entre 16 e 20/10 foi escolhido.

A Figura 5.3 apresenta a distribuição temporal de PNM. Observa-se que a PNM acompanha a curva de DF para os intervalos selecionados. De acordo com os valores de PNM, os dias 07, 18, 19, 20 e 25 foram selecionados.

Cartas sinóticas de superfície foram analisadas, bem como a distribuição de PNM em diagramas Hovmöller (Apêndice C), para verificar os sistemas sinóticos atuantes.

Diante das análises, foi escolhido o dia 25 para representar o caso no qual o gradiente de TSM apresentava-se mais intenso. Neste dia, o sistema de alta PNM (alta migratória) estava bem configurado sobre a região da CBM. Outro caso escolhido foi o dia 20 no qual DF apresenta-se menos intensa e sob atuação de um sistema de baixa PNM.

Figura 5.3 - Distribuição temporal de PNM para outubro de 2013



Cada ponto, amostrados na Figura 5.1, marca o valor da pressão local sendo: dois pontos sobre a CB (vermelho e laranja), um sobre a CBM (preto) e dois sobre a CM (azul e verde).

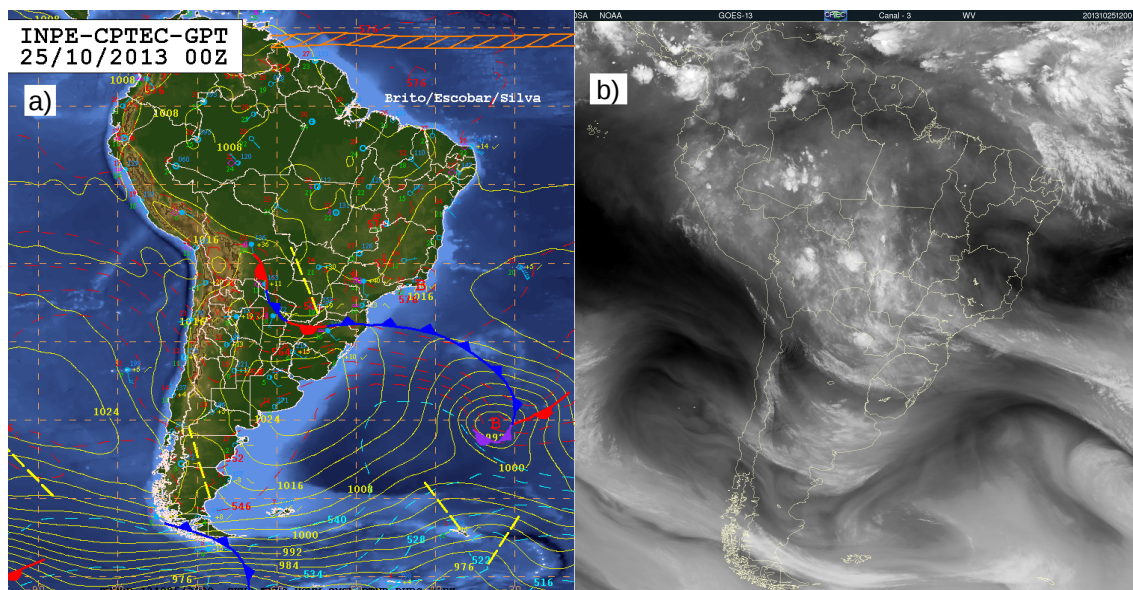
Fonte: do autor

5.2 Caso de estudo: gradiente de TSM mais intenso

O caso do dia 25 de outubro de 2013 é apresentado primeiro por tratar-se do gradiente de TSM mais intenso, no qual a região da CBM estava sob atuação de um sistema de alta pressão atmosférica em superfície. Os sistemas atmosféricos são apresentados em carta sinótica e imagem de satélite do GOES-13 no canal de vapor de água.

A Figura 5.4a, apresenta a carta de superfície, na qual observa-se o anticiclone migratório pós-frontal (1024 hPa) centrado próximo à 36°S/56°W o que proporciona uma atmosfera mais úmida na maior parte do continente, principalmente na parte sul (5.4b). A presença desta massa úmida e quente nos níveis inferiores intensifica os processos termodinâmicos (convectivos) que favorece o levantamento de massa, proporcionando chuvas isoladas. Sobre o continente, um sistema frontal estacionário se estende até uma área de baixa pressão (992 hPa) posicionada sobre o oceano Atlântico (~ 40 °S; 33 °W).

Figura 5.4 - Carta sinótica e imagem de satélite para o dia 25-10-2013

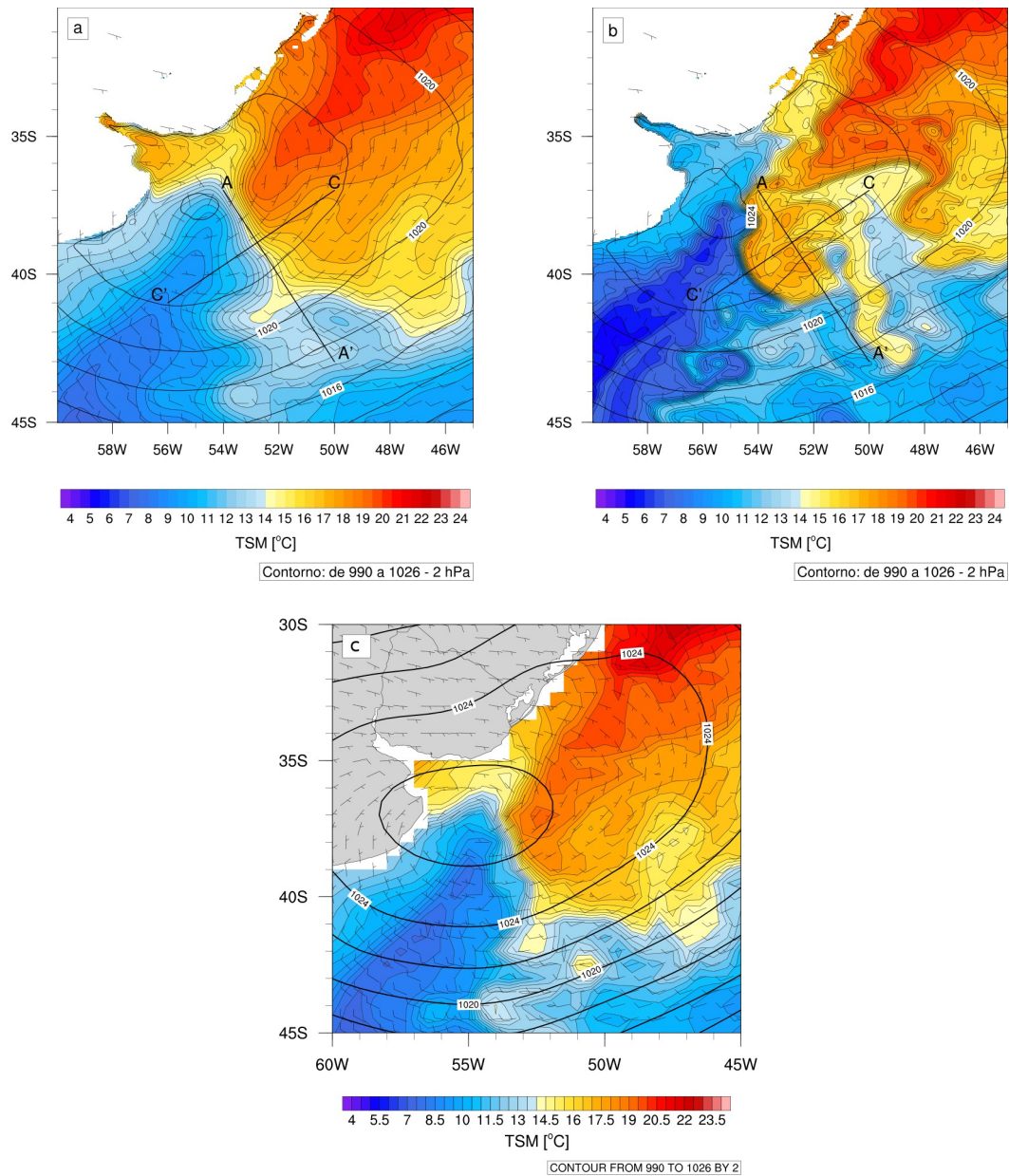


(a) Carta sinótica em superfície e (b) imagem de satélite de vapor d'água do GOES-13, canal 3.

Fonte: Centro De Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE).

A Figura 5.5 apresenta a distribuição espacial de TSM, PNM e campo de vento dos dados observados (OSTIA/QuickScat/CFSR) e simulados pelo WRF e COAWST. Observa-se a confluência entre as correntes oceânicas do Brasil (CB) e das Malvinas (CM), bem como meandros e vórtices, que ficam mais pronunciados com a resolução espacial do COAWST. O modelo acoplado subestima o valor de PNM no centro da alta em 2hPa. A TSM apresenta-se mais fria, o que pode ser devido ao dado de entrada (SODA). Observam-se águas mais frias na desembocadura do Rio da Prata e uma maior intrusão sobre a CB. Quanto às feições de mesoescala, os modelos representam bem a posição de meandramentos e vórtices, principalmente na região de intensos gradientes, entre 40 -45 °S e 55 - 50 °W. A diferença média de TSM entre o WRF e o OSTIA ficou em torno de ± 3 °C, enquanto que no COAWST, esta variação é maior, ± 10 °C (Apêndice D1).

Figura 5.5 - Distribuição espacial de TSM, PNM e campo de vento em 25-10-2013



Mapa de TSM (cores), PNM (linhas de contorno) e campo de vento (setas). Os segmentos (A–A' e C–C') representam os transectos paralelo e perpendicular à frente de TSM. (a) WRF, (b) COAWST e (c) TSM (OSTIA), campo de vento e PNM (CFSR).

Fonte: do autor.

De forma geral, a TSM prescrita no WRF (CFSR) é maior quando comparada aos dados de TSM do OSTIA, enquanto que o COAWST (SODA), encontra-se mais frio. Na

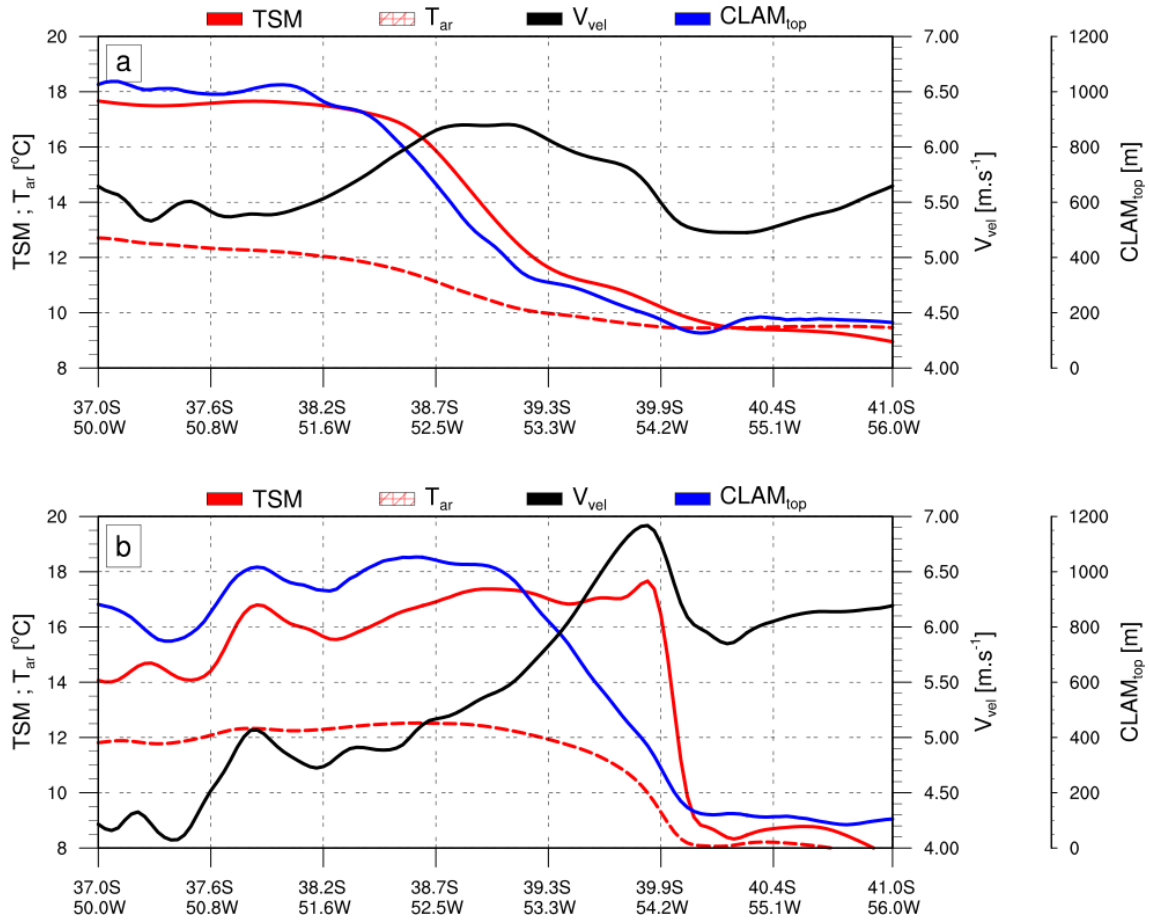
região da CBM, sobre as águas mais quentes da CB, os modelos apresentam-se mais frios e sobre a CM mais quentes. A diferença entre os dados observados e simulados é muito maior no COAWST do que no WRF. Esta diferença pode influenciar no cálculo dos campos dependentes desta variável, como fluxos de calor, por exemplo.

5.2.1 Transecto perpendicular à frente de TSM em 25-10-2013

Nesta subseção são apresentados os resultados para o transecto perpendicular à frente de TSM (*cross-frontal*). A variação da intensidade do vento (Figura 5.6) ficou entre 5 e 6.5 m.s⁻¹ para o WRF e entre 4 e 7 m.s⁻¹ para o COAWST fluindo paralelo às isóbaras (Figura 5.5a) e não apresentou relação direta com a TSM. Isto indica que a influência da TSM sobre o vento pode ser mascarada pelas condições meteorológicas (SHI et al., 2017).

A diferença TSM-Tar foi de ~ 5 °C sobre a CB e quase nula sobre a CM. Segundo PEZZI et al. (2005), valores de TSM-Tar >0 indicam instabilidade na baixa atmosfera, permitindo a turbulência e fluxos positivos de calor do oceano para atmosfera. A altura da Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM_{TOP}) acompanha a curva de TSM em todo o transecto. Esperava-se que a CLAM_{TOP} fosse menos desenvolvida e mais rasa, devido à atuação da Alta Pressão, mas o mecanismo hidrostático não foi completamente inibido pelo sistema sinótico sobre a CB. Portanto, as águas mais quentes proporcionaram mudanças na estabilidade da CLAM, sugerindo a coexistência dos mecanismos propostos por Lindzen e Nigam (1987) e Wallace et al. (1989) para sustentar esta estabilidade, mesmo sob o sistema de alta PNM. Este resultado também concorda com Small et al. (2008), sob ventos menos intensos, a temperatura do ar tem mais tempo para se ajustar à TSM. Neste caso, a TSM encontra-se maior que a Tar, aquecendo a parcela de ar subjacente que tende a deslocar-se verticalmente devido à flutuabilidade, de tal forma que a CLAM cresce rapidamente.

Figura 5.6 - Transecto perpendicular: TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{top}$ em 25-10-2013

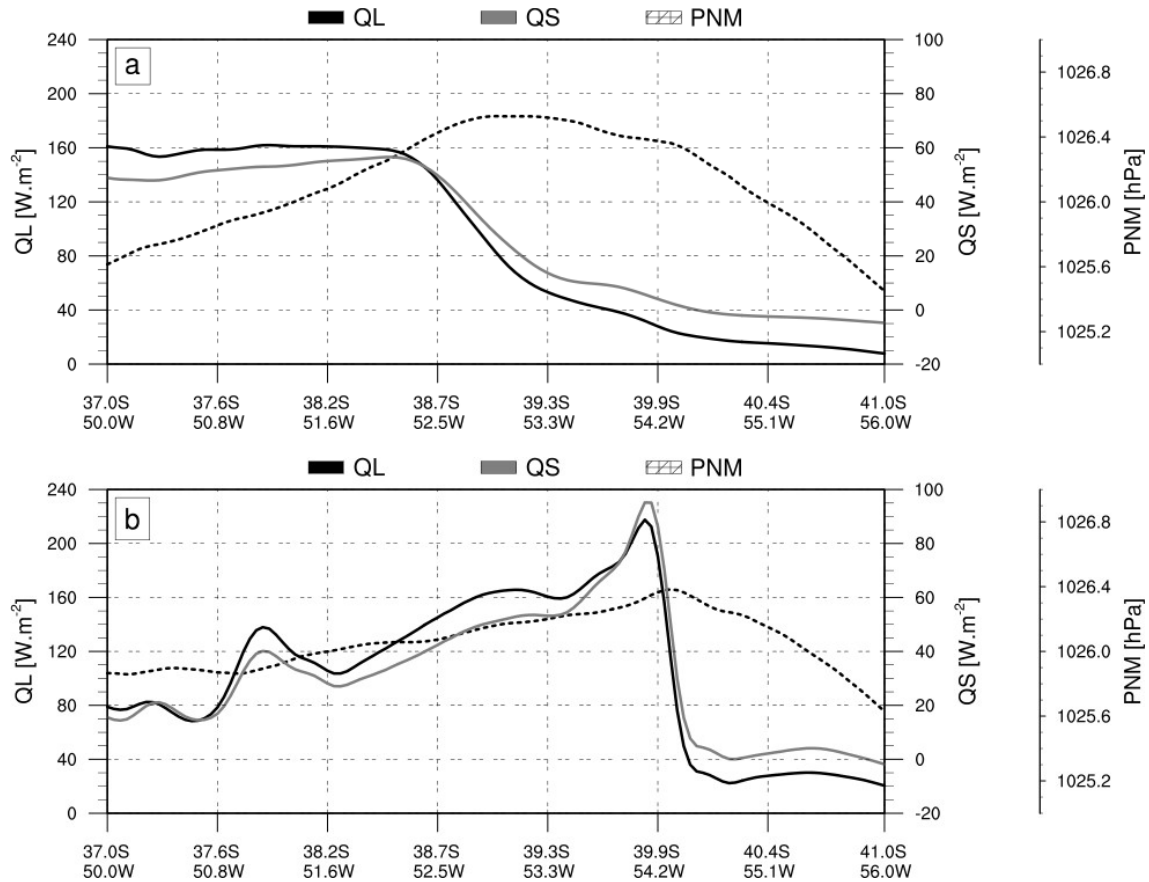


Distribuição ao longo de C-C': TSM (linha vermelha sólida), Tar (linha vermelha pontilhada), intensidade do vento (preto) e altura da CLAM (azul) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor.

Não houve diferença significativa de PNM ao longo do transecto, que varia em 2hPa. Observa-se a relação linear entre a PNM (Figura 5.7) e a velocidade do vento (Figura 5.6). Os fluxos de calor latente (QL) e sensível (QS) apresentam maiores valores sobre a CB (Figura 5.7). Para o WRF, QL varia entre 9 e 160 $W.m^{-2}$ e QS varia entre -5 e 55 $W.m^{-2}$. O COAWST apresenta maior variabilidade e amplitude de valores, entre 20 e 220 $W.m^{-2}$ para QL e entre 5 e 95 $W.m^{-2}$ para QS. As curvas QS acompanham QL nos dois modelos. Sobre a CB e CBM, QS é positivo enquanto que sobre a CM fica entre 0 e -5 $W.m^{-2}$.

Figura 5.7 - Transecto perpendicular: QL, QS e PNM em 25-10-2013

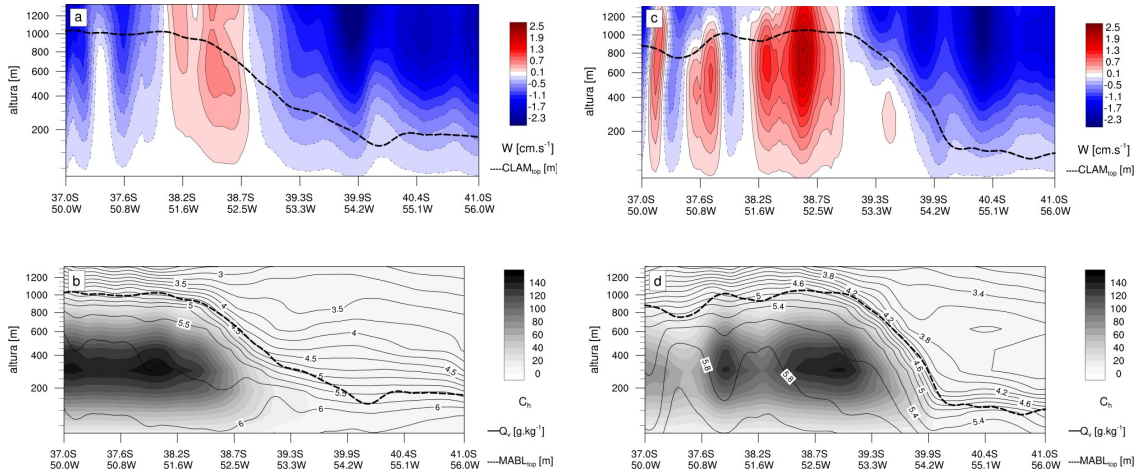


Distribuição ao longo de C-C': QL (linha preta sólida), QS (linha cinza) e PNM (linha preta pontilhada) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor.

A diferença TSM-Tar proporciona fluxos de calor suprimidos sobre águas mais frias e mais desenvolvidos sobre águas mais quentes. Sobre a CB, os fluxos aprofundam a CLAM (Figura 5.8) através da mistura vertical turbulenta, na qual a velocidade vertical é muito pequena (-2 cm.s^{-1}) para impedir o desenvolvimento da CLAM_{TOP}, entre 37 e 38°S, onde observa-se valores negativos da componente vertical do vento sobre a CB e positivo sobre a CBM ($\sim 1 \text{ cm.s}^{-1}$). O coeficiente de transferência térmica (Ch) e a razão de mistura do vapor d'água (Qv) são mais intensos sobre a CB (Ch ~ 140 e Qv $\sim 6 \text{ g.kg}^{-1}$). No topo da CLAM é possível observar um maior entranhamento (Figura. 5.8b).

Figura 5.8 - Seção vertical perpendicular: W, Ch, Qv e CLAM_{TOP} em 25-10-2013

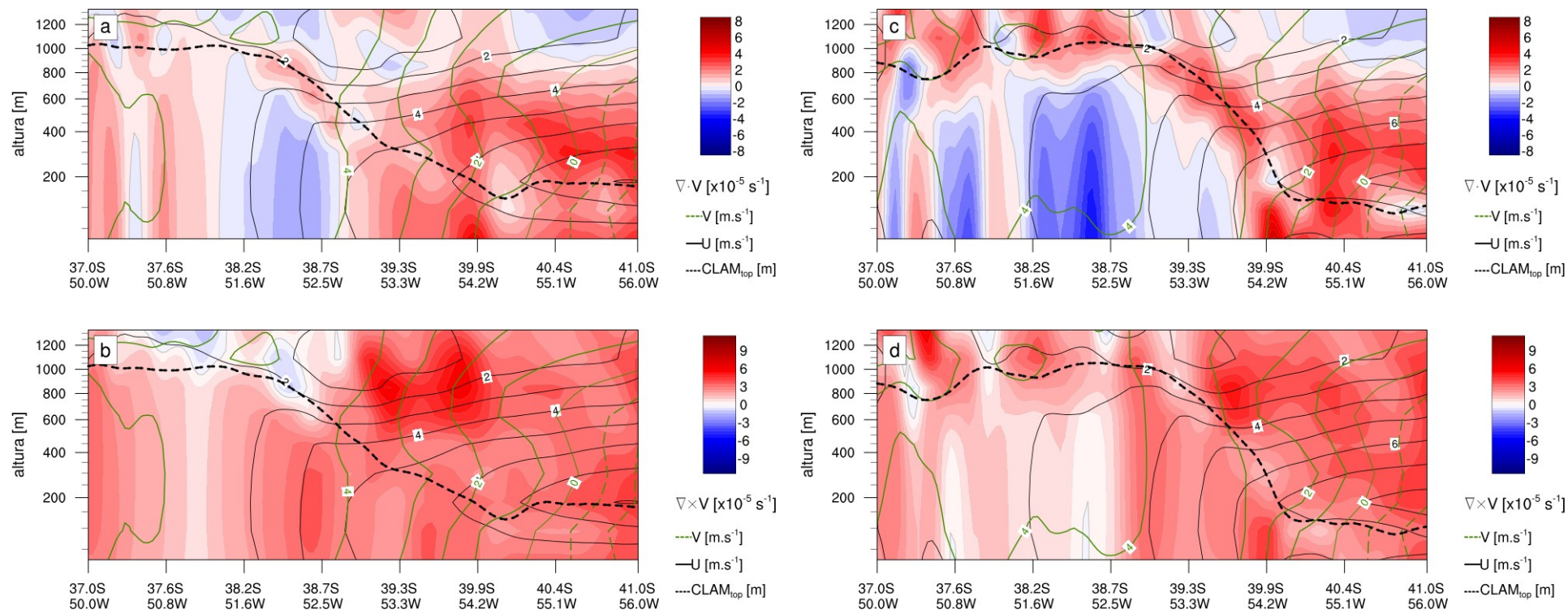


(a,c) Componente vertical do vento e (b,d) coeficiente de transferência térmica (Ch – cores), razão de mistura do vapor d'água (Qv – linha preta) e altura da CLAM (linha pontilhada preta) para o (a,b) WRF e (c,d) COAWST.

Fonte: do autor.

A Figura 5.9 apresenta o campo de vento decomposto em componentes zonal (U) e meridional (V), bem como a divergência ($\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$) e o rotacional ($\nabla \times \vec{V}_{vel}$). Sobre a CB e CBM, a componente V é mais intensa ($\sim 5 \text{ m.s}^{-1}$) do que sobre a CM, onde inverte o sinal ($V = 0$), tornando-se mais intensa em direção ao sul. A componente U, apresenta menores valores sobre a CB ($\sim 2 \text{ m.s}^{-1}$) e maiores sobre a CM ($\sim 6 \text{ m.s}^{-1}$). Sobre a CB, observa-se divergência ($1,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e convergência ($1,4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Sobre a frente de TSM, há convergência do lado quente e divergência do lado frio ($\sim 3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) até as proximidades do topo, onde a divergência evidencia a zona de entranhamento. Sobre a CM, a divergência predomina e o valor máximo encontrado foi de $4,4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Em $\sim 38^\circ \text{S}$, o $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ é de $0,8 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até o topo da CLAM e acima, $-1,4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, seguindo a CLAM_{TOP} até $38,7^\circ \text{S}$ (Figura 5.9b). Acima desta latitude, sobre a CBM e CM, os valores de $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ são positivos (entre 4 e $6 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), evidenciando movimento da circulação do sistema de alta pressão atmosférica.

Figura 5.9 - Seção vertical perpendicular: campo de vento e CLAM_{TOP} em 25-10-2013



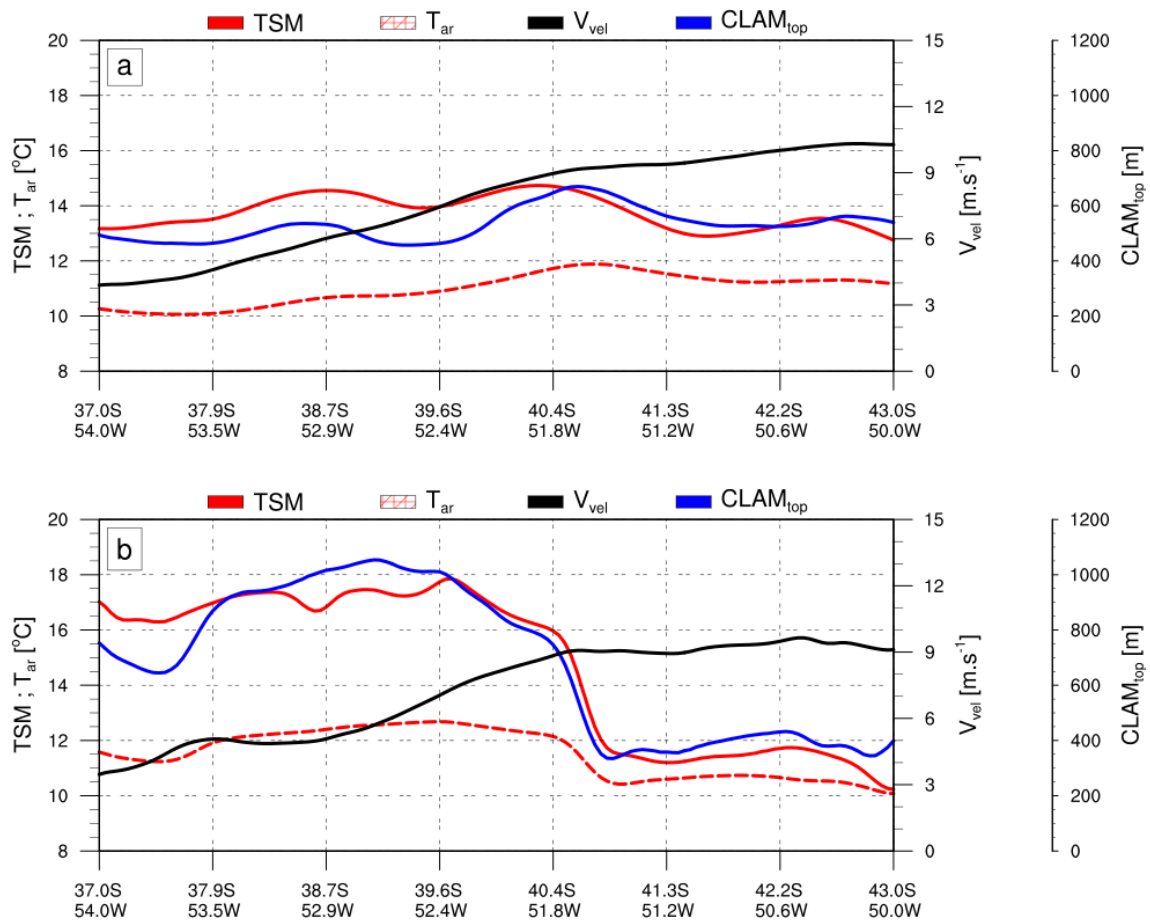
Divergência horizontal (a,c) e rotacional (b,d) do vento (em cores). Em todas as figuras: componentes zonal (linha preta) e meridional (verde) do vento e altura da CLAM (linha pontilhada preta) para o (a,b) WRF e (c,d) COAWST.

Fonte: do autor.

5.2.2 Transecto paralelo à frente de TSM em 25-10-2013

Sobre o meandramento, ao longo do segmento A – A', a TSM varia em torno de 2 °C, para o WRF e enquanto que no COAWST esta variação alcança ~8°C e, ambos os modelos mostram a relação linear entre a TSM e a $CLAM_{TOP}$. No modelo acoplado, A $CLAM_{TOP}$ tem uma altura maior que a do WRF, devido à maior variação de TSM (Figura 5.10).

Figura 5.10 - Transecto paralelo: TSM, T_{ar} , V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013



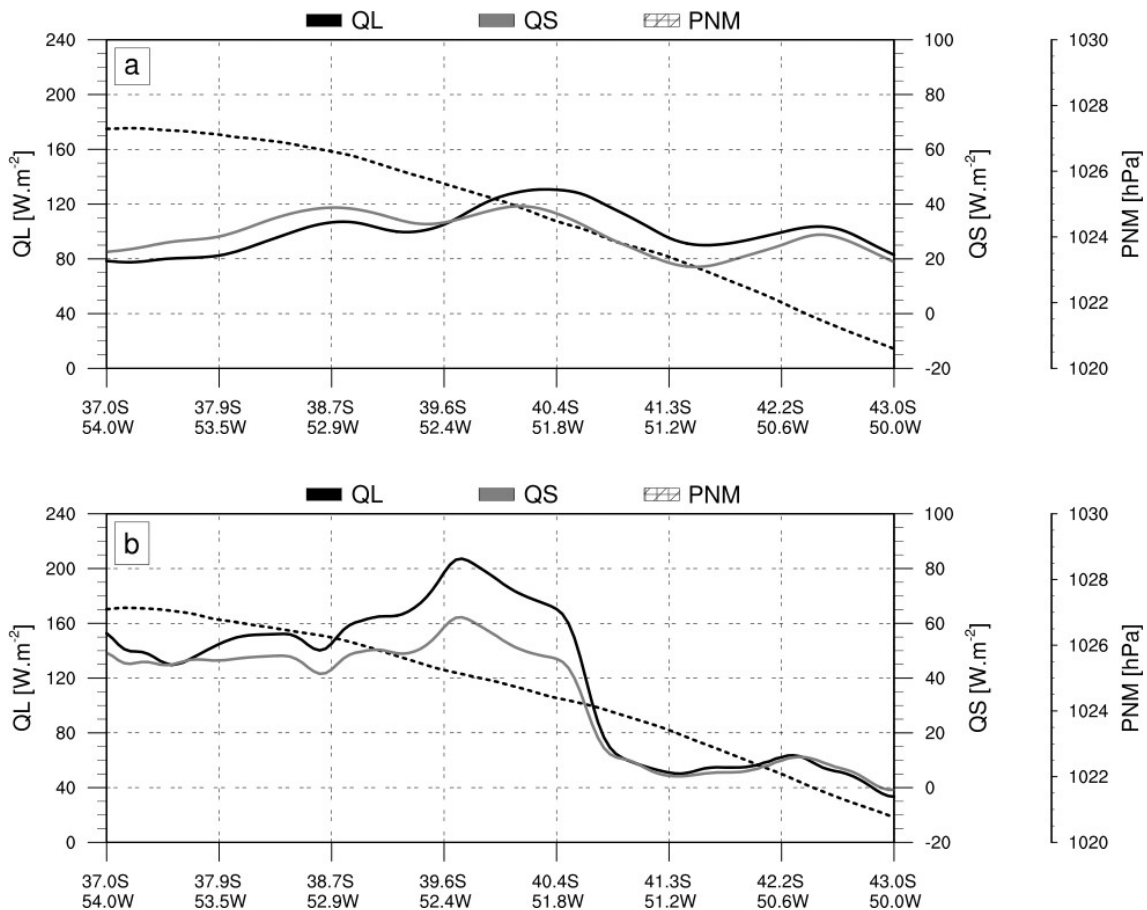
Distribuição ao longo de A–A': TSM (linha vermelha sólida), T_{ar} (linha vermelha pontilhada), intensidade do vento (preto) e altura da CLAM (azul) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor.

O vento, assim como no transecto perpendicular, segue a curva de PNM ao longo do transecto, porém inversamente proporcional (Figuras 5.10 e 5.11), o que evidencia a atuação da grande escala. Os valores de TSM e vento ao longo do transecto, apresentam maior variabilidade, devido às feições de mesoescala oceânica.

A diferença TSM-Tar proporciona troca de fluxos de calor do oceano para a atmosfera, sendo mais (menos) intensos sobre a CB (CM), com valores positivos em todo o segmento. No modelo acoplado os valores de QL são mais intensos ($30 \leq QL \leq 210 \text{ W.m}^{-2}$) do que no modelo atmosférico ($80 \leq QL \leq 120 \text{ W.m}^{-2}$) e apresenta maior amplitude de valores (Figura 5.11).

Figura 5.11 - Transecto paralelo: QL, QS e PNM em 25-10-2013

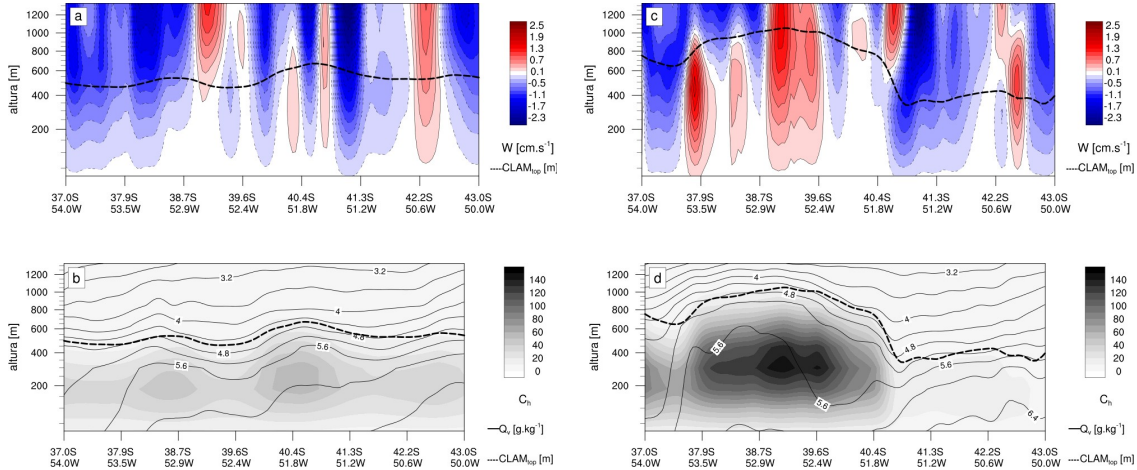


Distribuição ao longo de A–A': QL (linha preta sólida), QS (linha cinza) e PNM (linha preta pontilhada) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor.

A componente vertical do vento varia entre 0.1 e 1 cm.s^{-1} na CLAM e acima, entre -2 e 1.2 cm.s^{-1} , mas observa-se a flutuabilidade da parcela de ar (Figura 5.12). Os valores de Ch e Qv são maiores sobre as águas mais quentes ($\text{Ch} \sim 60$ e $\text{Qv} \sim 6 \text{ g.kg}^{-1}$).

Figura 5.12 - Seção vertical paralela: W, Ch, Qv e CLAM_{TOP} em 25-10-2013

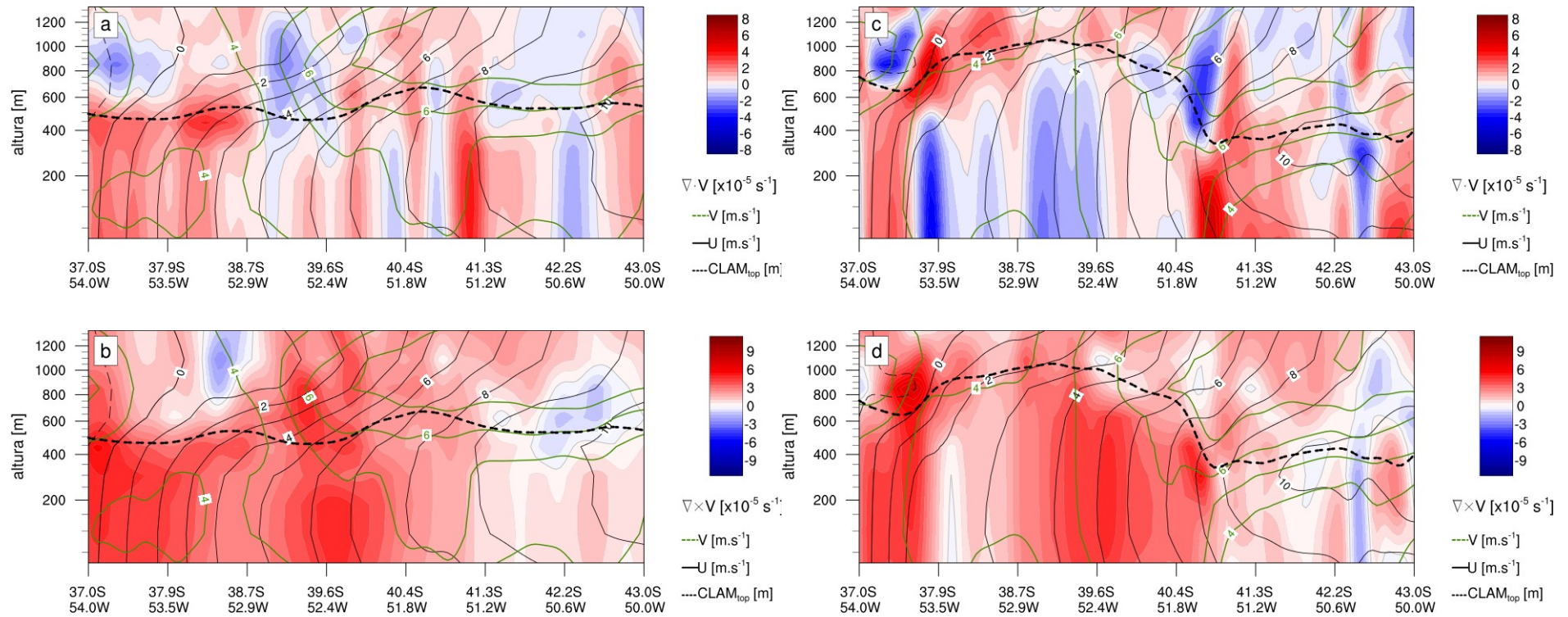


(a,c) Componente vertical do vento e (b,d) coeficiente de transferência térmica (Ch – cores), razão de mistura do vapor d'água (Qv – linha preta) e altura da CLAM (linha pontilhada preta) para o (a,b) WRF e (c,d) COAWST.

Fonte: do autor

As componentes U e V são menos intensas próximo ao centro da alta pressão e se intensificam a medida que se afastam do eixo, onde os maiores valores encontrados foram próximos à 43 °S. A componente U varia entre -2 e 10 m.s^{-1} e a componente V, entre 2 e 8 m.s^{-1} (Figura 5.13). A convergência ocorre sobre as águas mais quentes e a divergência sobre as águas mais frias, de modo que o perfil vertical possibilita observar o meandramento da frente de TSM e a resposta na CLAM, sendo mais evidente no modelo acoplado. Na CLAM, a $\nabla_h \cdot \vec{V}_{\text{vel}}$ é de $1,3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e acima, $2,2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A divergência está entre 1 e $4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Já o $\nabla \times \vec{V}_{\text{vel}}$ oscila entre -2 e $6 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, sendo positivo na CLAM.

Figura 5.13 - Seção vertical paralela: campo de vento e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013



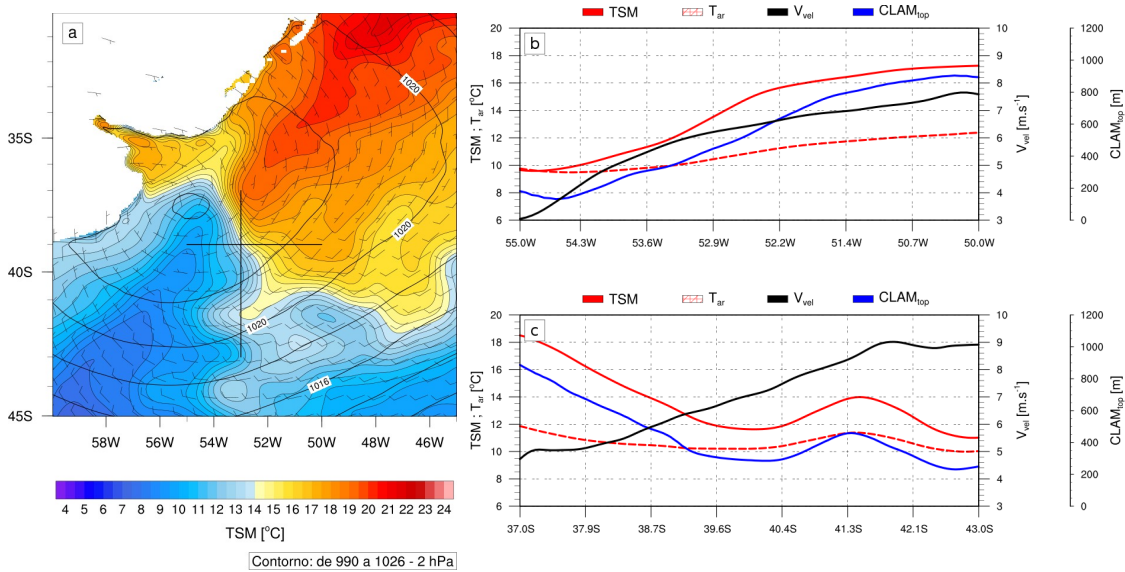
Divergência horizontal (a,c) e rotacional (b,d) do vento (em cores). Em todas as figuras: componentes zonal (linha preta) e meridional (verde) do vento e altura da CLAM (linha pontilhada preta) para o (a,b) WRF e (c,d) COAWST.

Fonte: do autor.

5.2.3 Termos de tendência local em 25-10-2013.

Os processos dinâmicos foram analisados através das equações de tendência de momento horizontal zonal e meridional (Eq. 3.7 e 3.8, p. 28). Como trata-se de análise vetorial, optou-se aqui por apresentar os termos da equação no sistema de coordenadas cartesianas, como mostra a Figura 5.14.

Figura 5.14 - Mapa de localização dos transectos e gráficos zonal e meridional de TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 25-10-2013



(a) Mapa de TSM (cores), PNM (linhas de contorno) e campo de vento (setas) a partir dos dados do WRF. Os segmentos representam os transectos zonal e meridional. TSM (linha vermelha sólida), Tar (linha vermelha pontilhada), intensidade do vento (preto) e altura da CLAM (azul) para o transecto (b) zonal e (c) meridional.

Fonte: do autor.

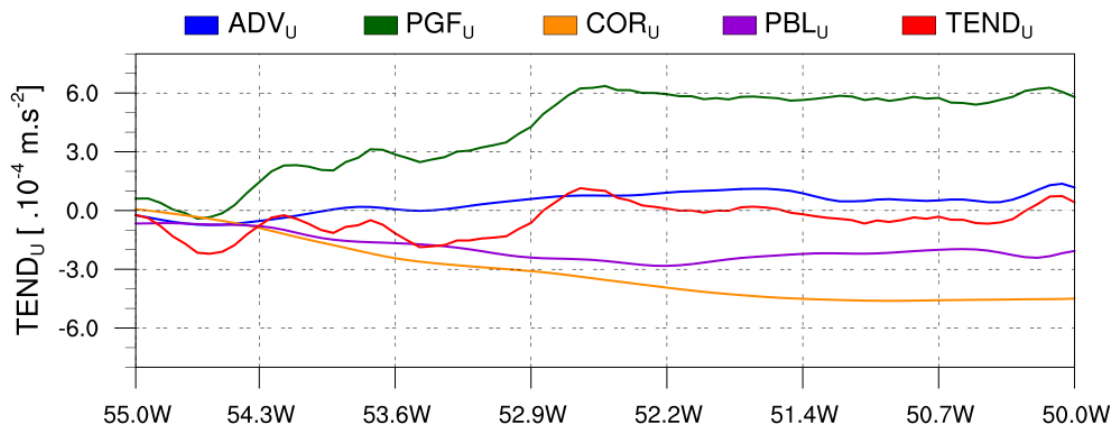
As Figuras 5.14b,c apresentam a distribuição de TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ para os eixos zonal e meridional. Na Figura 5.14b, o vento varia entre 3 e 7.6 m.s⁻¹, a TSM entre 10 e 17 °C, a Tar de 9,5 a 12,5 °C e a $CLAM_{TOP}$ entre 190 e 900 m. Na Figura 5.14c, V_{vel} varia entre ~5 e 9, a TSM entre 11 e 18 °C, a Tar entre 10 e 11 °C e a $CLAM_{TOP}$ entre 210 e 900m. Observa-se, em ambas as figuras, a altura da CLAM acompanhando a curva de TSM, reforçando a influência da frente de TSM na modulação local da CLAM.

A Figura 5.15 apresenta os termos da equação de tendência de momentum zonal em

superfície, onde TEND é a tendência total, ADV é a advecção de momentum, COR é a força de Coriolis, PGF é a força gradiente de pressão e PBL é o termo de arrasto relacionado ao fluxo de momentum turbulento.

Sobre águas mais frias e mais próximo do centro do anticiclone, o termo ADV_u é quase nulo e até $\sim 53^\circ W$, varia entre 0 e $4 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ e ADV_u varia entre -1 e $1 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ permanecendo constante após $53^\circ W$ quando cruza o gradiente de TSM ($\sim 52^\circ W$). Neste ponto, os termos PBL_u e ADV_u aumentam e PGF_u diminui. Sobre as águas mais quentes, a oscilação diminui e nota-se um padrão mais uniforme.

Figura 5.15 - Componentes zonais da equação de tendência de momentum em 25-10-2013

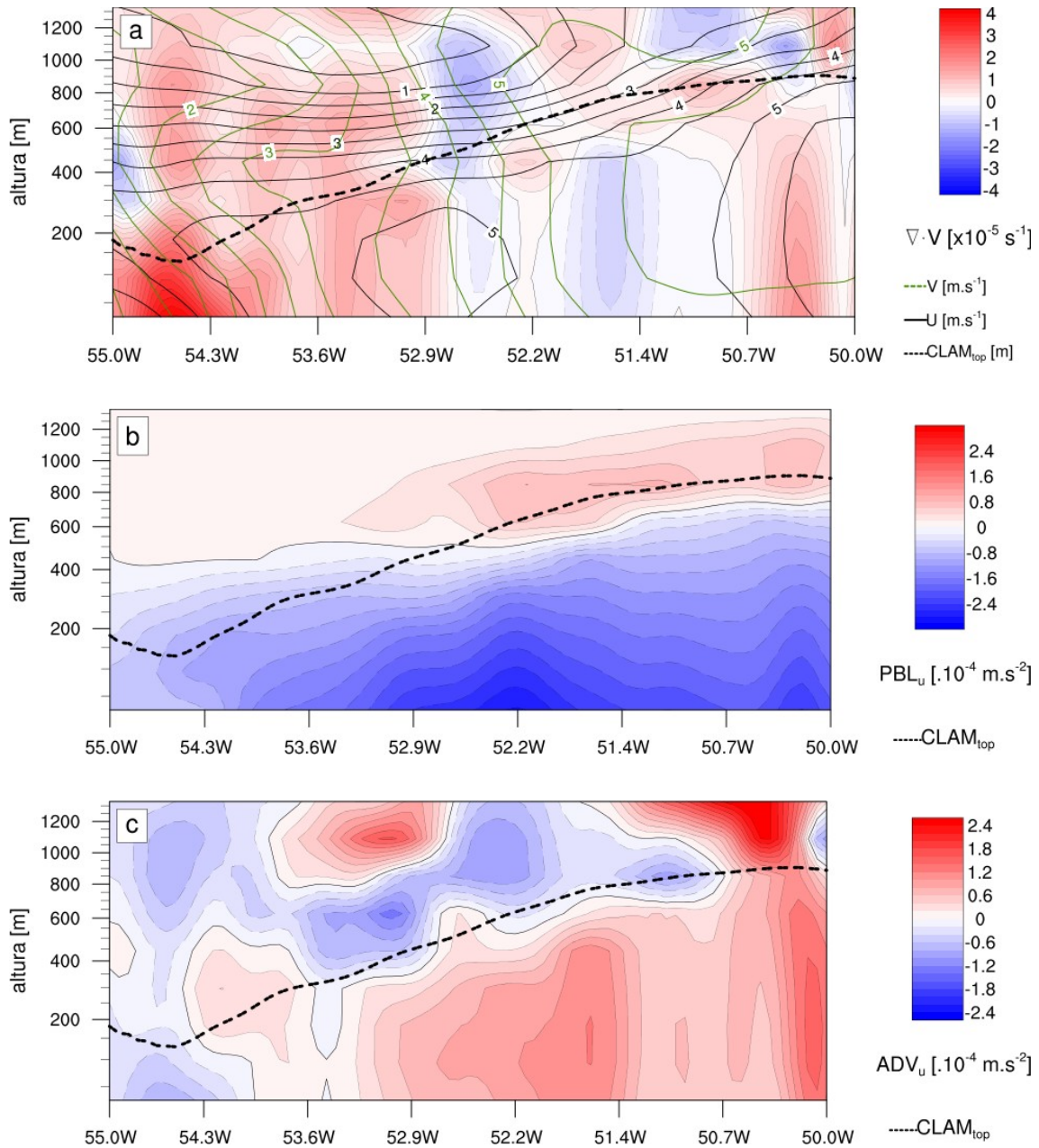


Componentes zonais da tendência de momentum em superfície: advecção (ADV_u , azul), força gradiente de pressão (PGF_u , verde), força de Coriolis (COR_u , laranja), fluxo de momentum turbulento (PBL_u , roxo) e tendência total ($TEND_u$, vermelho).

Fonte: do autor

A Figura 5.16 apresenta o perfil vertical do campo de vento, PBL_u e ADV_u ao longo do transecto zonal. Na CLAM, a componente U varia entre 3 e 6 m.s^{-1} e a componente V entre 0 e 6 m.s^{-1} . Sobre as águas mais frias da CM, nota-se uma maior divergência do vento ($4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) até $53^\circ W$. Em $52.5^\circ W$, ocorre convergência até $\sim 51^\circ W$ (entre 0,7 e $1,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). Após essa longitude U aumenta e o vento diverge (Figura 5.16a), favorecendo o processo convectivo. Este padrão é observado nos termos PBL_u e ADV_u (Figuras 5.16b,c), quando o vento cruza à frente de TSM, na CBM ($\sim 52^\circ W$).

Figura 5.16 - Seção vertical zonal do campo de vento, PBLu e ADVu



(a) Divergência horizontal ($\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$, cores), componentes zonal (U, linha preta) e meridional (V, verde) do vento, (b) fluxo de momentum turbulento (PBLu, cores) e (c) advecção de momentum (ADVu, cores). Em todas as figuras, altura da CLAM (linha pontilhada preta).

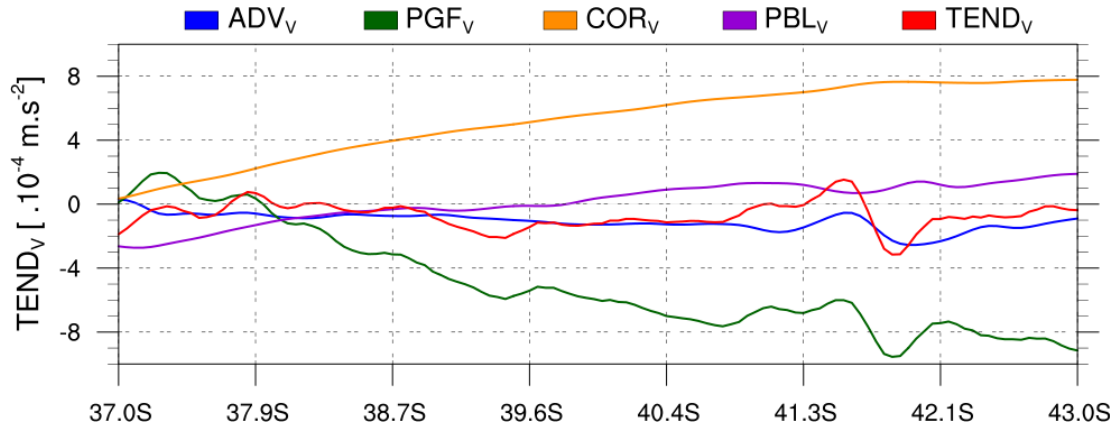
Fonte: do autor

É possível observar também a zona de entranhamento mais acentuada no topo da CLAM. Na CLAM, PBLu varia entre 0 e $-3.10^{-4} s^{-1}$, porém sobre a CB apresenta valores

positivos no topo. Já o termo de advecção varia entre -1 e $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ na CLAM e acima, entre -1.3 e $3 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$

A Figura 5.17 apresenta os termos de tendência para o transecto meridional. Entre 38 e 40°S , o termo PBL_v fica próximo de zero ao cruzar a região da CBM, sendo negativo sobre as águas mais quentes, o que propicia o movimento de convecção. Quando o vento cruza a frente de TSM, da CM para a CB, observa-se a oscilação de PGF_v em $\sim 39.5^\circ\text{S}$ e entre 41 e 42°S (Figura 5.17).

Figura 5.17 - Componentes meridionais da equação de tendência de momentum em 25-10-2013



Tendência de momentum meridional em superfície: advecção (ADV_v , azul), força gradiente de pressão (PGF_v , verde), força de Coriolis (COR_v , laranja), fluxo de momentum turbulento (PBL_v , roxo) e tendência total (TEND_v , vermelho).

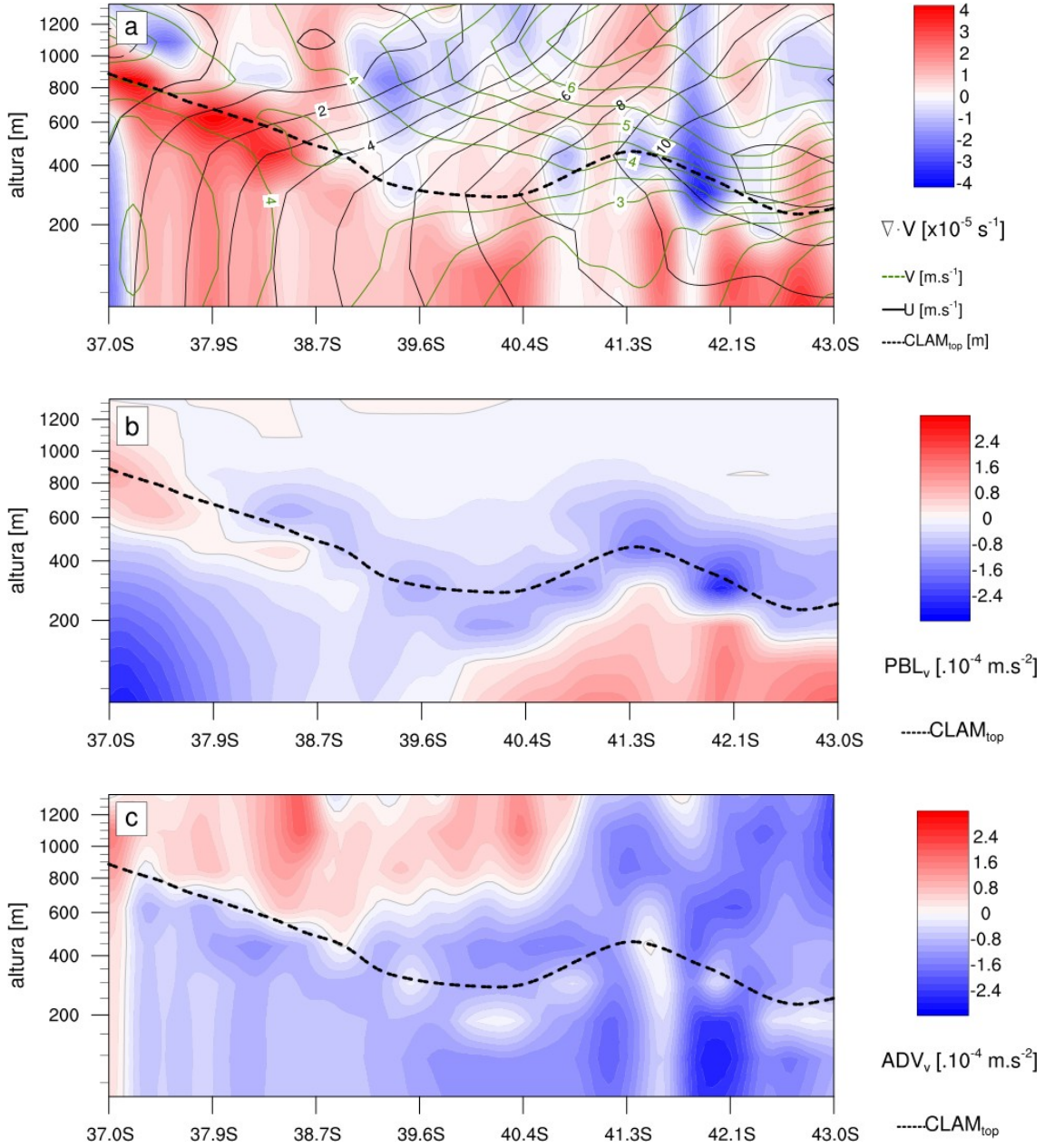
Fonte: do autor

Para estas latitudes, a componente V encontra-se menos intensa (Figura 5.18a) e sobre as águas mais quentes ocorre convergência e altura da CLAM aumenta em $\sim 100\text{m}$. Ao sul de 42°S , sobre a CM, ocorre divergência e PBL_v e ADV_v aumentam.

Na Figura 5.18a, U varia entre 0.2 (CB) e 11 m.s^{-1} (CM) e V entre 6 (CB) e 1 m.s^{-1} (CM), até o topo da CLAM. Acima da CLAM as componentes U e V são menos (mais) intensas sobre a CB (CM). Entre 37 e 37.2°S sobre a CB, é possível observar convergência ($\sim 3 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) e divergência ($4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) no topo da CLAM, estendendo-se até 38.7°S . Sobre a CBM ($39 - 41.3^\circ\text{S}$) há divergência ocorre em maior parte, porém nota-se convergência na CLAM_{TOP} . Entre 41 e 42°S , sobre um meandramento da CB, nota-se

convergência ($4 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) no topo da CLAM e divergência ($\sim 3,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) abaixo, seguindo até as águas mais frias.

Figura 5.18 - Seção vertical meridional do campo de vento, PBLv e ADVv



(a) Divergência horizontal ($\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$, cores), componentes zonal (U, linha preta) e meridional (V, verde) do vento, (b) fluxo de momentum turbulento (PBLv, cores) e (c) advecção de momentum (ADVv, cores). Em todas as figuras, altura da CLAM (linha pontilhada preta).

Fonte: do autor

Na Figura 5.18b, PBL_v varia entre $-3.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ (CB) e $2.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ (CM), sendo quase nula sobre a CBM. No topo da CLAM ocorrem valores positivos (negativos) sobre a CB (CBM e CM). A advecção meridional (Figura 5.18c) é negativa em maior parte da CLAM, variando entre -3 e $2.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$

5.2.4. Perfil vertical sobre a CB, CBM e CM

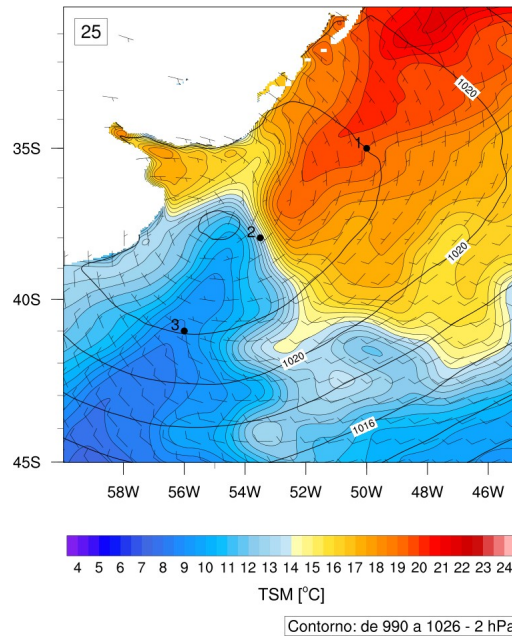
Após verificar vários perfis verticais na área de estudo três pontos abrangendo as Correntes do Brasil e das Malvinas e a Confluência Brasil-Malvinas (Figura 5.19) foram escolhidos com intuito de verificar os processos termodinâmicos e dinâmicos através das análises de temperatura do ar (Tar), temperatura do ponto de orvalho (Td), umidade relativa (UR) e razão de mistura do vapor d'água (Q_v), bem como os perfis verticais das componentes zonal e meridional da equação de tendência de momentum horizontal. Os pontos 1 (Corrente do Brasil – 35°S , 50°W) e 3 (Corrente das Malvinas – 41°S , 56°W) estão próximos à isóbara de 1022 hPa e o ponto 2 (Confluência Brasil-Malvinas – 38°S , $53,5^\circ\text{W}$), próximo ao centro do anticiclone, em $\sim 1024 \text{ hPa}$.

Na Figura 5.20a-1, sobre a CB, a atmosfera está mais úmida ($UR \approx 90\%$ e $Tar \approx Td$) entre 900 e 1100 m (altura da CLAM), favorecendo a formação de nuvens e o transporte de umidade para o continente. Acima da $CLAM_{TOP}$ observa-se o ar mais seco. Na Figura 5.20b-1, os termos das forças gradiente de pressão e Coriolis estão em equilíbrio, PBL_u é aproximadamente zero e ADV_u é igual a $-3.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, diminuindo com a altura. Para a componente meridional (Figura 5.20c-1), o termo de Coriolis é constante até 1100 m. Até 600 m, o gradiente de pressão é quase nulo e o movimento é dado pelos termos COR_v , ADV_v e PBL_v .

Sobre a CBM (Figura 5.20-2), até os primeiros 100 metros o ar está mais úmido e acima desta altura mais seco, a Tar difere em $\sim 8^\circ\text{C}$ ao longo do perfil, a CLAM está mais rasa ($CLAM_{TOP} \sim 100\text{m}$) e Q_v também diminui (de 6 para $2,5 \text{ g.kg}^{-1}$), em relação a CB. Até $\sim 300 \text{ m}$, os termos PGF_u e ADV_u são aproximadamente iguais à COR_u e PBL_u , logo $TEND_u = 0$. Já para o termo meridional PGF_v e COR_v estão em equilíbrio de modo que a tendência se dá pelos termos ADV_v e $PBL_v \approx 2.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$. Acima de 300m, a

tendência zonal segue $ADV_u \approx 2.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ (em 900 m). Para a componente meridional, segue $PGF_v \approx -2.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$.

Figura 5.19 – Mapa de localização dos perfis verticais



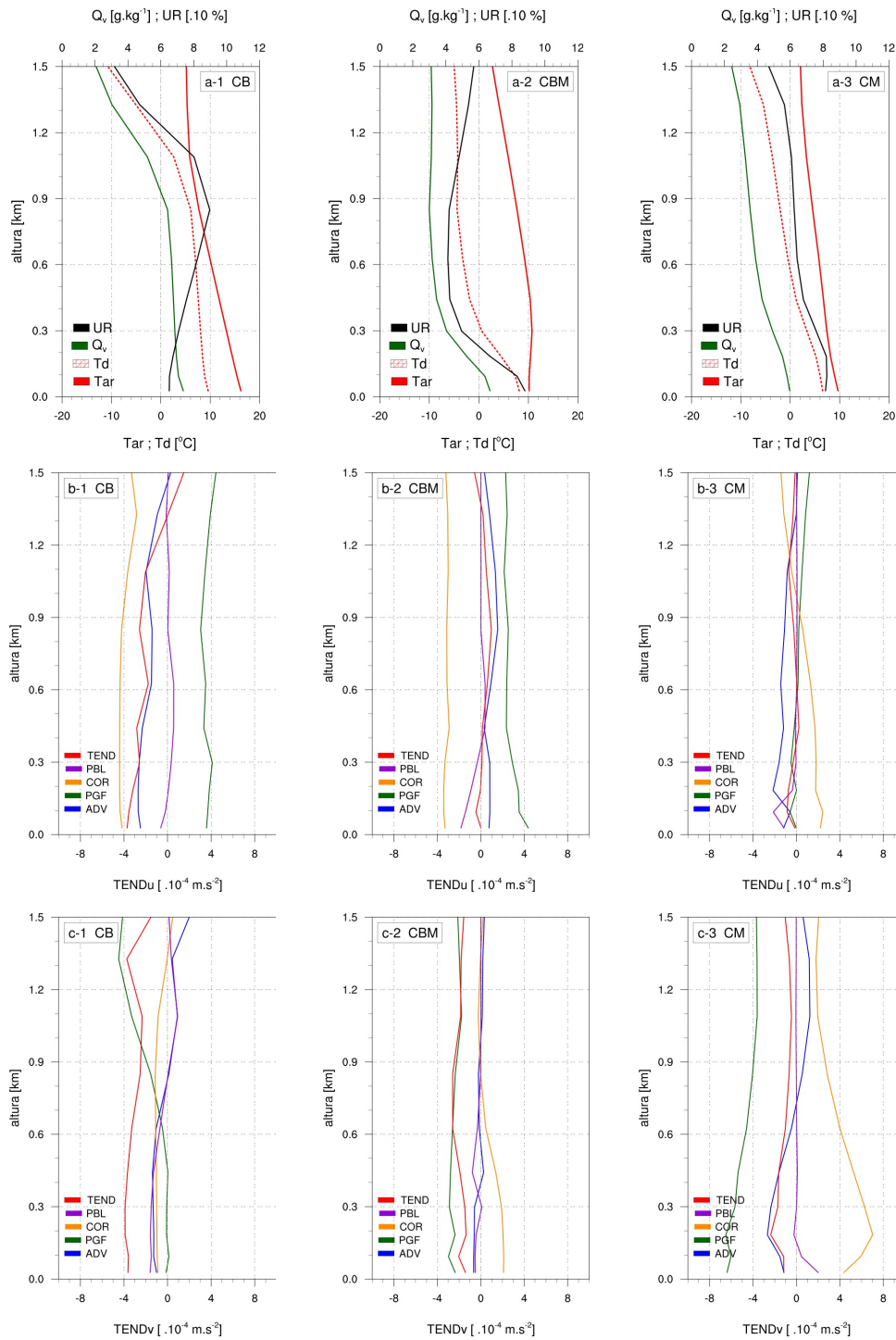
Localização dos perfis verticais: (1) Corrente do Brasil (CB; 35°S, 50 °W), (2) Confluência Brasil-Malvinas (CBM, 38 °S, 53,5 °W) e (3) Corrente das Malvinas (41 °S, 56 °W).

Fonte: do autor

Na Figura 5.20-3, sobre a CM a atmosfera encontra-se mais estável do que sobre a CB e a altura da CLAM não ultrapassa os 200 metros (Figura 5.20-3a). A componente zonal $TEND_u$ (Figura 5.20-3b) é dominada pelos termos COR_u e ADV_u e, para componente meridional $TEND_v$, os termos PGF_v e COR_v são maiores em magnitude do que sobre a CB e CBM em ~ 200 m e segue a ADV_v (Figura 5.20-3c).

Das Figuras 5.20b,c foram extraídos os valores dos termos de tendência em superfície, dispostos na Tabela 5.1. Os termos positivos (negativos) indicam uma aceleração (desaceleração) da parcela de ar.

Figura 5.20 - Perfis verticais sobre a CB, CBM e CM



(a) Temperatura do ar (Tar, vermelho sólido), temperatura do ponto de orvalho (Td, vermelho pontilhado), umidade relativa, (UR, preto), razão de mistura do vapor d'água (Q_v , verde). Termos de tendência zonal (b) e meridional (c): advecção (ADV, azul), força gradiente de pressão (PGF, verde), força de Coriolis (COR, laranja), fluxo de momentum turbulento (PBL, roxo) e tendência total (TEND, vermelho).
Fonte: do autor

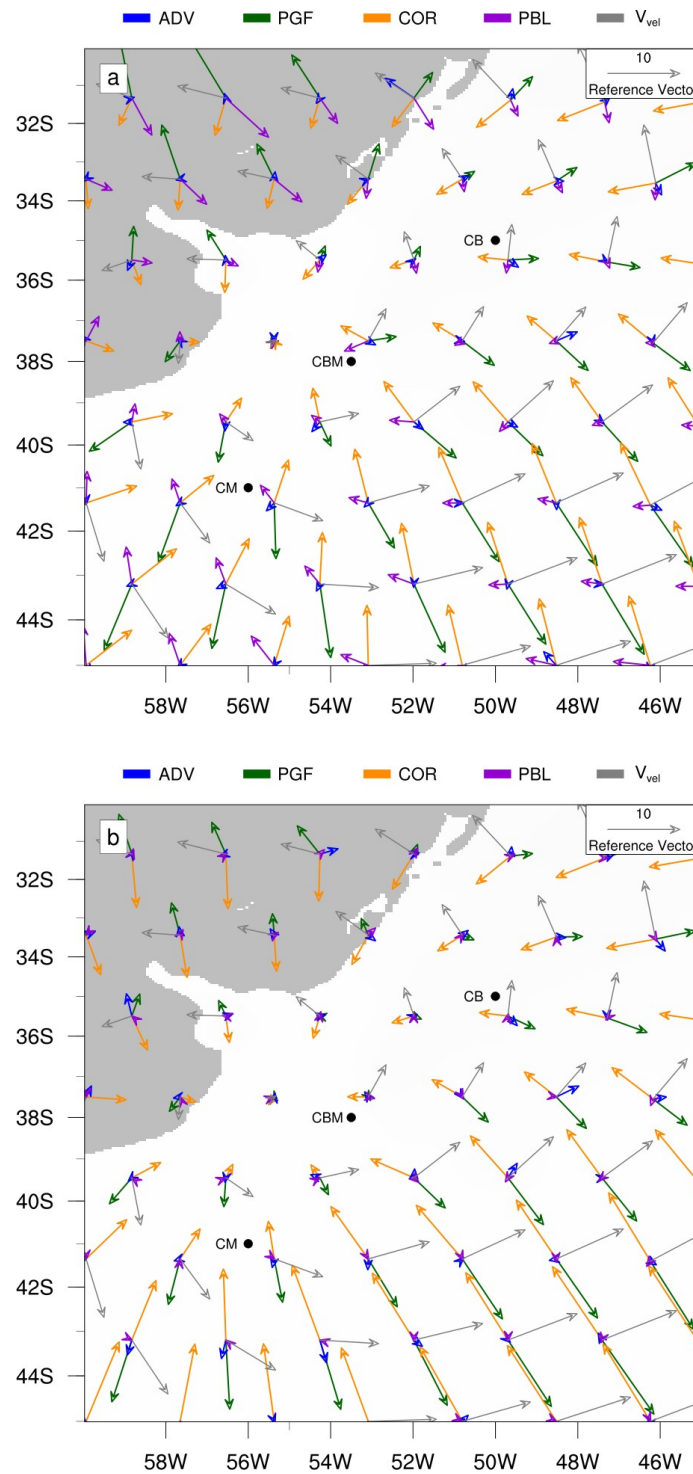
Tabela 5.1 – Termos zonais e meridionais ($\times 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) para os pontos da CB, CBM e CM em 25-10-2013.

Sigla	Termos da equação	CB	CBM	CM
ADV _u	$\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$	- 3	1	- 1
ADV _v	$\bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$	- 1	- 1	- 1
COR _u	$f \bar{v}$	- 4	- 3	2
COR _v	$f \bar{u}$	1	2	4
PGFu	$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x}$	4	4	0
PGFv	$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y}$	0.1	- 2	- 6
PBL _u	$\frac{\partial \bar{u}'u'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}'v'}{\partial y} + \overline{Fr_x}$	- 0.6	- 2	- 1
PBL _v	$\frac{\partial \bar{u}'v'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}'v'}{\partial y} + \overline{Fr_y}$	- 2	- 0.5	2

Para a CB, os termos dominantes para a componente zonal são PGFu e CORu, sendo que CORu é maior que PGFu (em módulo). Para a componente meridional, ADVv e PBLv contribuem para desacelerar o movimento de modo que a tendência sobre a CB é de $-4.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$. Sobre a CBM, os termos são menos intensos e a tendência é de $-2.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$. E, sobre a CM, a tendência é de $-1.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$. Desta forma, a parcela de ar sobre a CM apresenta-se mais intensa do que sobre a CB.

Desta forma, aceleração local é diferente em cada ponto, sendo menos ou mais intensa, devido à posição em relação ao eixo do anticiclone, como pode-se observar na Figura 5.21 que apresenta a distribuição espacial dos termos da equação de tendência de momentum horizontal, onde os vetores representam as componentes resultantes de cada termo, bem como o campo de vento em superfície e 850 metros. Em superfície fica evidente o balanço de Ekman (Figura 5.21a) e acima da CLAM, o balanço geostrófico (Figura 5.21b). Os termos de escala menor (ADV e PBL) são geralmente negligenciados quando há um sistema sinótico atuando, pois os termos das forças gradiente de pressão e Coriolis geralmente são dominantes nesta escala.

Figura 5.21 – Diagrama: balanço de forças em 25-10-2013



Mapa espacial dos termos de tendência de momentum em (a) superfície e (b) 850 metros ($\times 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) e campo de vento (V_{vel} , m.s^{-1}), onde destaca-se os pontos sobre a CB, CBM e CM.

Fonte: do autor

De acordo com as discussões apresentadas até aqui (seq. 5.2), os resultados mostram que os mecanismos de estabilidade estático e hidrostático ocorrem na modulação da CLAM sob atuação de um anticiclone migratório. Sobre a CB, devido à diferença $TSM-Tar > 0$ e ventos menos intensos, a atmosfera encontra-se mais instável e ocorre maior mistura vertical, favorecendo a troca de fluxos de calor (processo convectivo) do oceano para a atmosfera, de modo que a CLAM encontra-se mais profunda. Sobre a CBM e sobre a CM, a atmosfera encontra-se mais estável e $CLAM_{TOP}$ mais rasa. A CLAM responde de forma distinta de acordo com o lado da frente de TSM, como mostrado nos perfis verticais em pontos sobre a CB, CBM e CM. Além disto, na região da CBM ocorre uma forte interação ar-mar, na qual o gradiente de TSM amortece os processos atmosféricos.

5.3. Caso de estudo: gradiente de TSM menos intenso

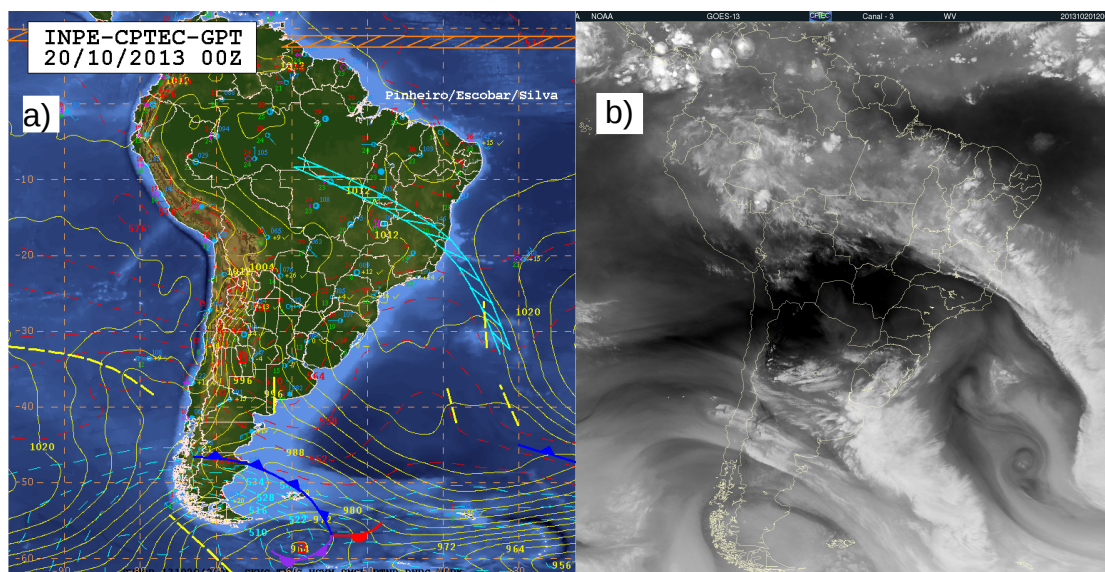
No dia 20 de outubro de 2013, o gradiente de TSM apresenta-se menos intenso do que no dia 25. Os sistemas atmosféricos atuantes, descritos na Figura 5.22, são referentes a carta sinótica em superfície e imagem de satélite do GOES-13, nas quais é possível verificar o estado da atmosfera através do padrão de circulação e dos sistemas de escala sinótica.

Sobre o Oceano Atlântico, observa-se um cavado, associado à uma área de convergência de umidade, próximo à região nordeste do Brasil. Ao sul deste canal de umidade observam-se cavados e uma massa de ar mais seco no centro do continente. Esta difluência implica em convergência em baixos níveis, padrão que aliado à termodinâmica favorável, resulta em formação de nuvens e convecção (Figura 5.22b).

Nesta banda de latitude, uma intensa frente fria atua sobre a Patagônia, proporcionando à entrada de uma massa de ar mais fria. Este sistema está associado à um ciclone extratropical ocluso de ~ 960 hPa ($58^{\circ}S/59^{\circ}W$). Em $40^{\circ}S/55^{\circ}W$, na região da CBM, atua um sistema de baixa pressão de 992 hPa, proporcionando advecção de ar mais frio e, observa-se uma banda de instabilidade sobre o continente em direção ao oceano. Mais ao norte ($\sim 30^{\circ}S$), a ASAS apresenta o valor de 1040 hPa (à leste de $20^{\circ}W$) com ventos

mais intensos e transportando parcelas de ar mais quente.

Figura 5.22 - Carta sinótica e imagem de satélite em 20-10-2013



(a) Carta sinótica em superfície e (b) imagem de satélite de vapor d'água do GOES-13, canal 3.

Fonte: Centro De Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE)

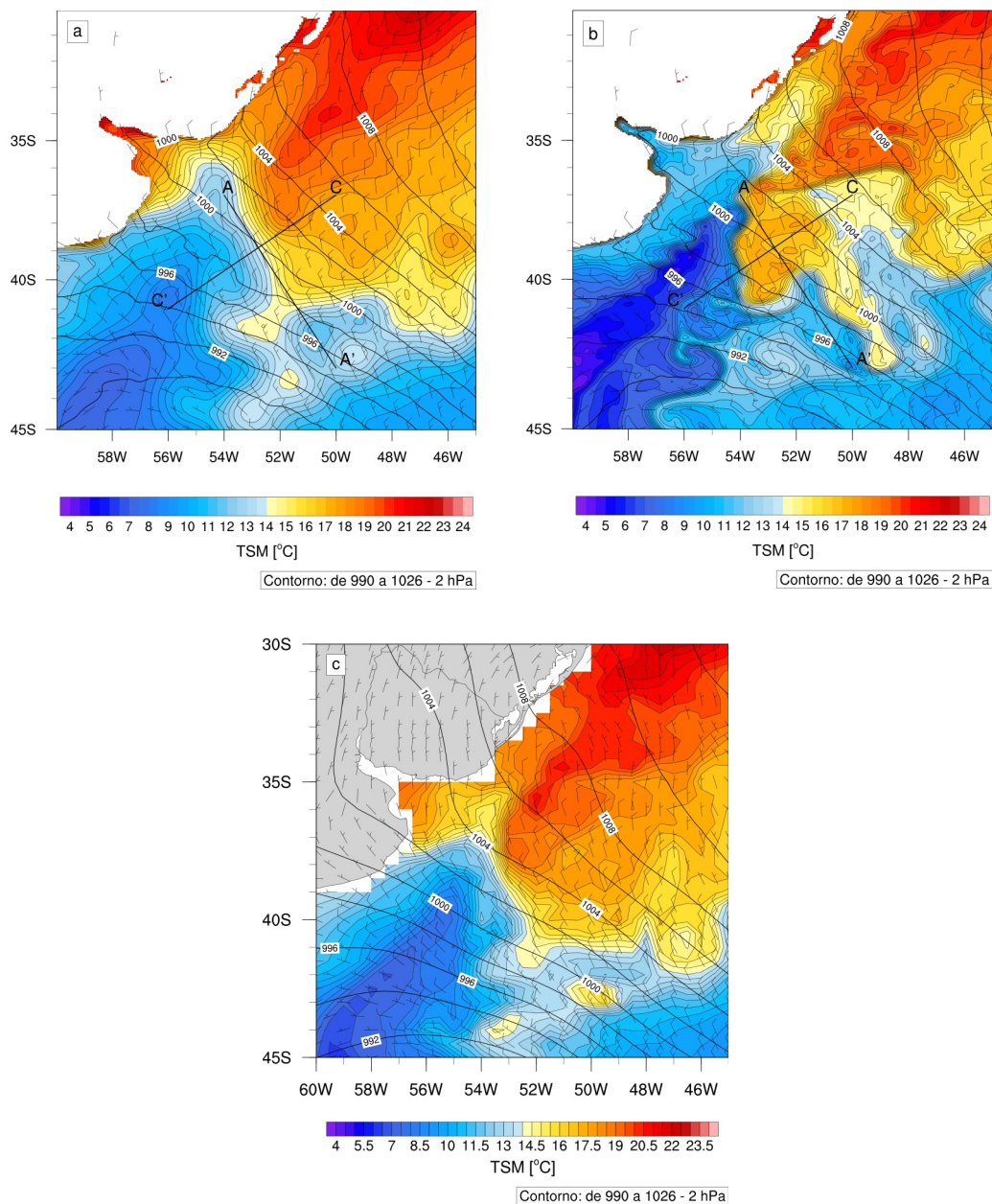
A Figura 5.23 apresenta a distribuição espacial de TSM, PNM e campo de vento dos dados observados (OSTIA/CFSR) e simulados pelo WRF e COAWST. Observa-se a confluência entre as Correntes oceânicas do Brasil (CB) e das Malvinas (CM), bem como meandros e vórtices, que ficam mais pronunciados com a resolução espacial do COAWST.

Assim como para o dia 25, para o dia 20 o COAWST subestima os valores de TSM enquanto que o WRF tem uma distribuição mais homogênea. Na região da CBM, sobre as águas mais quentes da CB, os modelos subestimam os valores de TSM e sobre a CM superestimam. A diferença média de TSM entre o WRF e o OSTIA ficou em torno de ± 3 °C, enquanto que no COAWST, esta variação é maior, ± 10 °C (Apêndice D2). De forma geral, a TSM prescrita no WRF (CFSR) é maior quando comparada aos dados de TSM do OSTIA, enquanto que o COAWST (TSM do SODA), encontra-se mais frio.

Na região da CBM, sobre as águas mais quentes da CB, os modelos apresentam-se mais

frios e sobre a CM mais quentes. A diferença entre os dados observados e simulados é muito maior no COAWST do que no WRF, mesma situação observada para o dia 25-10-2013.

Figura 5.23 - Distribuição espacial de TSM, PNM e campo de vento em 20-10-2013



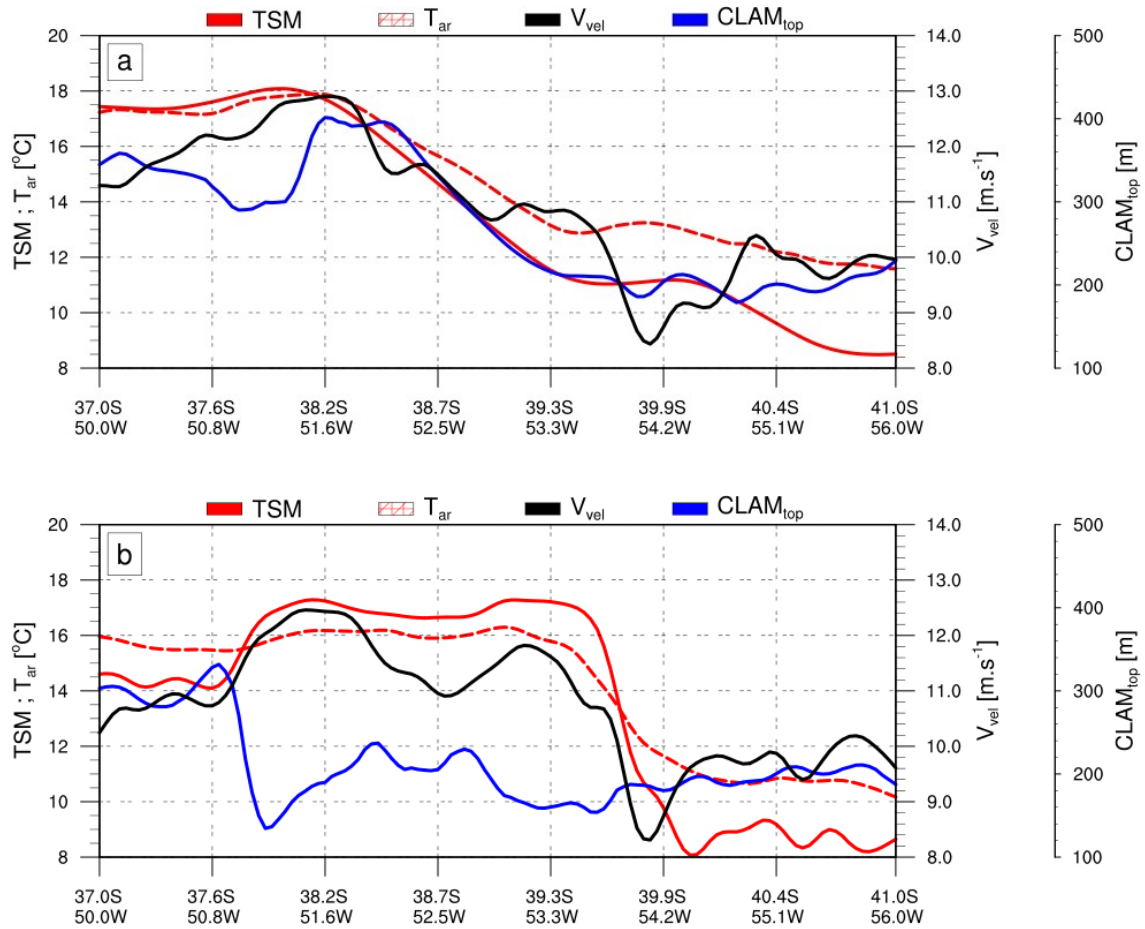
Mapa de TSM (cores), PNM (linhas de contorno) e campo de vento (setas). Os segmentos (A – A' e C – C') representam os transectos paralelo e perpendicular ao gradiente de TSM. (a) WRF, (b) COAWST e (c) TSM (OSTIA), campo de vento e PNM (CFSR).

Fonte: do autor.

5.3.1 Transecto perpendicular à frente de TSM em 20-10-2013

Durante o dia 20, o vento flui paralelo à frente de TSM e perpendicular ao transecto C-C'. Como apresentado na Figura 5.22, a ASAS e o ciclone extratropical deslocam massas de ar quente e fria, respectivamente. Logo, em C-C' a frente atmosférica é paralela à frente térmica oceânica.

Figura 5.24 - Transecto perpendicular: TSM, T_{ar} , V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013



Distribuição ao longo de C-C': TSM (linha vermelha sólida), T_{ar} (linha vermelha pontilhada), intensidade do vento (preto) e altura da CLAM (azul) para o (a) WRF e (b) COAWST.

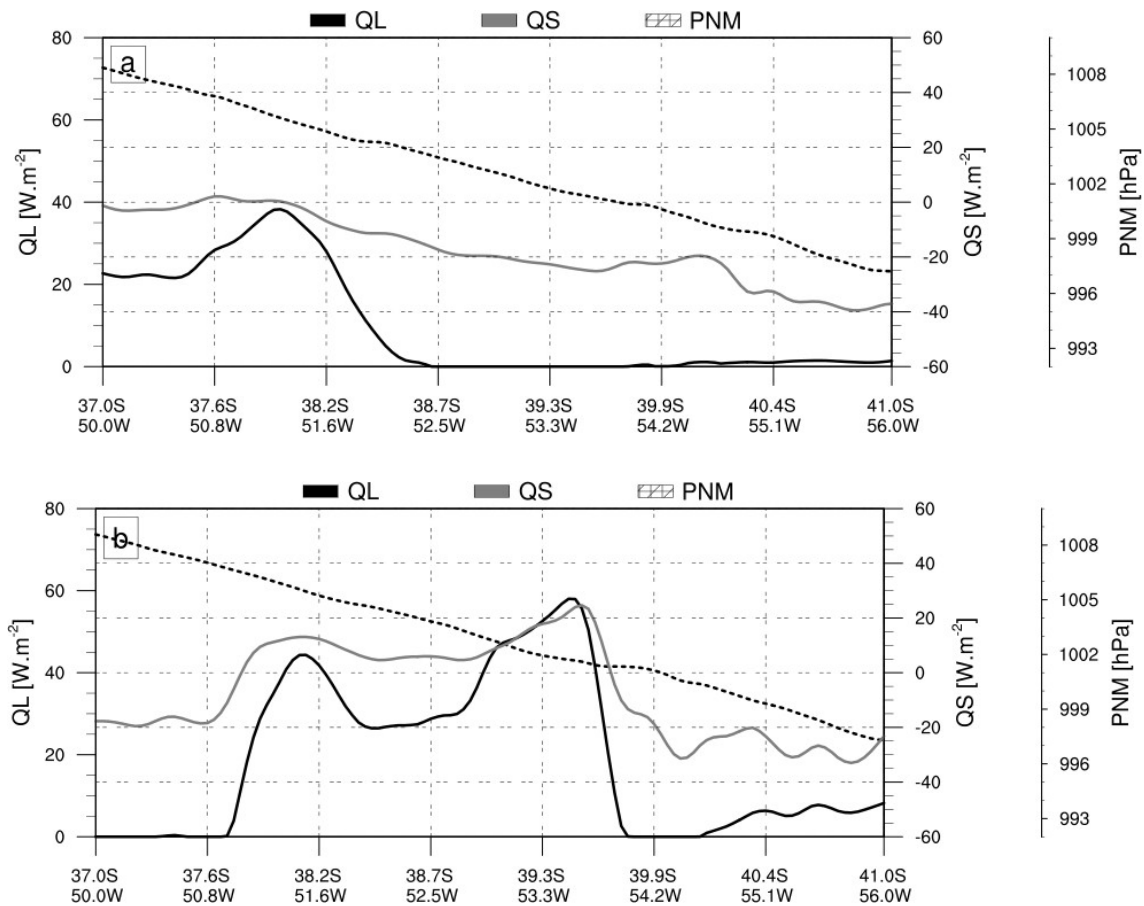
Fonte: do autor.

Sobre a CB, entre 37 e 38.2 $^{\circ}S$, a intensidade do vento varia de 11 a 13 $m.s^{-1}$ e a $CLAM_{TOP}$ diminui em ~ 80 m, variação que pode ser observada tanto no modelo

atmosférico (Figura 5.24a) quanto no modelo acoplado (Figura 5.24b). Próximo de 39.9 °S o vento apresenta valor mínimo local ($\sim 8.5 \text{ m.s}^{-1}$) onde observa-se uma oscilação na TSM, Tar e CLAM_{TOP}. Sobre a CM, entre 39-40°S, a intensidade do vento aumenta (de 8.5 a 10.5 m.s^{-1}). A altura da CLAM varia entre 160m (sobre águas mais frias) e 400m (sobre águas mais quentes). A temperatura do ar, ao longo do transecto, varia entre ~ 18 °C (sobre a CB) e 12 °C (sobre a CM), evidenciando a região da frente atmosférica.

Na Figura 5.25, observa-se a variação da PNM entre 997 e 1008 hPa ($\Delta \text{PNM} \sim 3 \text{ hPa.100 km}^{-1}$), sendo menor sobre a CM e maior sobre a CB.

Figura 5.25 - Transecto perpendicular: QL, QS e PNM em 20-10-2013



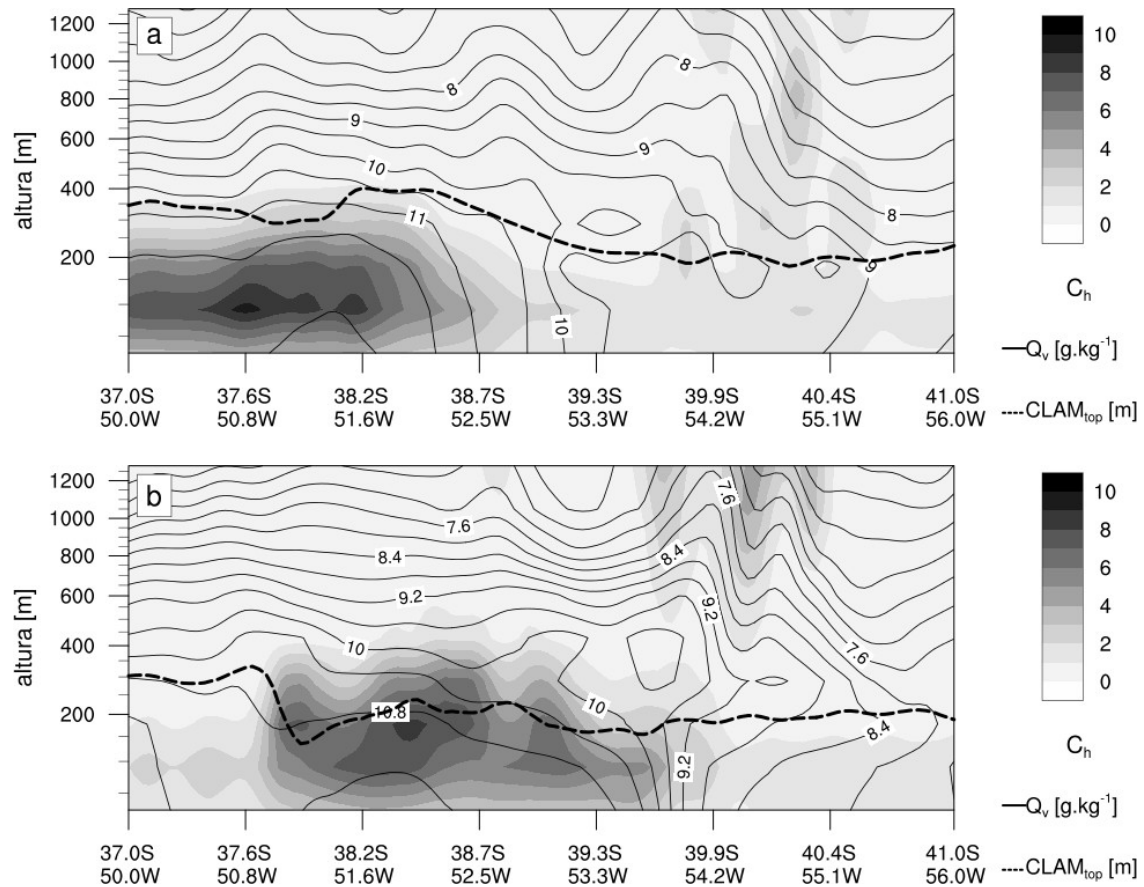
Distribuição ao longo de C-C': QL (linha preta sólida), QS (linha cinza) e PNM (linha preta pontilhada) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor.

Até 38.2 °S, não há diferença significativa entre a TSM e a Tar, logo o fluxo de calor sensível é quase nulo. O fluxo de calor latente até esta latitude varia pouco (de 20 a 40 W.m⁻²). Em 38 °S, V_{vel} , QL e QS aumentam e a altura da CLAM diminui. Situação oposta ao encontrado sobre a CB no caso de estudo anterior. Sobre a CBM e CM, observa-se maior instabilidade atmosférica (TSM – Tar <0) e QS varia de 0 a -40 W.m⁻². O fluxo de calor sensível negativo representa a transferência de calor da atmosfera para o oceano.

Sobre as águas mais quentes, até ~ 38 °S, (Figura 5.26) o coeficiente de transferência de calor (Ch) e a razão de mistura do vapor d'água (Qv) são mais intensos do que sobre as águas mais frias.

Figura 5.26 - Seção vertical perpendicular: Ch, Qv e CLAM_{TOP} em 20-10-2013.



Coeficiente de transferência térmica (C_h – cores), razão de mistura do vapor d'água (Q_v – linha preta) e altura da CLAM (linha pontilhada preta) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor

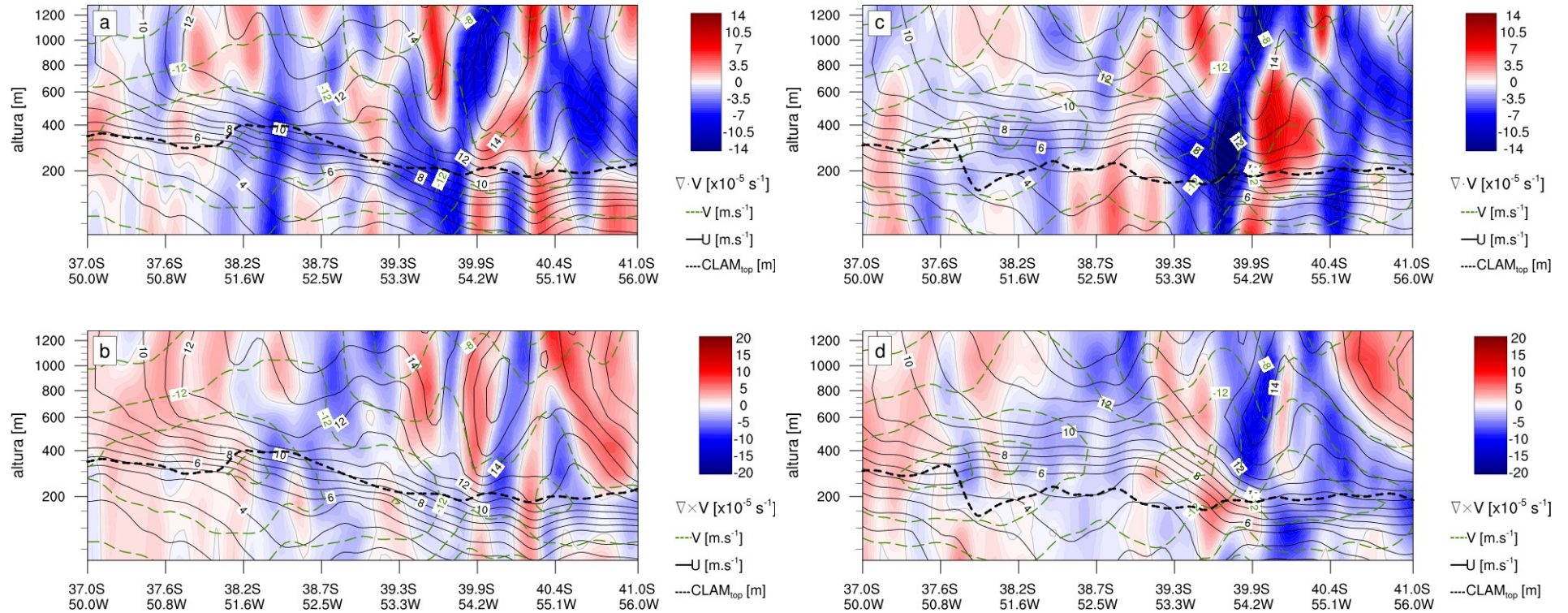
O valor de Ch é baixo, já que não houve diferença significativa entre a TSM e a Tar. Já a razão de mistura (Qv) apresenta valor maior ($\sim 13 \text{ g.kg}^{-1}$) do que a média para a região ($\sim 6 \text{ g.kg}^{-1}$), o que favorece a formação de nuvens e a transferência de calor para a atmosfera acima da CLAM.

A Figura 5.27 apresenta as componentes zonal (U) e meridional (V) do vento, bem como a divergência horizontal ($\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$) e o rotacional do vento ($\nabla \times \vec{V}_{vel}$). A variação da altura da CLAM, ao longo do perfil, acompanha as oscilações de $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e $\nabla \times \vec{V}_{vel}$, apresentando maior expansão na região onde o rotacional é negativo e ocorre convergência do vento, entre 38.2 e 38.7°S. O vento é mais intenso sobre as águas mais quentes do que sobre as águas mais frias (como observado na Figura 5.24) e a $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ e o $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ apresentaram maiores valores sobre as águas mais frias, na região próxima ao ciclone (39-41 °S).

A componente U varia entre 1 (sobre a CB, em superfície) e 18 m.s^{-1} (sobre a CM, $\sim 1200\text{m}$) e observa-se o maior gradiente no topo da CLAM. A componente V varia entre -5 e -16 m.s^{-1} , onde o maior valor pode ser observado no topo da CLAM em 38.2°S e o menor, sobre a Corrente das Malvinas ($\sim 1500\text{m}$). Entre a CBM e a CM observa-se maior cisalhamento do vento, o que favorece a mistura vertical e as trocas de massa e energia na interface ar-mar.

Sobre a CB, até o topo da CLAM, a divergência varia entre -2 e $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e o rotacional é $\sim 2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Sobre a CBM, a $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ varia entre 6 e $-8 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e o rotacional varia entre -3 e $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Sobre a CM, a $\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$ varia entre -9 e $6 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até o topo da CLAM e entre -10 e $8 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até 1500m . Sobre a CB e CBM, o $\nabla \times \vec{V}_{vel}$ varia entre -6 e $7 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ até a CLAM_{TOP} e de -9 e $10 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ acima da CLAM.

Figura 5.27 - Seção vertical perpendicular: campo de vento e CLAM_{TOP} em 20-10-2013



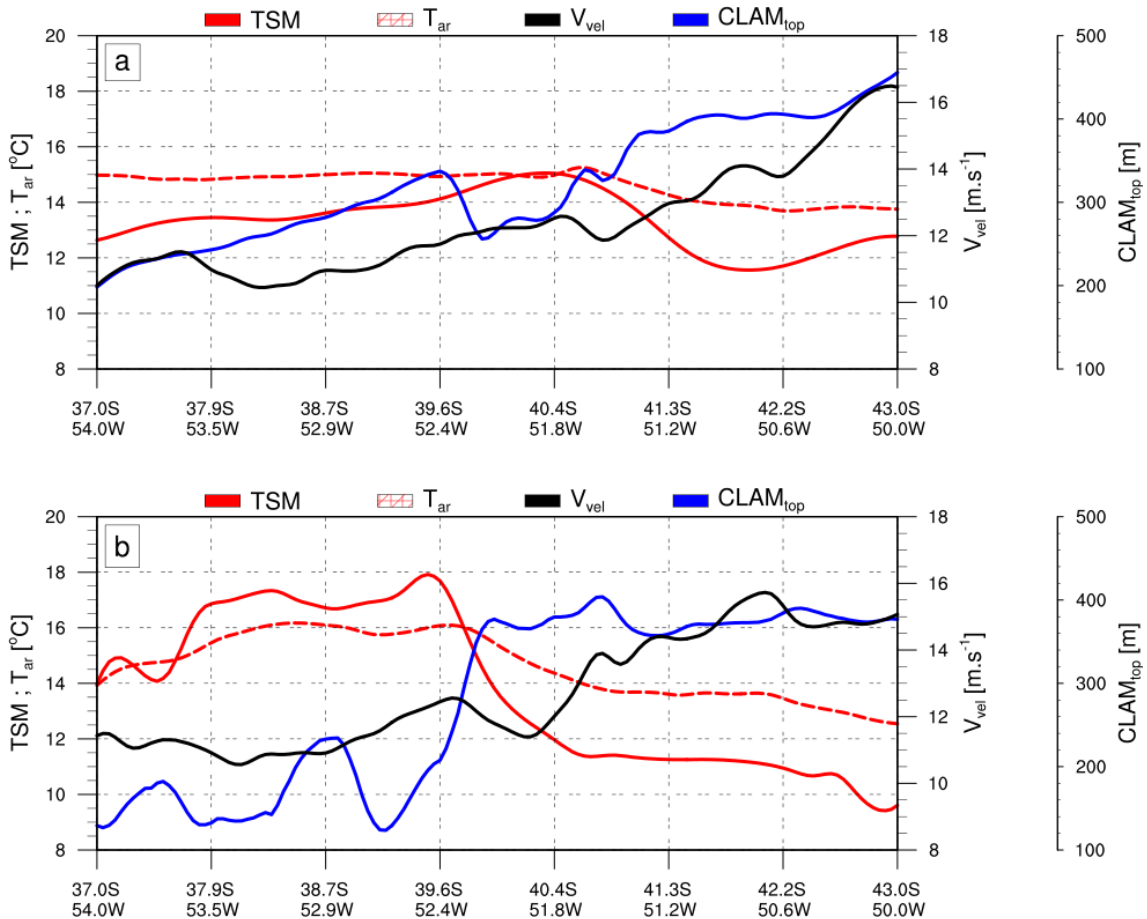
Divergência horizontal (a,c) e rotacional (b,d) do vento (em cores). Em todas as figuras: componentes zonal (linha preta) e meridional (verde) do vento e altura da CLAM (linha pontilhada preta) para o (a,b) WRF e (c,d) COAWST.

Fonte: do autor.

5.3.2 Transecto paralelo à frente de TSM em 20-10-2013

Neste segmento A-A', o vento flui paralelo à frente de TSM, onde observa-se o padrão meandrante da frente oceânica, bem como a resolução espacial do modelo acoplado em relação ao modelo atmosférico. Sobre as águas mais quentes da CB, o vento flui com menor intensidade (11 m.s^{-1}) e altura da CLAM apresenta-se mais rasa (200 m) e, sobre águas mais frias da CM o vento está mais intenso (16.5 m.s^{-1}) e a altura da CLAM aumenta (450 m) (Figura 5.28).

Figura 5.28 - Transecto paralelo: TSM, T_{ar} , V_{vel} e $CLAM_{top}$ em 20-10-2013

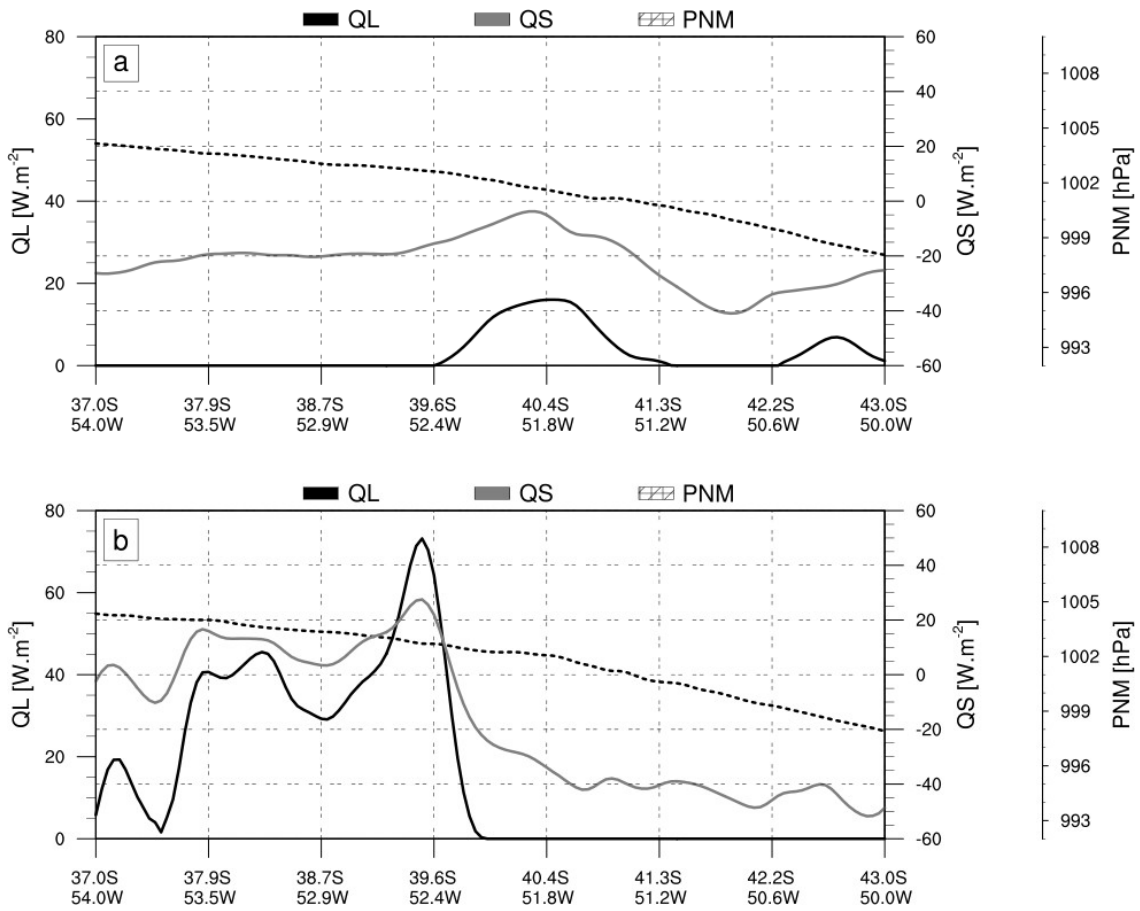


Distribuição ao longo de A-A': TSM (linha vermelha sólida), T_{ar} (linha vermelha pontilhada), intensidade do vento (preto) e altura da CLAM (azul) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor.

Na Figura 5.29, a PNM varia entre 1004 e 998 hPa. Entre 39.6 – 40.6 °S, ocorre um pequeno aumento na TSM (em $\sim 1^\circ\text{C}$), no vento (1m.s^{-1}) e a CLAM_{TOP} contrai em 80 m. Neste intervalo, TSM-Tar varia em -1°C , no qual observa-se uma redução de QS (de $\sim 20 \text{ W.m}^{-2}$) e um aumento de QL ($\sim 30 \text{ W.m}^{-2}$). Fora deste intervalo QS é negativo, o que significa a transferência de calor da atmosfera para o oceano.

Figura 5.29 - Transecto paralelo: QL, QS e PNM em 20-10-2013

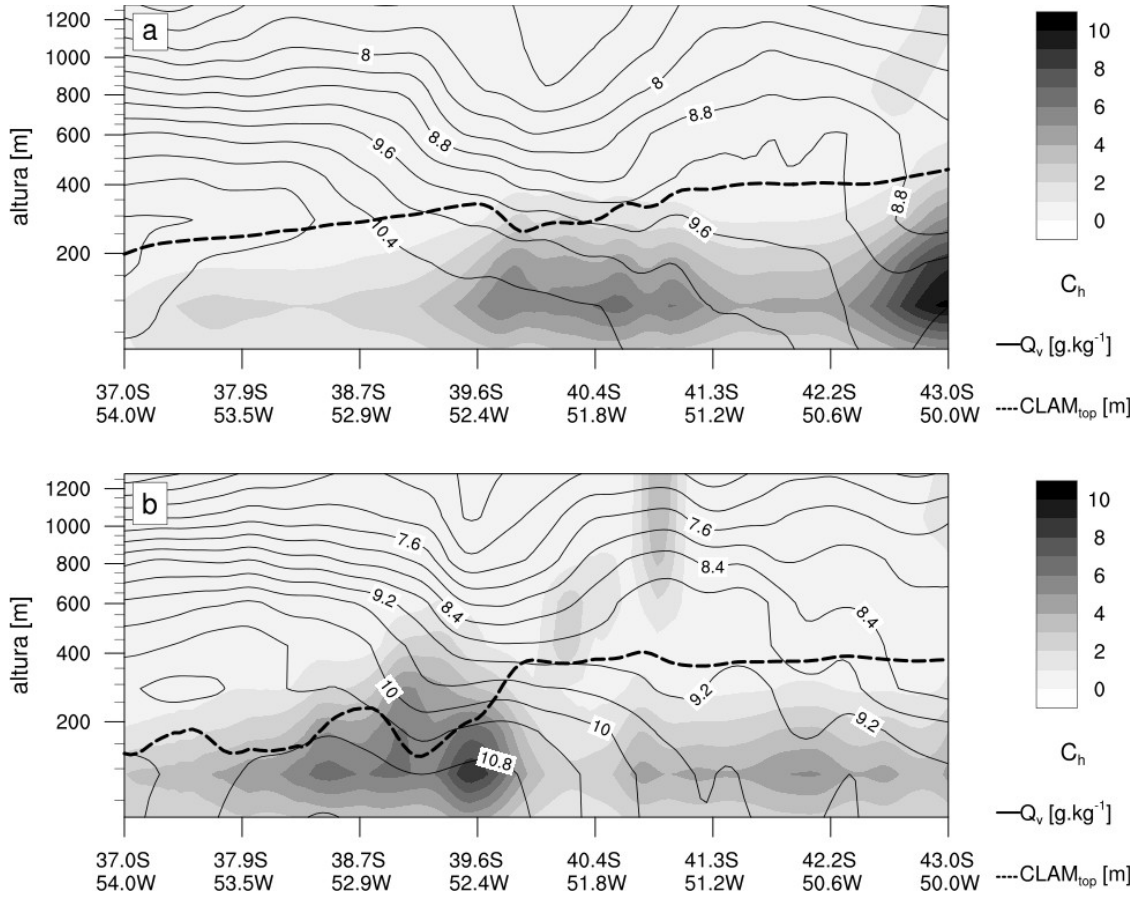


Distribuição ao longo de A–A': QL (linha preta sólida), QS (linha cinza) e PNM (linha preta pontilhada) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor.

A variação da quantidade de calor pode ser observada na Figura 5.30. Com a redução de QS, ocorre um aumento na transferência de calor da atmosfera para o oceano e uma leve redução de Qv.

Figura 5.30 - Seção vertical paralela: Ch , Q_v e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013



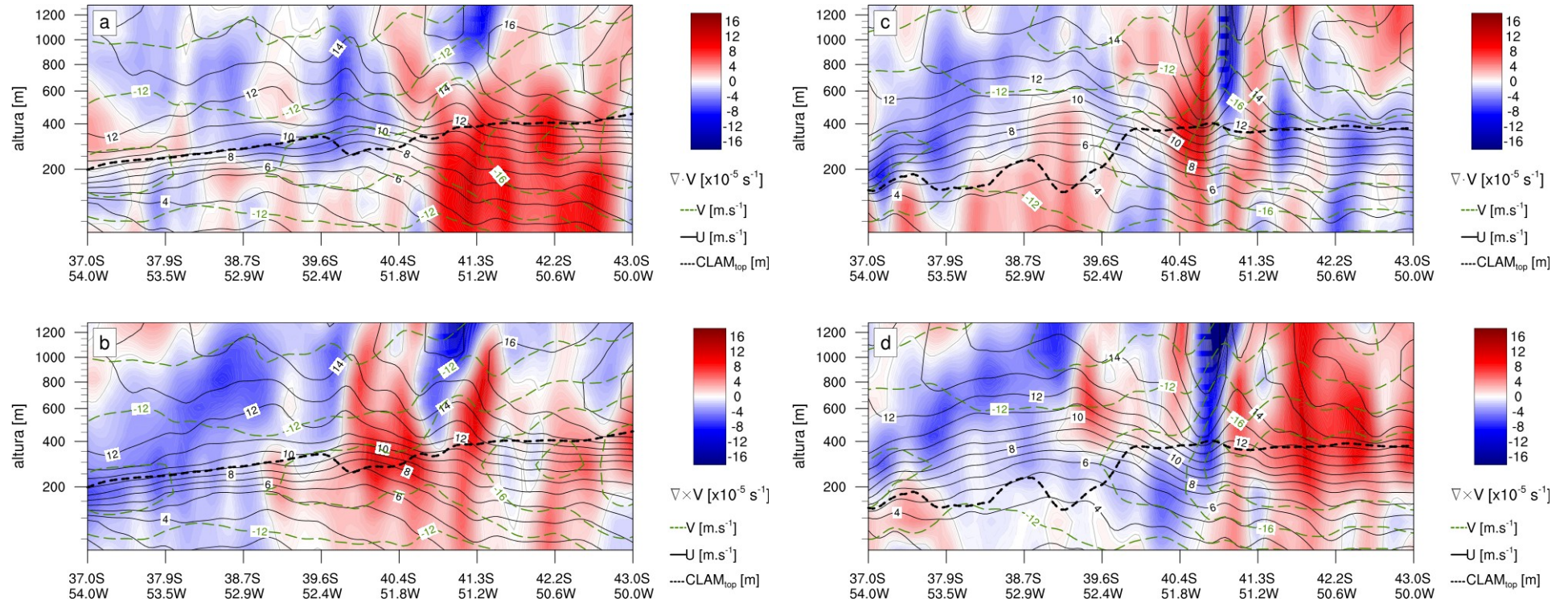
Coeficiente de transferência térmica (Ch – cores), razão de mistura do vapor d'água (Q_v – linha preta) e altura da CLAM (linha pontilhada preta) para o (a) WRF e (b) COAWST.

Fonte: do autor

A componente U varia entre 1.6 ($37^\circ S$) e 11.6 m.s^{-1} (topo da $CLAM_{TOP}$, ao longo do transecto), alcançando 18 m.s^{-1} em $43^\circ S$ ($\sim 700 \text{ m}$). Na CLAM, a componente V varia entre -10 e -19 m.s^{-1} e acima, atinge o mínimo de -8 m.s^{-1} (Figura 5.31).

A variação da divergência e do rotacional, ao longo do transecto, evidencia as feições meandantes da frente oceânica. A maior divergência ($12.10^{-5} \text{ s}^{-1}$) ocorre sobre águas mais frias e ventos mais intensos, entre 41 e $43^\circ S$. Na CLAM, a convergência fica em torno de 5.10^{-5} s^{-1} e o rotacional entre -6 e $12.10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Acima da CLAM, a convergência é de $10.10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ($\sim 41.3^\circ S$) e o rotacional fica entre -14 e $12.10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Figura 5.31 - Seção vertical paralela: campo de vento e CLAM_{TOP} em 20-10-2013



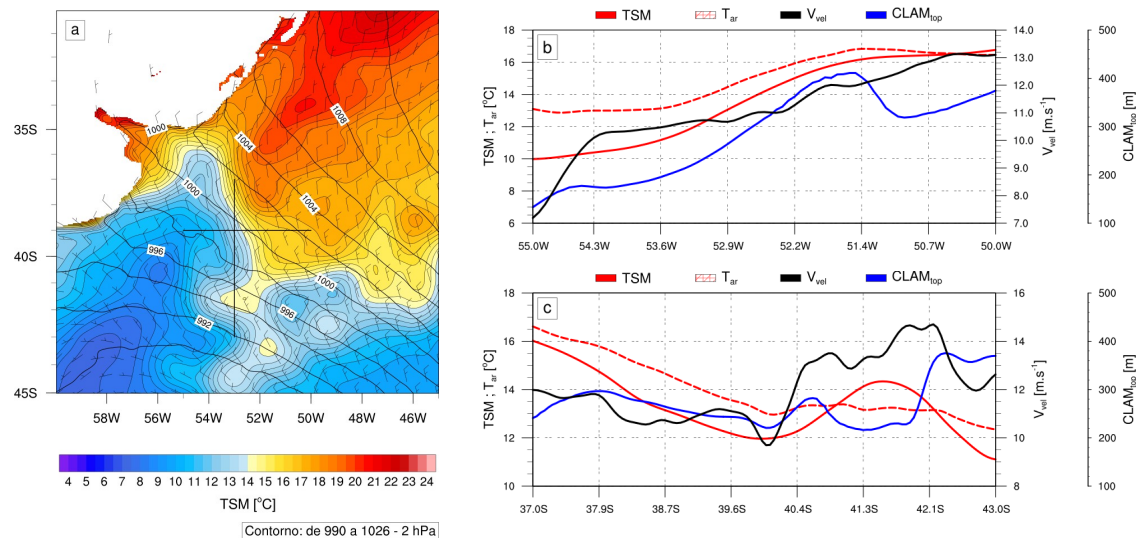
Divergência horizontal (a,c) e rotacional (b,d) do vento (em cores). Em todas as figuras: componentes zonal (linha preta) e meridional (verde) do vento e altura da CLAM (linha pontilhada preta) para o (a,b) WRF e (c,d) COAWST.

Fonte: do autor.

5.3.3 Termos de tendência em 20-10-2013

A localização dos transectos zonal e meridional para o dia 20 de outubro de 2013 apresenta-se na Figura 5.32. As Figuras 5.32b,c apresentam a distribuição de TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ para os eixos zonal e meridional. Observa-se, a Tar mais quente (fria) sobre a CB (CM), evidenciando a frente atmosférica sobre a frente oceânica. Na Figura 5.32b, o vento varia entre 7 e 13 $m.s^{-1}$, a TSM entre 10 e 17 °C, a Tar de 13 a 17 °C e a $CLAM_{TOP}$ entre 140 e 420 m. Na Figura 5.14c, V_{vel} varia entre 9.5 e 15, a TSM entre 11 e 16 °C, a Tar entre 12.5 e 16.5 °C e a $CLAM_{TOP}$ entre 240 e 380 m.

Figura 5.32 - Mapa de localização dos transectos e gráficos zonal e meridional de TSM, Tar, V_{vel} e $CLAM_{TOP}$ em 20-10-2013



(a) Mapa de TSM (cores), PNM (linhas de contorno) e campo de vento (setas) a partir dos dados do WRF. Os segmentos representam os transectos zonal e meridional. TSM (linha vermelha sólida), Tar (linha vermelha pontilhada), intensidade do vento (preto) e altura da CLAM (azul) para o transecto (b) zonal e (c) meridional.

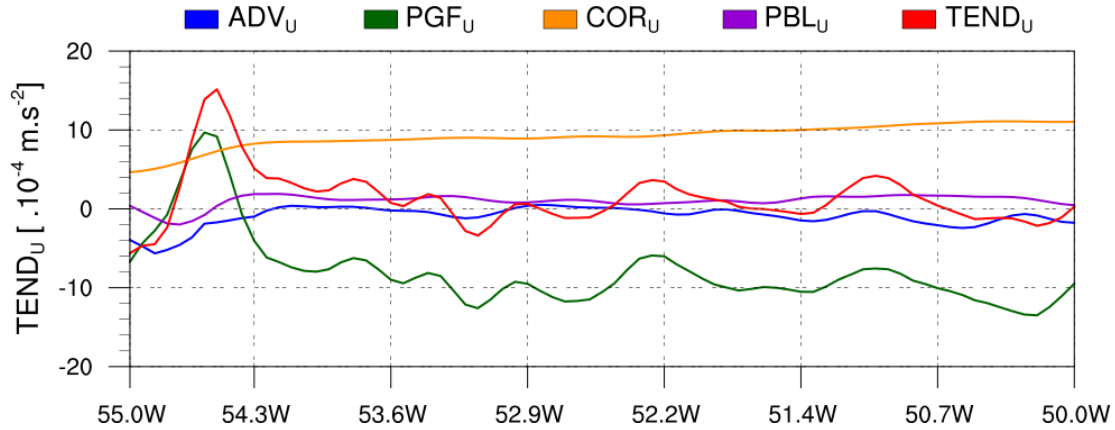
Fonte: do autor.

Em 41.3°S, o vento cruza um meandramento da CB, onde nota-se uma redução em sua intensidade. As curvas de Tar e V_{vel} no transecto meridional evidenciam a posição da frente atmosférica em ~ 40 °S.

A Figura 5.33 apresenta os termos da equação de tendência de momentum zonal. Entre 55 e 54.3 °W sobre águas mais frias, o vento aumenta de 7 para 10 $m.s^{-1}$, onde há uma

perturbação da PNM (ver Figura 5.33a) e $PGFu$ tem valor positivo ($10 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) sob a região da frente atmosférica, de modo que as componentes zonais serão melhor analisadas nos perfis verticais apresentados na próxima subseção.

Figura 5.33 - Componentes zonais da equação de tendência de momentum em 20-10-2013



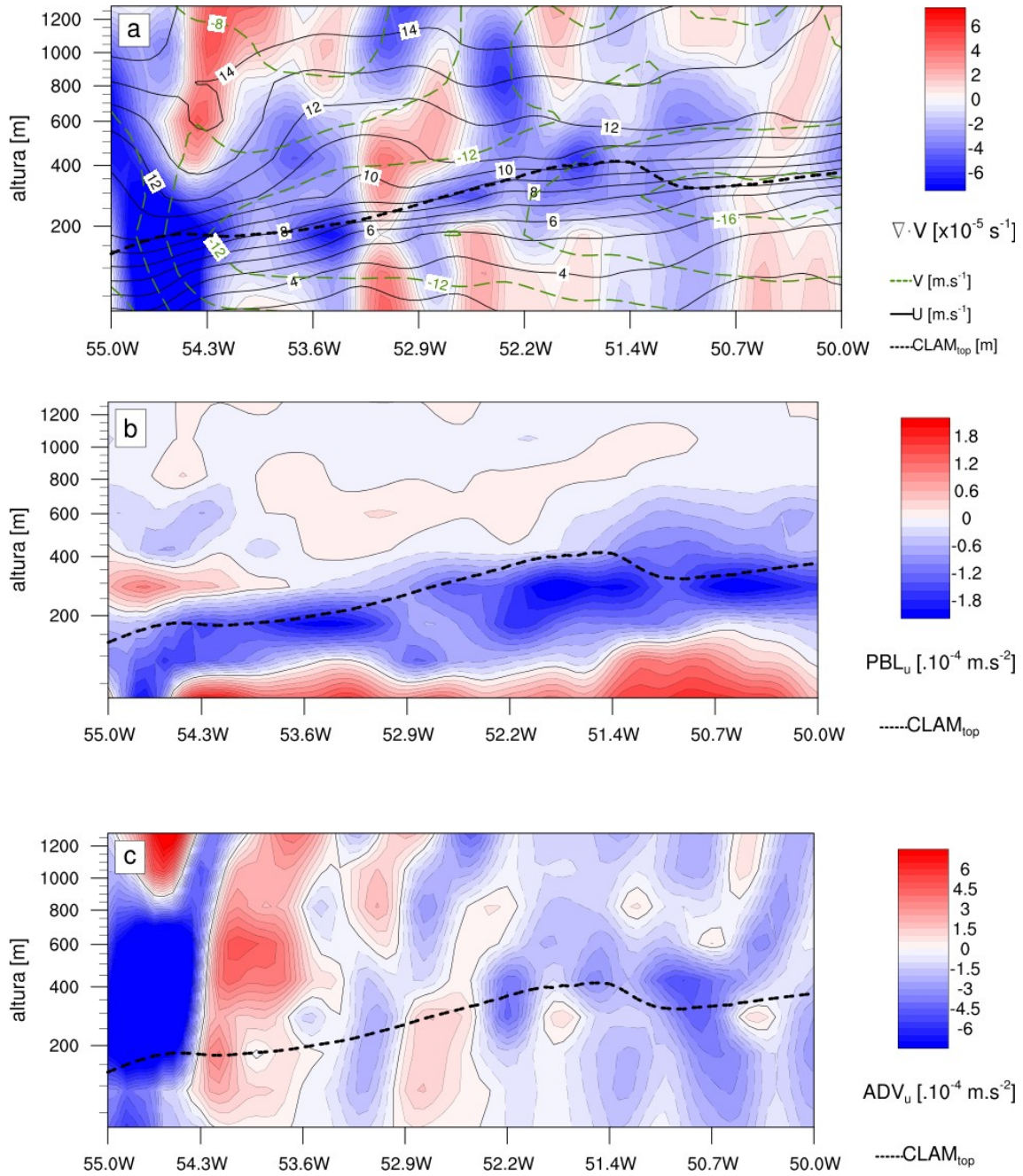
Componentes zonais da tendência de momentum em superfície: advecção (ADV_u , azul), força gradiente de pressão (PGF_u , verde), força de Coriolis (COR_u , laranja), fluxo de momentum turbulento (PBL_u , roxo) e tendência total ($TEND_u$, vermelho).

Fonte: do autor

Após $54.3^\circ W$, a variação de ADV_u é de -2 a $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ e PBL_u de $0,4$ a $2 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, sendo mais intensa sobre águas mais quentes, de modo que $ADV_u \approx -PBL_u$. O termo COR_u varia entre 8 e $11 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ apresentando pouca variabilidade e PGF_u varia entre -13 e $-4 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, assim PGF_u é a principal forçante zonal para este intervalo.

A Figura 5.34 apresenta o perfil vertical do campo de vento, PBL_u e ADV_u ao longo do transecto zonal. Na CLAM, a componente U varia entre 2 e 10 m.s^{-1} e a componente V entre -5 e -16 m.s^{-1} , ao longo do perfil. Observa-se a oscilação entre divergência e convergência, onde a divergência varia entre -7 e $5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A divergência do fluxo turbulento (PBL_u) apresenta valores positivos (até $-2,5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) nos primeiros 100 metros, aproximadamente e, até o topo da CLAM, apresenta valores negativos (até $\sim 2 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$).

Figura 5.34 - Seção vertical zonal do campo de vento, PBLu e ADVu



(a) Divergência horizontal ($\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$, cores), componentes zonal (U, linha preta) e meridional (V, verde) do vento, (b) fluxo de momentum turbulento (PBL_v , cores) e (c) advecção de momentum (ADV_v , cores). Em todas as figuras, altura da CLAM (linha pontilhada preta).

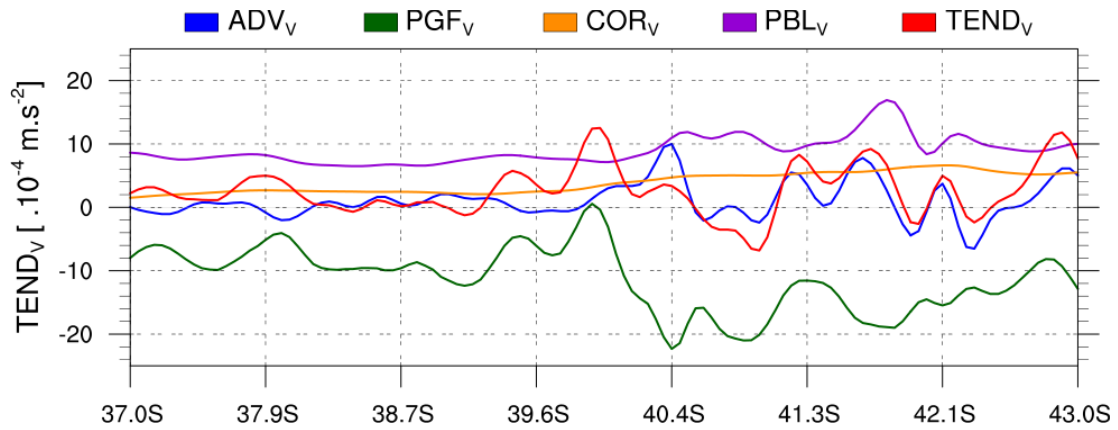
Fonte: do autor

A advecção zonal (ADV_u), oscila entre valores positivos e negativos entre a CB e

CBM, variando entre $\pm 4.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, permanecendo negativa sobre a CM ($-4.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$).

A Figura 5.35 apresenta os termos meridionais da tendência de momentum. Sobre a CB e a CBM, até 39.6°S , os termos PBL_v e COR_v apresentam uma curva mais linear, onde a variação de ADV_v é de -2 e $2.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, PBL_v fica entre 7 e $9.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, COR_v entre ~ 2 e $3.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ e PGF_v entre -4 e $-12.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$. Logo, $\text{PGF}_v + \text{ADV}_v \approx -(\text{COR}_v + \text{PBL}_v)$. Sobre a CM, a aceleração da parcela de ar é mais intensa do que sobre a CB e a CBM, devido à proximidade do sistema de baixa pressão e a posição em relação à frente atmosférica na qual fica mais evidente no perfil vertical do campo de vento (Figura 5.35a) em $\sim 41^\circ\text{S}$.

Figura 5.35 - Componentes meridionais da equação de tendência de momentum em 20-10-2013



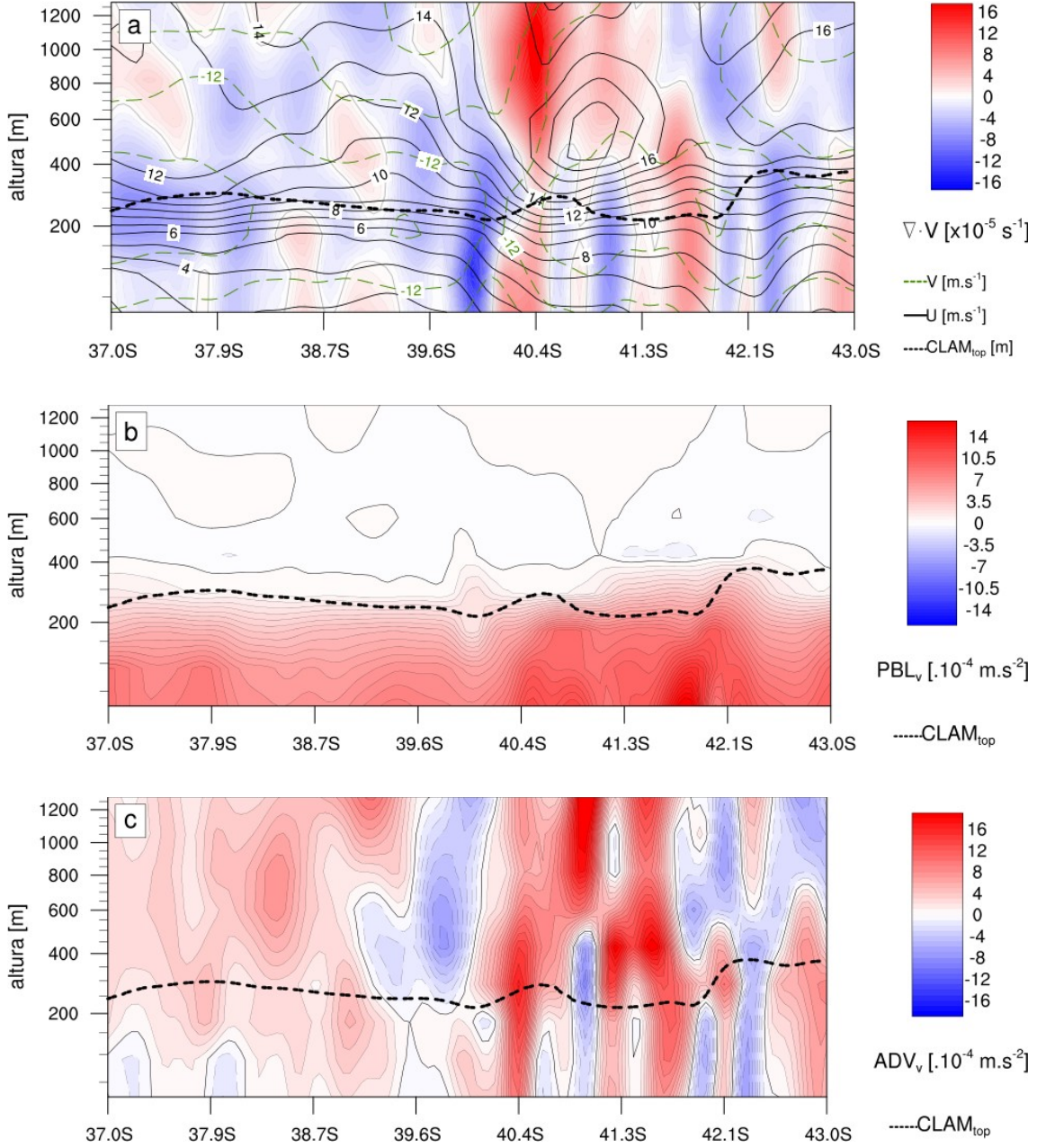
Componentes meridionais da tendência de momentum em superfície: advecção (ADV_v , azul), força gradiente de pressão (PGF_v , verde), força de Coriolis (COR_v , laranja), fluxo de momentum turbulento (PBL_v , roxo) e tendência total (TEND_v , vermelho).

Fonte: do autor

Sobre a CB, ocorre convergência e sobre a CBM e CM há uma oscilação entre valores positivos e negativos de $\nabla_h \cdot \vec{V}_{\text{vel}}$ sendo estes mais intensos na frente atmosférica, variando entre -14 e 8.10^{-5} s^{-1} na CLAM e acima atinge $19.10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Figura 5.36a). O termo PBL_v é positivo até ~ 100 metros acima da CLAM, variando entre 0 e $17.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, sendo mais intenso na CM, sob a frente atmosférica. Já o termo ADV_v oscila em valores positivos e negativos, também apresentando os maiores valores sobre a CM, onde

varia entre -9 e $16 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$.

Figura 5.36 - Seção vertical meridional do campo de vento, PBLv e ADVv



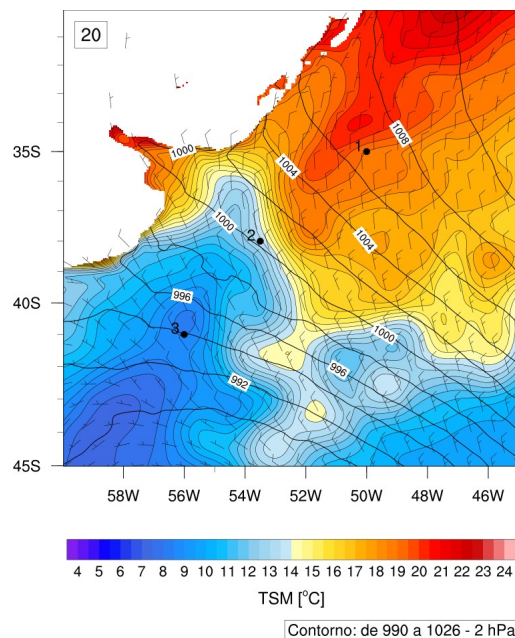
(a) Divergência horizontal ($\nabla_h \cdot \vec{V}_{vel}$, cores), componentes zonal (U, linha preta) e meridional (V, verde) do vento, (b) fluxo de momentum turbulento (PBLv, cores) e (c) advecção de momentum (ADVv, cores). Em todas as figuras, altura da CLAM (linha pontilhada preta).

Fonte: do autor

5.3.4. Perfil vertical sobre a CB, CBM e CM

A Figura 5.37 apresenta a localização dos perfis verticais na Corrente do Brasil, Corrente das Malvinas e Confluência Brasil-Malvinas. Em relação à atmosfera, o ponto 1 (Corrente do Brasil - 35 °S, 50 °W) está em uma condição pré-frontal na isóbara de ~ 1007 hPa. Os pontos 2 (Confluência Brasil-Malvinas – 38 °S, 53,5 °W) e 3 (Corrente das Malvinas – 41 °S, 56 °W) estão posicionados sob a frente atmosférica na isóbara de 1000 e 994 hPa, respectivamente.

Figura 5.37 – Mapa de localização dos perfis verticais

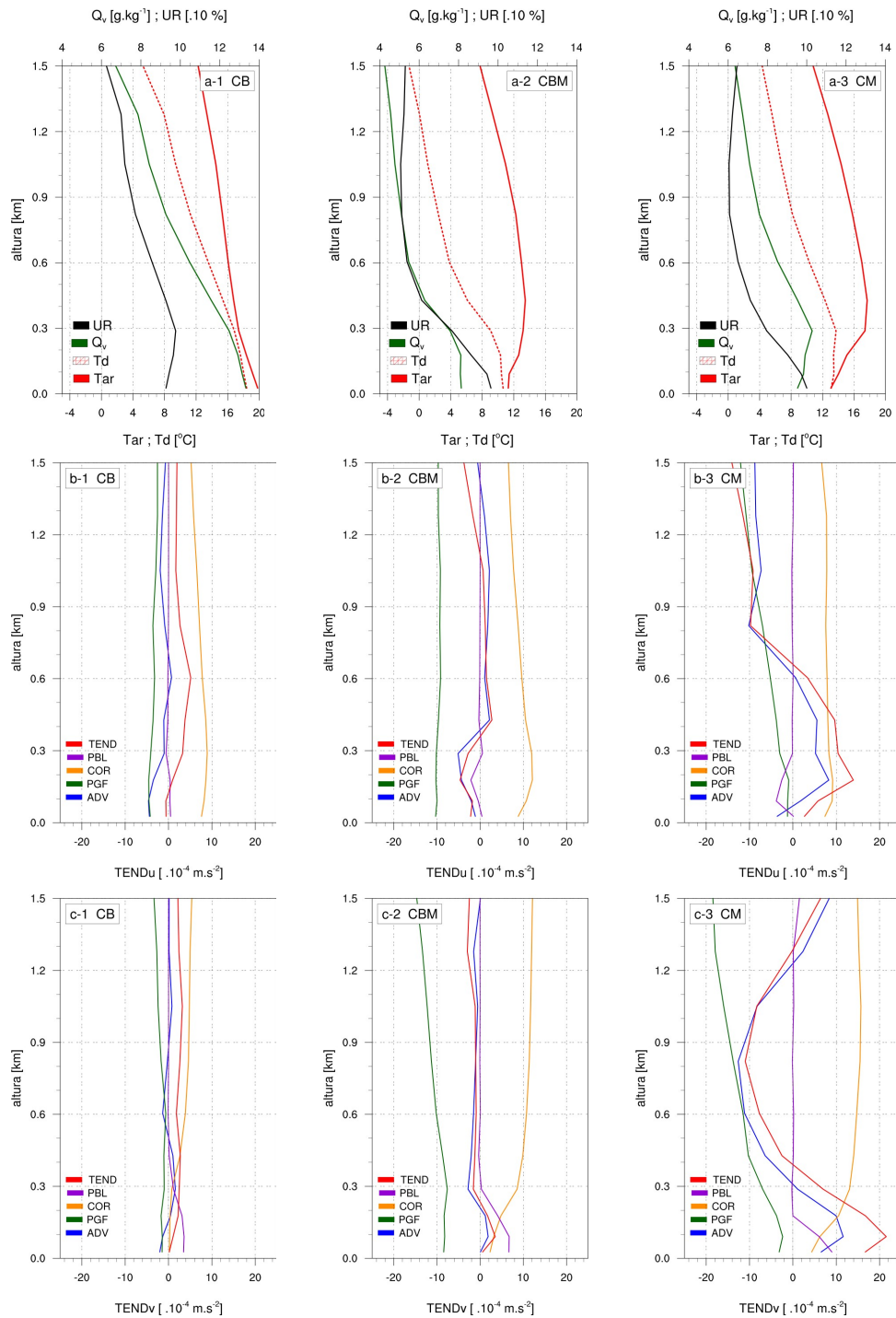


Localização dos perfis verticais: (1) Corrente do Brasil (CB; 35 °S, 50 °W), (2) Confluência Brasil-Malvinas (CBM; 38 °S, 53,5 °W) e (3) Corrente das Malvinas (CM; 41 °S, 56 °W).

Fonte: do autor

A Figura 5.38 apresenta os perfis verticais de temperatura do ar (Tar), temperatura do ponto de orvalho (Td), umidade relativa (UR) e razão de mistura do vapor d'água (Q_v), bem como os perfis verticais das componentes zonal e meridional da equação de tendência de momentum horizontal.

Figura 5.38 - Perfis verticais sobre a CB, CBM e CM



(a) Temperatura do ar (Tar, vermelho sólido), temperatura do ponto de orvalho (Td, vermelho pontilhado), umidade relativa, (UR, preto), razão de mistura do vapor d'água (Qv, verde). Termos de tendência zonal (b) e meridional (c): advecção (ADV, azul), força gradiente de pressão (PGF, verde), força de Coriolis (COR, laranja), fluxo de momentum turbulento (PBL, roxo) e tendência total (TEND, vermelho).

Fonte: do autor

Na Figura 5.38a-1, o topo da CLAM está em ~ 300 m, onde a atmosfera encontra-se mais úmida ($UR = 98\%$, $Q_v = 12.5 \text{ g.kg}^{-1}$, $T_{ar} = 19.8 \text{ }^\circ\text{C}$ e $T_d = 18.4 \text{ }^\circ\text{C}$), indicando presença de nuvem ou precipitação. Acima da $CLAM_{TOP}$ observa-se o ar mais seco ($UR = 62\%$; $Q_v \approx 7 \text{ g.kg}^{-1}$, $T_{ar} = 12 \text{ }^\circ\text{C}$ e $T_d = 5 \text{ }^\circ\text{C}$).

Na Figura 5.38b-1, até a $CLAM_{TOP}$, $PGFu = -4,5.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$; ADV_u varia entre $-4,5.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ e 0, $COR_u \approx 9.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$ e $PBL_u \approx 0$. Logo, a resultante zonal é dominada por $PGFu$, ADV_u e COR_u . Acima da CLAM o movimento apresenta-se em equilíbrio quase-geostrófico, onde $PGFu$ é igual a COR_u (em módulo).

Para a componente meridional (Figura 5.38c-1), até o topo da CLAM, $COR_v \sim 0$ e o movimento depende de PGF_v , ADV_v e PBL_v e $TEND_v$ varia entre 0 e $4.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, aproximadamente.

Sobre a CBM, a CLAM está mais rasa (~ 100 m) e encontra-se pouco úmida e o ar mais frio, em relação ao ponto 1 ($UR = 96\%$, $Q_v = 8 \text{ g.kg}^{-1}$, $T_{ar} = 11.2 \text{ }^\circ\text{C}$ e $T_d = 10.6 \text{ }^\circ\text{C}$) (Figuras 5.38a-2). Acima da CLAM, a atmosfera encontra-se mais seca e entre 100 e 1000 m a T_{ar} aumenta até $13.5 \text{ }^\circ\text{C}$. Até 400 m, $PGFu$, ADV_u e PBL_u são iguais a COR_u (em módulo), ocorrendo o mesmo para a componente meridional, porém com intensidades diferentes. Acima desta altura o movimento está em equilíbrio, o que pode ser observado em $TEND_u$ e $TEND_v$ (Figuras 5.38b,c-2) .

Na Figura 5.38a-3, em superfície a atmosfera está mais úmida em superfície e mais seca logo acima, a $CLAM_{TOP}$ é de ~ 200 m. Da superfície até o topo da CLAM, T_{ar} aumenta de 13 para 18°C , $T_d \approx 14 \text{ }^\circ\text{C} \approx \text{cte}$, Q_v aumenta, RH diminui (de 100% para 76%). Acima da CLAM a atmosfera está mais seca (com mínimo de 60% de umidade), favorecendo a flutuabilidade da parcela de ar.

Sobre a CM, (Figura 5.38b,c-3) o movimento apresenta-se mais acelerado do que sobre a CB e CBM e a componente meridional é mais intensa do que a componente zonal. Para a componente zonal (Figura 5.38b-3), o movimento é acelerado por ADV_u ($\sim 8.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$), PBL_u tende a desacelerar a parcela ($\sim -4.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) e, $PGFu$ e COR_u são aproximadamente constantes (-1 e $9.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, respectivamente).

Na Figura 5.38c-3, acima da CLAM, o termo de divergência do fluxo turbulento

meridional é nulo ($PBL_v = 0$). Os termos PGF_v e COR_v estão mais intensos do que nos outros pontos (-18 e $16.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, respectivamente), favorecendo a desaceleração da parcela.

Das Figuras 5.38b,c foram extraídos os valores dos termos de tendência em superfície, dispostos na Tabela 5.2. Os termos positivos (negativos) indicam uma aceleração (desaceleração) da parcela de ar.

Tabela 5.2 – Termos zonais e meridionais ($\times 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) para os pontos da CB, CBM e CM em 20-10-2013

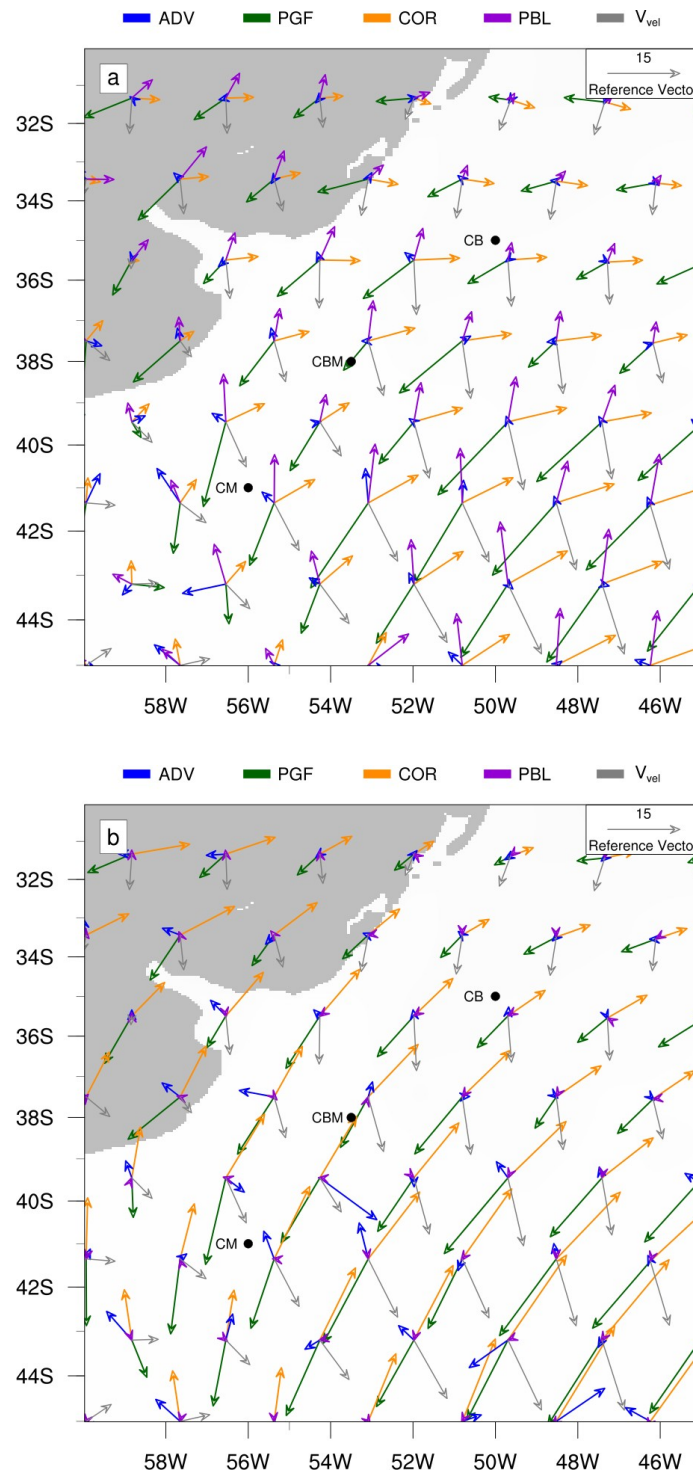
Sigla	Termos da equação	CB	CBM	CM
ADV _u	$\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$	-4	-1	-4
ADV _v	$\bar{u} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$	-2	0.1	7
COR _u	$f \bar{v}$	8	9	7
COR _v	$f \bar{u}$	0.2	2	-3
PGF _u	$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x}$	-4	-10	-1
PGF _v	$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y}$	-2	-8	4
PBL _u	$\frac{\partial \overline{u'u'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \overline{Fr_x}$	0.5	0.4	0.1
PBL _v	$\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'v'}}{\partial y} + \overline{Fr_y}$	3.5	7	9

Para a CB, os termos que contribuem para acelerar o movimento são COR e PBL e a tendência total é de $\sim 0,2.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$. Sobre a CBM, as principais forçantes são os termos ADV e PGF, sendo TEND igual a $-0,5.10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$, onde o movimento é retardado. E, sobre a CM, todos os termos são positivos contribuindo para a aceleração da parcela de ar, na qual está mais intensa. A condição atmosférica pré-frontal e frontal fica evidente na análise dos perfis verticais. A ausência do termo de atrito sobre a CBM evidencia a condição do vento gradiente.

Desta forma, aceleração local é diferente em cada ponto, sendo menos ou mais intensa, devido à posição em relação aos sistemas de alta (CB) e baixa (CM) pressão atuantes.

A Figura 5.39 apresenta a distribuição espacial dos termos da equação de tendência de momentum horizontal, onde os vetores representam as componentes resultantes de cada termo, bem como o campo de vento em superfície (Figura 5.39a) e 850 metros (Figura 5.39b). Em superfície, fica evidente o balanço de Ekman e a intensidade dos termos muito maior do que no caso do dia 25-10-2013. Acima da CLAM, observa-se o equilíbrio quase-geostrófico e o termo de advecção modula o sinal da tendência, sendo mais intenso na região da frente atmosférica, de modo que a aceleração da parcela é devido aos termos PGF, COR e ADV.

Figura 5.39 - Diagrama: balanço de forças em 20-10-2013



Mapa espacial dos termos de tendência de momento em (a) superfície e (b) 850 metros ($\times 10^{-4} \text{ m.s}^{-2}$) e campo de vento (V_{vel} , m.s^{-1}), onde destaca-se os pontos sobre a CB, CBM e CM.

Fonte: do autor

6 CONCLUSÃO

Este trabalho teve como objetivo principal estudar os efeitos do gradiente horizontal de TSM na estabilidade da Camada Limite Atmosférica Marinha e avaliar a hipótese que os mecanismos de mistura vertical e de ajuste de pressão coexistem na região da Confluência Brasil-Malvinas.

Foram analisados dois casos distintos de intensidade do gradiente de TSM, na presença de sistemas atmosféricos na região da CBM. Estes casos foram selecionados a partir dos valores de intensidade do gradiente de TSM e de PNM, mais intensos (dia 25-10-2013) e menos intensos (dia 20-10-2013).

Fenômenos atmosféricos e oceânicos não são representados explicitamente em algumas bases de dados de satélite devido sua baixa resolução espacial (e em alguns casos temporal), podendo limitar alguns estudos de acordo com as escalas espacial e temporal a serem analisadas (p. ex. O'NEILL, 2010; TOKINAGA et al., 2005). Por outro lado, a distribuição espaço-temporal de dados *in situ* nesta região não é tão ampla (PEZZI et al 2005, 2009). Desta forma, o uso de modelos numéricos aparece como uma ferramenta importante para o estudo destes processos de meso e micro escalas na interface oceano-atmosfera.

Neste contexto, os modelos WRF e COAWST representaram de forma satisfatória os dados observados, bem como os processos de mesoescala. O modelo atmosférico, forçado com TSM prescrita, obteve melhor desempenho quando comparado aos dados *in situ* porém, o modelo acoplado apresenta uma maior variabilidade nas feições de mesoescala oceânica, devido aos processos de interação oceano-atmosfera. Desta forma, o modelo acoplado torna-se uma boa ferramenta para ser utilizada nos estudos de interação oceano-atmosfera por representar melhor os fenômenos oceânicos de menor escala espacial e temporal.

Através das análises de divergência e rotacional do vento, termos da equação de momentum, bem como fluxos de calor e difusividade térmica, foi possível verificar o comportamento da CLAM em dois transectos sobre à frente de TSM.

Os mecanismos de mistura vertical propostos por Wallace et. al. (1989) e ajuste de pressão apresentados por Lindzen e Nigam (1987) foram observados nos casos estudados. A coexistência destes mecanismos, assim como apontado em Pezzi et al. (2009) e Camargo et al. (2013), afetam a estabilidade da CLAM, ora dominada por processos dinâmicos ora por processos termodinâmicos.

No dia 25-10-2013, caso de estudo com o gradiente de TSM mais intenso, um sistema de alta pressão em superfície estava bem configurado sob a região de estudo. Os resultados sugerem que este sistema estava ancorado sobre a CBM, sobretudo pela existência do intenso gradiente de TSM. Esperava-se que a CLAM estivesse menos desenvolvida e mais rasa devido à atuação da alta pressão, mas o mecanismo hidrostático não foi completamente inibido pelo sistema sinótico que se encontrava sobre a CB. A CLAM estava bem desenvolvida e modulada localmente pela TSM. Sobre as águas mais quentes, a atmosfera estava mais instável favorecendo os fluxos de calor do oceano para a atmosfera, através da mistura vertical e, com isso a CLAM se mostra mais desenvolvida, sugerindo a coexistência dos mecanismos de estabilidade propostos por Lindzen e Nigam (1987) e Wallace et al. (1989) para sustentar esta estabilidade, mesmo sob o sistema de alta PNM. Os termos da equação de tendência mostraram uma situação de equilíbrio quase-geostrófico). Mesmo sob atuação da alta PNM, observou-se a influência do gradiente de TSM na modulação local da CLAM.

No outro caso estudado (20-10-2013), um sistema de baixa pressão associado à um ciclone extratropical atuava na região, com a frente fria atmosférica situada sobre a CBM. Os resultados mostraram que as forças responsáveis pela aceleração dos ventos em superfície foram: a força gradiente de pressão, advecção, mistura vertical e gradientes térmicos. Neste caso, observou-se que a influência do gradiente de TSM foi neutralizada pelas demais componentes, sendo que a modulação local da CLAM estava mais relacionada aos processos dinâmicos que ao do gradiente de TSM em si.

Muitos mecanismos tem sido propostos para explicar a resposta atmosférica às anomalias de TSM, como (1) o aumento da mistura vertical (WALLACE et al. 1989; HAYES et al. 1989; SKYLLINGSTAD et al. 2007; KILPATRICK et al. 2014), (2) mudanças na altura da camada limite (SAMELSON et al., 2006) e (3) fluxos secundários na camada

limite atmosférica forçados pelo gradiente de pressão horizontal (SMALL et al. 2008, 2005; SONG et al. 2006; MINOBE et al. 2008; O'NEILL et al. 2010; LINDZEN; NIGAM, 1987). Apesar de vários estudos, utilizando modelagem numérica e dados observacionais, não existe um consenso sobre o papel dos diferentes mecanismos de estabilidade atmosférica (PEZZI et al., 2016; BYRNE et al., 2015; CAMARGO et al., 2013; SMALL et al. 2008), já que estes dependem de diferentes ambientes atmosféricos e oceânicos, bem como do gradiente de TSM em relação à estas condições.

Como já mencionado, o Oceano Atlântico Sudoeste é uma região importante para o tempo e clima da América do Sul, uma vez que é um local de formação e intensificação de ciclones atmosféricos e frentes frias. Este trabalho avançou na compreensão dos mecanismos atmosféricos intrínsecos à região da CBM, sobretudo na influência do gradiente de TSM frente aos termos da equação de tendência.

Espera-se que os resultados apresentados nesta tese possam servir de base para novos estudos, de modo a aumentar a compreensão do acoplamento oceano-atmosfera na CBM. Pezzi et al (2009, 2016) discutem sobre a necessidade em se estabelecer um programa de observação contínua para monitorar e estudar os processos de acoplamento no Oceano Atlântico Sudoeste, aqui se recomenda o aprofundamento de estudos utilizando modelos numéricos do oceano e da atmosfera, já que o sistema de modelos acoplados COAWST aparece como uma boa ferramenta para o estudo de fenômenos na interface ar-mar.

Como proposta para trabalhos futuros, visando aprofundar mais o conhecimento sobre os processos envolvidos, duas abordagens são sugeridas. A primeira possibilidade seria aumentar o número de casos analisados, possibilitando verificar outras condições sinóticas e, conseqüentemente, diferentes configurações dinâmicas e termodinâmicas, bem como estabelecer quais mecanismos são mais frequentes. A segunda proposta seria abordar uma escala espaço-temporal menor, com ênfase na microescala da CLAM, por meio do alinhamento de modelos numéricos como por exemplo, o *Large Eddy Simulations* (LES).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AVOLIO, E.; FEDERICO, S.; MIGLIETTA, M. M.; FEUDO, T. L.; CALIDONNA, C. R.; SEMPREVIVA, A. M. Sensitivity analysis of WRF model PBL schemes in simulating boundary-layer variables in southern Italy: An experimental campaign. **Atmospheric Research**, v. 192, p. 58-71, 2017.

ACEVEDO, O.C.; PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G.A. Atmospheric Boundary Layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 115, p. 1-12, 2010.

ARAKAWA, A.; LAMB, V.R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **Methods in Computational Physics**, v. 17, p. 173-265, 1977.

ARYA, P.S. **Introduction to micrometeorology**. 1. ed. San Diego, Califórnia (EUA): Academic Press, 420p., 2001.

BELKIN, I. M.; CORNILLON, P. C. Fronts in the world ocean's large marine ecosystems. **ICES CM**, v. 500, n. 130, p. 21, 2007.

BENETAZZO, A.; BERGAMASCO, A.; BONALDO, D.; FALCIERI, F.M.; SCLAVO, M.; LANGONE, L.; CARNIEL, S. Response of the Adriatic Sea to an intense cold air outbreak: dense water dynamics and wave-induced transport. **Progress in Oceanography**, v. 128, p. 115-138, 2014.

BENTAMY, A.; FILLON, D.C. Gridded surface wind fields from Metop/Ascát measurements. **International Journal of Remote Sensing**, v. 33(6), p. 1729-1754, 2012.

BYRNE, D.; PAPRITZ, L.; FRENGER, I.; MÜNNICH, M.; GRUBER, N. Atmospheric response to mesoscale sea surface temperature anomalies: assessment of mechanisms and coupling strength in a high-resolution coupled model over the South Atlantic. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 72(5), p. 1872-1890, 2015.

CAMARGO, R.; TODESCO, E.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Modulation mechanisms of marine atmospheric boundary layer at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118(12), p. 6266-6280, 2013.

CARNIEL, S.; RUSSO, A.; BENETAZZO, A. A review of modeling applications using ROMS model and COAWST system in the Adriatic Sea region. **arXiv preprint arXiv:1309.7600**, 2013.

CARTON, A.G.; GIESE, B.S. A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA). **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 2999–3017, 2008.

CASTRO, B.M.; LORENZZETTI, J.A.; SILVEIRA, I.C.A.; MIRANDA, L.B. Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chuí (RS). In: ROSSI-WONG- TSCHOWSKY, C. L. D. B. (Ed.). **O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil**. São Paulo: Edusp, p. 11-120, 2006.

CHELTON, D.B. Ocean-atmosphere coupling: mesoscale eddy effects, **Nat. Geosci.**, v. 6, p. 594–595, 2013.

CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S.K.; SCHLAX, M.G.; THUN, N.; FREILICH, M.; WENTZ, F.J.; GENTMANN, C.L.; MCPHADEN, M.J.; SCHOPF, P.S. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical Pacific. **J. Clim.**, v. 14, n. 7, p. 1479-1498, 2001.

CHELTON, D.B.; SCHLAX, M.G.; FREILICH, M.H.; MILLIFF, R.F. satellite measurements reveal persistent small-scale features in ocean winds. **Science**, v. 303, p. 978–983, 2004.

CHELTON, D. B.; SCHLAX, M.G.; WITTER, D.L.; RICHMANN, J.G. Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 95, n. C10, p. 17877-17903, 1990.

CHELTON, D.B.; WENTZ, F. J. Global microwave satellite observations of sea surface temperature for numerical weather prediction and climate research. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, n. 8, p. 1097-1115, 2005.

CHELTON, D.B.; XIE S.-P. Coupled Ocean-Atmosphere Interaction At Oceanic Mesoscales. **Oceanography**, v. 23(4), p. 52–69, 2010.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 4, p. 569-585, 2001.

COHEN, A. E.; CAVALLO, S.M.; CONIGLIO, M.C.; BROOKS, H.E. A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulating southeastern US cold season severe weather environments. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 3, p. 591-612, 2015.

COMBES, V.; MATANO, R. P. A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 2,

p. 731-756, 2014.

CONIGLIO, M. C.; CORREIA JR, J.; MARSH, P.T.; KONG, F. Verification of convection-allowing WRF model forecasts of the planetary boundary layer using sounding observations. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 3, p. 842-862, 2013.

DANDOU, A.; TOMBROU, M.; KALOGIROS, J.; BOSSIOLI, E.; BISKOS, G.; MIHALOPOULOS, N.; COE, H. Investigation of turbulence parametrization schemes with reference to the Atmospheric Boundary Layer over the Aegean Sea during etesian winds. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 164, n. 2, p. 303-329, 2017.

DE RUIJTER, W. Asymptotic analysis of the Agulhas and Brazilian Current systems. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 12(4), p. 361–373, 1982.

DONLON, C.J.; MARTIN, M.; STARK, J.; ROBERTS-JONES, J.; FIEDLER, E.; WIMMER, W. The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system. **Remote Sensing of Environment**, v. 116, p. 140-158, 2012.

DUDHIA, J. Overview of WRF Physics. **University Corporation for Atmospheric Research**, Boulder, CO, http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/tutorial/201401/Physics_full.Pdf, 2014.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, **J. Atmos. Sci.**, v. 46, p. 3077–3107, 1989.

FAIRALL, C.W.; BRADLEY, E.F.; ROGERS, D.P.; EDSON, J.B.; YOUNG, G.S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for TOGA COARE. **J. Geophys. Res.**, v. 101, p. 3747-3767, 1996.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; HARE, J. E.; GRACHEV, A. A.; EDSON, J. B. Bulk parameterization of air–sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. **J. Clim.**, v. 16, n. 4, p. 571-591, 2003.

FELIKS, Y.; GHIL, M.; SIMONNET, E. Low-frequency variability in the midlatitude atmosphere induced by an oceanic thermal front. **J. Atmos. Sci.**, v. 61, n. 9, p. 961-981, 2004.

FRENGER, I.; GRUBER, N.; KNUTTI, R.; MÜNNICH, M. Imprint of Southern Ocean eddies on winds, clouds and rainfall. **Nature Geoscience**, v. 6(8), p. 608-612, 2013.

GAN, M.; RAO, V. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293-1302, 1991.

- GONI, G.; KAMHOLZ, S.; GARZOLI, S.; OLSON, D. Dynamics of the Brazil-Malvinas Confluence based on inverted echo sounders and altimetry. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 101, n. C7, p. 16273-16289, 1996.
- HAIDVOGEL, D.B.; ARANGO, H.; BUDGELL, W.P.; CORNUELLE, B.D.; CURCHITSER, E.; DI LORENZO, E.; LEVIN, J. Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the Regional Ocean Modeling System. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3595-3624, 2008.
- HASHIZUME, H.; XIE, S.-P.; FUJIWARA, M.; SHIOTANI, M.; WATANABE, T.; TANIMOTO, Y.; LIU, W.T.; TAKEUCHI, K. . Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial **Pacific**. **J. Clim.**, v. 15, p. 3379–3393, 2002.
- HAYES, S.P.; MCPHADEN, M.J.; WALLACE, J.M. The influence of sea surface temperature on surface wind in the Eastern Equatorial Pacific: weekly to monthly variability. **J. Clim.**, v. 2, p. 1500–1506, 1989.
- HOGG, A. M. C.; DEWAR, W. K.; BERLOFF, P.; KRAVTSOV, S., HUTCHINSON, D. K. The effects of mesoscale ocean–atmosphere coupling on the large-scale ocean circulation. **J. Clim.**, v. 22(15), p. 4066-4082, 2009.
- HOLTON, J. R. An Introduction to Dynamic Meteorology, 2004. **Burlington, MA: Elsevier**.
- HONG, S. Y., NOH, Y., DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Monthly Weather Review**, v. 134(9), p. 2318-2341, 2006.
- HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108-4129, 2005.
- JANJIC, Z. I. The surface layer parameterization in the NCEP Eta Model. **World Meteorological Organization-Publications-WMO TD**, p. 4.16-4.17, 1996.
- JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927-945, 1994.
- JIMÉNEZ, P. A.; DUDHIA, J.; GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; NAVARRO, J.; MONTÁVEZ, J. P. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 3, p. 898-918, 2012.

- KAIN, J. S. The Kain–Fritsch convective parameterization: an update, **J. Appl. Meteorol.**, v. 43, p. 170–181, 2004.
- KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. In: **The representation of cumulus convection in numerical models**. American Meteorological Society, Boston, MA, p. 165-170, 1993.
- KAUFMANN, T. ; ANABOR, V. Análise de quatro casos de advecção de nebulosidade rasa no Sul do Brasil por atuação de Anticiclones Transientes na região CBM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010, Belém / Brasil. Anais... Rio de Janeiro: SBMET, 2010.
- KESSLER, E. **On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations**. American Meteorological Society, p. 1-84, 1969.
- KILPATRICK, T.; SCHNEIDER, N.; QIU, B. Boundary layer convergence induced by strong winds across a midlatitude SST front. **J. Clim.**, v. 27, n. 4, p. 1698-1718, 2014.
- LEHNER, M. **Observations and large-eddy simulations of the thermally driven cross-basin circulation in a small, closed basin**. The University of Utah, 2012.
- LEYBA, I. M.; SARACENO, M.; SOLMAN, S. A. Air-sea heat fluxes associated to mesoscale eddies in the Southwestern Atlantic Ocean and their dependence on different regional conditions. **Climate Dynamics**, v. 49, n. 7-8, p. 2491-2501, 2017.
- LINDZEN, R. S.; NIGAM, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. **J. Atmos. Sci.**, v. 44, n. 17, p. 2418-2436, 1987.
- LIU, W.; XIE, X.; POLITO, P.S.; XIE, S.-P.; HASHIZUME, H. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by quickscat and tropical rain measuring mission. **Geophys. Res. Lett.**, v. 27, p. 2545–2548, 2000.
- MÄCHEL, H.; KAPALA, A.; FLOHN, H. Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. **International Journal of Climatology**, v. 18, n. 1, p. 1-22, 1998.
- MARTINS, F. R.; GUARNIERI, R. A.; PEREIRA, E. B. O aproveitamento da energia eólica. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 30, n. 1, p. 1304, 2008.
- MELLOR, G. L., YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews Of Geophysics**, v. 20(4), p. 851-875, 1982.
- MENDONÇA, L. F.; SOUZA, R. B.; ASEFF, C. R. C.; PEZZI, L. P.; MÖLLER, O. O.;

ALVES, R. C. M. Regional modeling of the water masses and circulation annual variability at the Southern Brazilian Continental Shelf. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122(2), p. 1232-1253, 2017.

MILLER, A. J.; COLLINS, M.; GUALDI, S.; JENSEN, T. G.; MISRA, V., PEZZI, L. P.; TSENG, Y. H. Coupled ocean–atmosphere modeling and predictions. **Journal of Marine Research**, v. 75, n. 3, p. 361-402, 2017.

MINOBE, S.; KUWANO-YOSHIDA, A.; KOMORI, N., XIE, S. P., SMALL, R. J. Influence of the Gulf Stream on the troposphere. **Nature**, v. 452(7184), p. 206-209, 2008.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D14, p. 16663-16682, 1997.

MONIN, A. S.; OBUKHOV, A. M. F. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. **Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR**, v. 151, n. 163, p. e187, 1954.

MOISSEEVA, N. **Dynamical analysis of sea breeze hodograph rotation in Sardinia: [supplementary material]**. Tese de Doutorado. University of British Columbia, 2014.

OLIVEIRA, L. R. **Energética do Atlântico sudoeste a partir de observações Lagrangeanas e de simulações do Parallel Ocean Climate Model**. Tese de Doutorado. Tese (Doutorado em Oceanografia Física, Química e Geológica)—Universidade Federal do Rio Grande, 2008.

O'NEILL, L. W.; ESBENSEN, S. K.; THUM, N.; SAMELSON, R. M.; CHELTON, D. B. Dynamical analysis of the boundary layer and surface wind responses to mesoscale SST perturbations. **Journal of Climate**, v. 23, n. 3, p. 559-581, 2010.

PERLIN, N.; DE SZOEKE, S. P.; CHELTON, D. B.; SAMELSON, R. M.; SKYLLINGSTAD, E. D.; O'NEILL, L. W. Modeling the atmospheric boundary layer wind response to mesoscale sea surface temperature perturbations. **Monthly Weather Review**, v. 142(11), p. 4284-4307, 2014.

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

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. D.; QUADRO, M. F. A review on the ocean-atmosphere interaction processes in regions of strong sea surface temperature gradients of the South Atlantic Ocean based on observational data. **Revista Brasileira De Meteorologia**, v.

31(4), p. 428-453, 2016.

PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.; MATA, M.M.; GARCIA, C.A.E.; CAMARGO, R. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas Confluence region. **J. Geophys. Res.**, v. 114, D19103, Doi:10.1029/2008jd011379, 2009.

PEZZI, L.P.; SOUZA, R.B.; DOURADO, M.S.; GARCIA, C.A.E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M.A.F. Ocean-atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, 2005.

PIVA, E.D.; MOSCATI, M.C.L.; GAN, M.A. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste a América do Sul. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 23, p. 450-476, 2008.

PUTRASAHAN, D. A.; MILLER, A. J.; H. SEO. Isolating mesoscale coupled ocean–atmosphere interactions in the Kuroshio Extension region. **Dyn. Atmos. Oceans**, v. 63, p. 60–78. 2013

REID, J.L.; NOWLIN JR., W.D.; PATZERT, W.C. On the characteristics and circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. **J. Phys. Ocean.**, v. 7, p. 62-91, 1977.

RICCHI, A., MIGLIETTA, M. M., BARBARIOL, F., BENETAZZO, A., BERGAMASCO, A., BONALDO, D., SCLAVO, M. Sensitivity of a Mediterranean Tropical-Like cyclone to different model configurations and coupling strategies. **Atmosphere**, v. 8(5), p. 92, 2017.

SAHA, S., MOORTHY, S., PAN, H. L., WU, X., WANG, J., NADIGA, S., LIU, H. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91(8), p. 1015-1057, 2010.

SAMELSON, R. M., SKYLLINGSTAD, E. D., CHELTON, D. B., ESBENSEN, S. K., O'NEILL, L. W., THUM, N. On the coupling of wind stress and sea surface temperature. **J. Clim.**, v. 19(8), n. 1557-1566, 2006.

SARACENO, M.; PROVOST, C.; PIOLA, A.R.; BAVA, J.; GAGLIARDINI, A. Brazil Malvinas frontal system as seen from 9 years of advanced very high resolution radiometer data. **J. Geophys. Res.**, v. 109, C05027, 2004.

SEO, H.; MURTUGUDDE, R.; JOCHUM, M.; MILLER, A. Modeling of mesoscale coupled ocean–atmosphere interaction and its feedback to ocean in the Western Arabian Sea. **Ocean Model**, v. 25, p. 120–131, 2008.

SHCHEPETKIN, A.F., MCWILLIAMS, J.C. Correction and commentary for “Ocean forecasting in terrain-following coordinates: Formulation and skill assessment of the

regional ocean modeling system” by Haidvogel et al., J. Comp. Phys. 227, pp. 3595–3624. **Journal of Computational Physics**, v. 228(24), n. 8985-9000, 2009.

SHCHEPETKIN, A.F.; MCWILLIAMS, J.C. The Regional Ocean Modeling System (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **J. Comp. Phys.**, v. 227, p. 3595–3624, 2005.

SHI, R., CHEN, J., GUO, X., ZENG, L., LI, J., XIE, Q., WANG, D. Ship observations and numerical simulation of the marine atmospheric boundary layer over the spring oceanic front in the northwestern South China Sea. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 122(7), p. 3733-3753, 2017.

SHI, R.; GUO, X.; WANG, D.; ZENG, L.; & CHEN, J. Seasonal variability in coastal fronts and its influence on sea surface wind in the northern South China Sea. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 119, p. 30-39, 2015.

SHIN, H.H.; HONG, S.Y. Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF model for a single day from cases-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 139(2), n. 261-281, 2011.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF version 2**. National Center For Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale and Microscale Meteorology Div, 2005.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF version 3**. NCAR technical note, Mesoscale and Microscale Meteorology Division. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 2008.

SKYLLINGSTAD, E. D.; VICKERS, D.; MAHRT, L.; SAMELSON, R. Effects of mesoscale sea surface temperature fronts on the marine atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 123(2), n. 219-237, 2007.

SMALL, R.J.; SZOEKE, S.P.; XIE, S.-P.; O’NEILL, L.; SEO, H.; SONG, Q.; CORNILLON, P.; SPALL, M.; MINOBE, S. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dyn. Atmos. Oceans**, v. 45, p. C274–319, 2008.

SONG, Q.; CHELTON, D.B.; ESBENSEN, S.K.; THUM, N.; O’NEILL, L.W. On the coupling between sea surface temperature and low-level winds in mesoscale numerical models. **J. Clim.**, v. 22, p. 146–164, 2009.

SONG, Q.; CORNILLON, P.; HARA, T. Surface wind response to oceanic fronts. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 111(C12), 2006.

SPALL, M. A . Midlatitude wind stress–sea surface temperature coupling in the vicinity of oceanic fronts. **J. Clim.**, v. 20(15), p. 3785-3801, 2007.

STARK, J. D.; DONLON, C.; O’CARROLL, A.; CORLETT, G. Determination of aatsr biases using the ostia sst analysis system and a matchup database. **Journal Of Atmospheric And Oceanic Technology**, v. 25(7), n. 1208-1217, 2008.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 104 (C9), p. 20.863- 20.883, 1999.

STRAMMA, L.; PETERSON, R.G. The South Atlantic Current. **J. Phys. Ocean.**, v. 20, p. 846-859, 1990.

STRUB, P. T.; JAMES, C.; COMBES, V.; MATANO, R. P.; PIOLA, A. R.; PALMA, E. D.; SARACENO, M.; GUERRERO, R. A.; FENCO, H.; RUIZ-ETCHEVERRY, L. A. Altimeter-derived seasonal circulation on the southwest Atlantic shelf: 27°–43° S. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, n. 5, p. 3391-3418, 2015.

STULL, R. **Practical meteorology: an algebra-based survey of atmospheric science**, Dept. of earth, ocean & atmospheric sciences, University of British Columbia, Vancouver, BC, Canada. 2015.

TAKATAMA, K.; MINOBE, S.; INATSU, M.; SMALL, R. J. Diagnostics for near-surface wind convergence/divergence response to the Gulf Stream in a regional atmospheric model. **Atmospheric Science Letters**, v. 13(1), p. 16-21, 2012.

TAYLOR, K. E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106(D7), p. 7183-7192, 2001.

TOKINAGA, H.; Tanimoto, Y.; XIE, S.-P. SST-Induced surface wind variations over the Brazil-Malvinas Confluence: satellite and in situ observations. **J. Clim.** v. 18, p. 3470–3482, 2005.

WAINER, I.; TASCHETTO, A.; SOARES, J.; DE OLIVEIRA, A. P.; OTTO-BLIESNER, B.; BRADY, E. Intercomparison Of Heat Fluxes In The South Atlantic. Part I: The Seasonal Cycle. **J. Clim.**, v. 16(4), p. 706-714, 2003.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. Academic press, 2006.

WALLACE, J.M.; MITCHELL, T.P.; DESER, C.J. The influence of sea surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific: Seasonal and interannual

variability. **J. Clim.**, v. 2, n. 12, p. 1492-1499, 1989.

WARNER, J.C.; ARMSTRONG, B., HE R., ZAMBON, J.B. Development of a coupled Ocean–Atmosphere–Wave– Sediment Transport (COAWST) modeling system. **Ocean Modelling**, v. 35, p. 230–244, 2010.

XIE, S.-P. Satellite observations of cool ocean–atmosphere interaction. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 85, p. 195–208, 2004.

XIE, B.; FUNG, J. C.; CHAN, A.; LAU, A. Evaluation of nonlocal and local planetary boundary layer schemes in the WRF model. **Journal Of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117(D12), 2012.

Xu, M.; Xu, H. Atmospheric responses to Kuroshio SST front in the East China Sea under different prevailing winds in winter and spring. **Journal of Climate**, v. 28(8), p. 3191-3211, 2015.

XUE, H.; PAN, Z.; BANE JR., J. M. A 2D coupled atmosphere–ocean model study of air–sea interactions during a cold air outbreak over the Gulf Stream. **Monthly weather review**, v. 128(4), p. 973-996, 2000.

ZAMBON, J. B.; HE, R.; WARNER, J. C. Investigation Of Hurricane Ivan Using The Coupled Ocean–Atmosphere–Wave–Sediment Transport (COAWST) Model. **Ocean Dynamics**, v. 64(11), p. 1535-1554, 2014.

ZHANG, D.; ANTHES, R.A. A high-resolution model of the planetary boundary layer - Sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21(11), p. 1594-1609, 1982.

ZILITINKEVICH, S. Non-local turbulent transport: Pollution dispersion aspects of coherent structure of connective flows. **WIT Transactions on Ecology and the Environment**, v. 9, 1970.

Apêndice A – Descrição dos dados hidrográficos

Tabela A.1 – Localização das estações de coleta durante a OP32. Número da estação, hora, posição geográfica, sub-área e equipamentos lançados (RDS ou XBT).

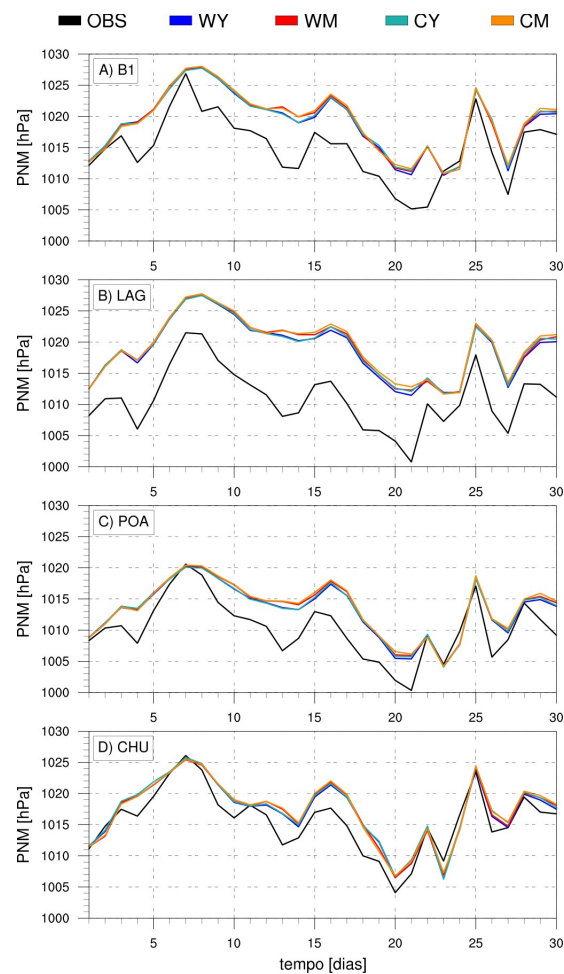
Nº	Data / Hora (UTC)	Lat (°S)	Lon(°W)	Equipamento
1	13-10-2013 1323	33.04	51.51	RS
001	13-10-2013 1912	33.00	51.31	XBT
2	14-10-2013 0347	35.19	50.51	RS
002	14-10-2013 0942	35.11	50.30	XBT
3	14-10-2013 2034	37.50	49.49	RS
4	15-10-2013 0503	38.00	50.50	RS
5	15-10-2013 1005	38.68	51.17	RS
003	15-10-2013 1118	38.00	50.30	XBT
6	15-10-2013 1355	39.22	51.40	RS
004	15-10-2013 1611	38.40	51.10	XBT
005	15-10-2013 1959	38.40	51.10	XBT
7	15-10-2013 2120	39.82	51.91	RS
8	16-10-2013 0526	40.46	52.47	RS
9	16-10-2013 1335	41.17	53.00	RS
006	16-10-2013 1957	41.98	52.59	XBT
10	17-10-2013 0013	41.83	53.42	RS
007	17-10-2013 0810	42.33	53.25	XBT
11	17-10-2013 0812	42.58	53.42	RS
12	17-10-2013 1326	43.50	53.42	RS
13	17-10-2013 2212	44.26	53.17	RS
008	17-10-2013 2237	44.18	53.85	XBT
14	18-10-2013 0219	44.88	53.19	RS
009	18-10-2013 0231	44.52	53.11	XBT
15	18-10-2013 1210	45.30	53.85	RS
010	18-10-2013 1224	45.18	53.50	XBT
011	18-10-2013 1952	46.07	54.57	XBT
16	18-10-2013 1955	46.01	54.95	RS
012	18-10-2013 2000	46.07	54.57	XBT

Apêndice B – Comparação entre os dados observados e simulados

Este apêndice complementa a discussão da seção 4.2.1. São apresentados os gráficos de distribuição temporal dos dados observados e simulados para o mês de outubro de 2013.

Apresenta-se na Figura A.1 a série temporal de PNM.

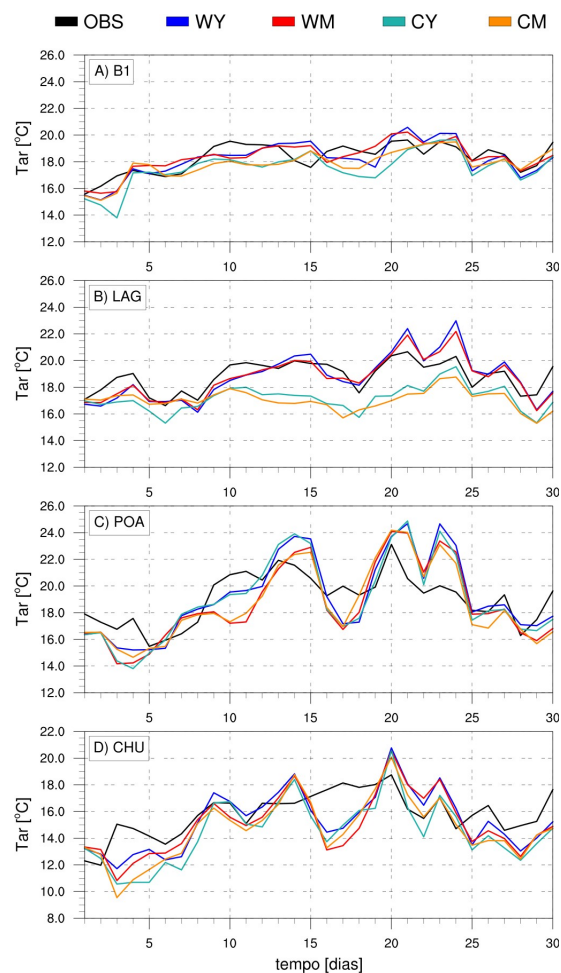
Figura A.1 – Série temporal de PNM.



Fonte: do autor.

Apresenta-se na Figura A.2 a série temporal de Tar para o mês de outubro de 2013.

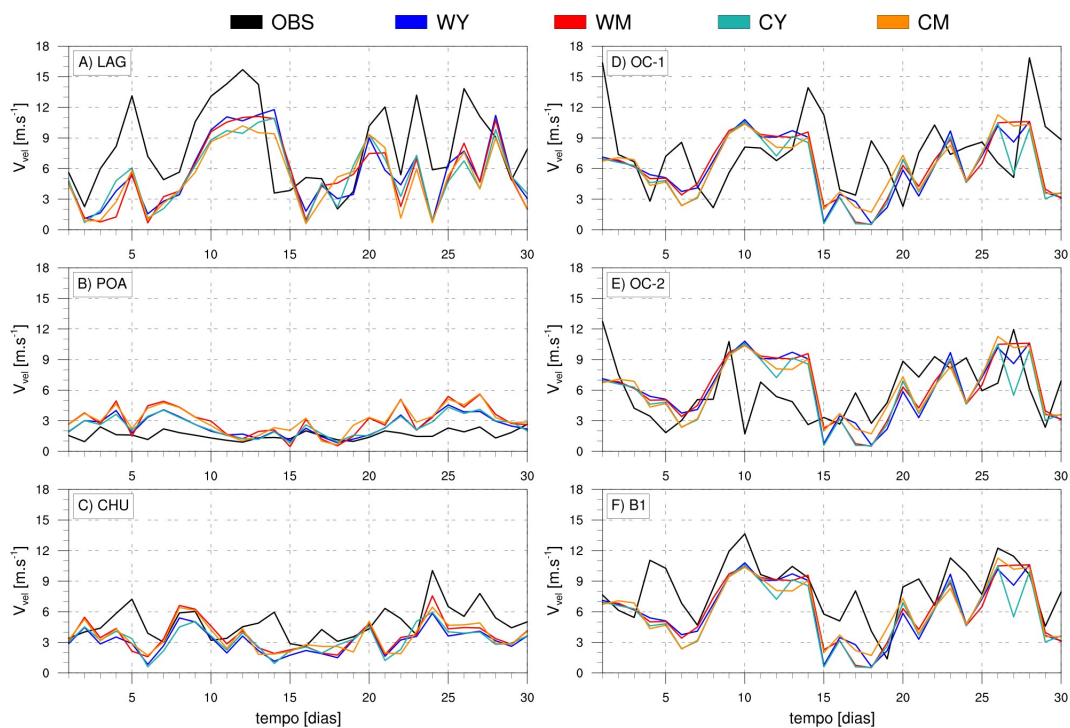
Figura A.2 – Série temporal de Tar.



Fonte: do autor

Apresenta-se na Figura A.3 a série temporal de V_{vel} para o mês de outubro de 2013.

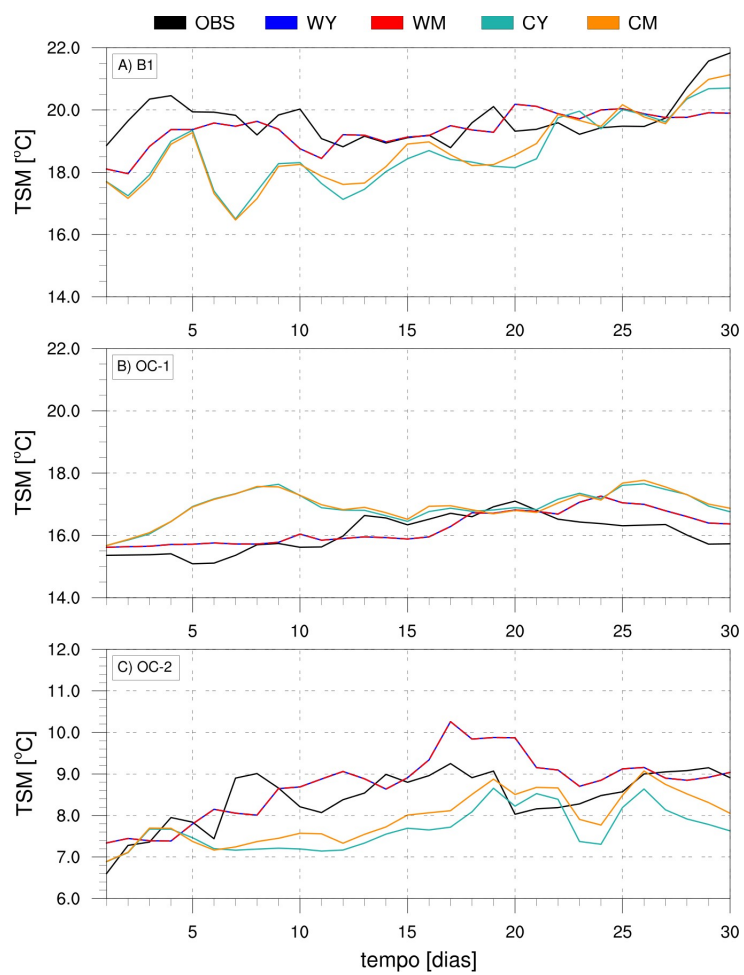
Figura A.3 – Série temporal de V_{vel} .



Fonte: do autor.

Apresenta-se na Figura A.4 a série temporal de TSM para o mês de outubro de 2013.

Figura A.4 – Série temporal de TSM.

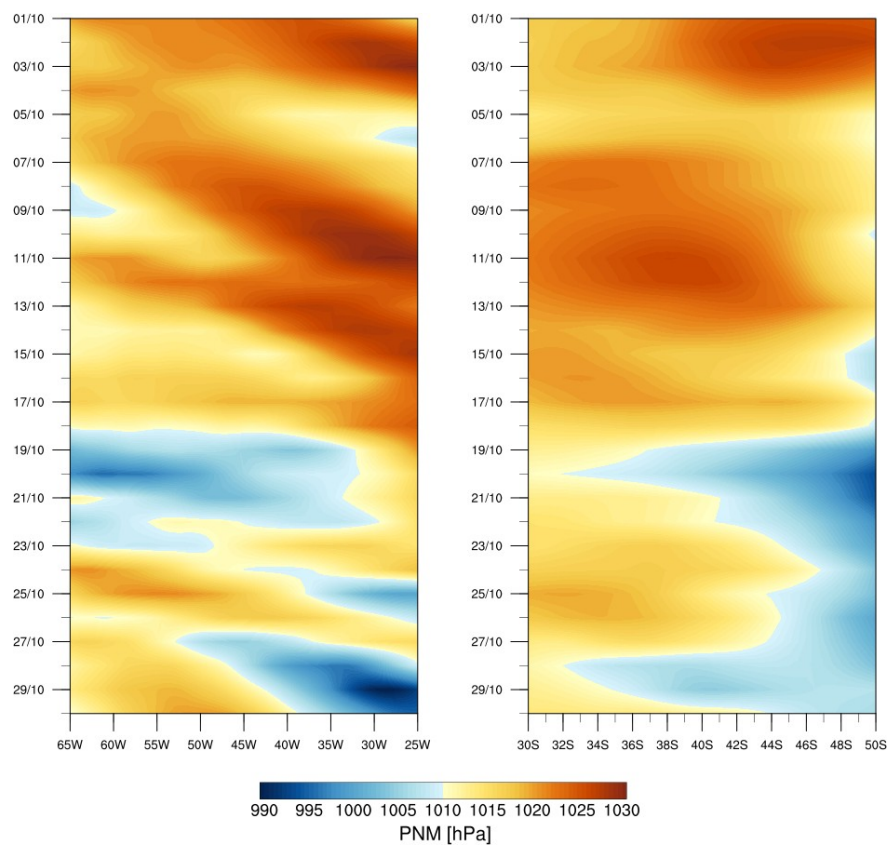


Fonte: do autor.

Apêndice C – Seleção dos casos

A Figura C.1 apresenta o diagrama Hovmöller de PNM em função da longitude e latitude, para o mês de outubro de 2013, como complemento à análise apresentada na seção 5.1. Neste caso, o intervalo entre os dias 18 e 26 foi considerado.

Figura C.1 - Diagrama Hovmöller para PNM



Fonte: do autor.

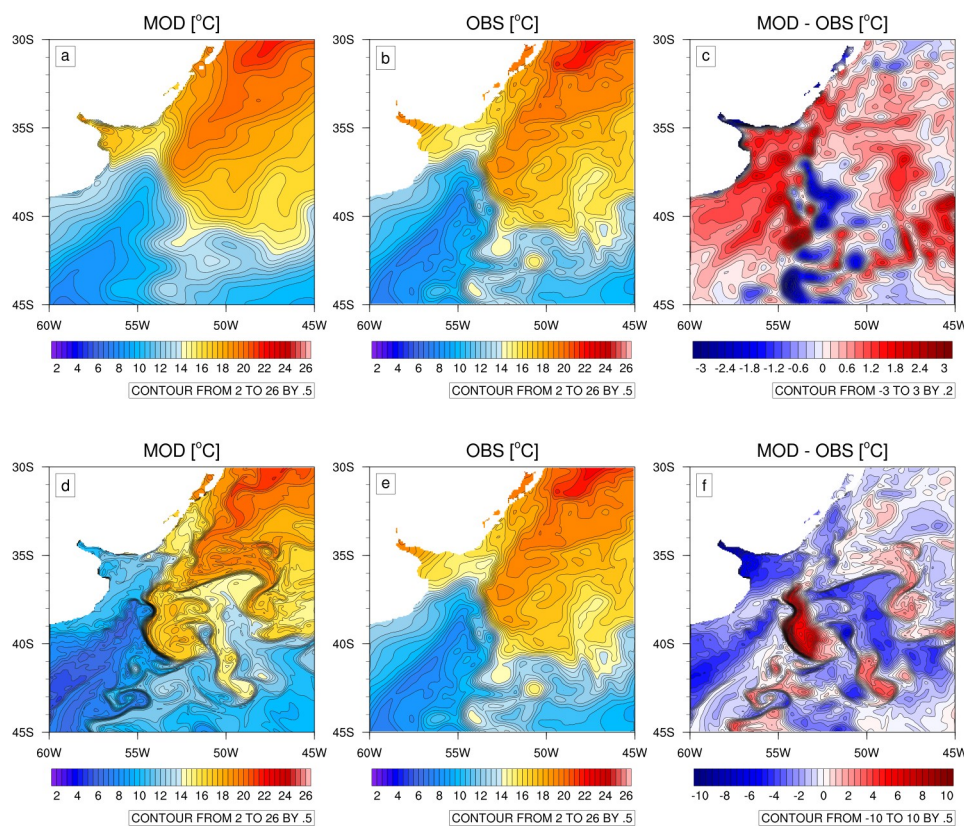
Apêndice D – Estudos de casos

Este apêndice complementa a discussão dos resultados apresentados nas seções 5.2 e 5.3.

D.1 Caso: gradiente de TSM mais intenso

A Figura D.1.1 apresenta a distribuição espacial de TSM simulada, TSM observada e a diferença entre o modelo e a observação (MOD – OBS) para o dia 25-10-2013.

Figura D.1.1 - Diferença entre a TSM observada e simulada para o dia 25-10-2013.



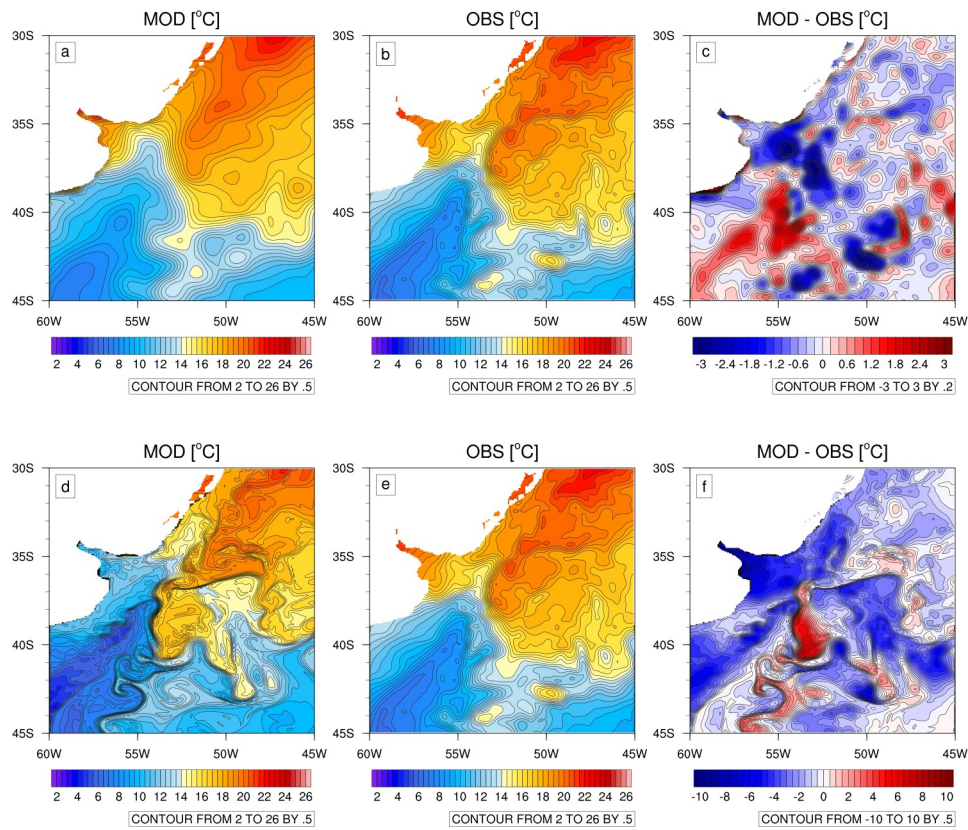
Distribuição espacial de TSM: (a) WRF, (b,e) OSTIA e (d) COAWST. Diferença MOD – OBS: (c) WRF e (f) COAWST.

Fonte: do autor.

D.2. Caso: gradiente de TSM menos intenso

A Figura D.2.1 apresenta a distribuição espacial de TSM simulada, TSM observada e a diferença entre o modelo e a observação (MOD – OBS) para o dia 20-10-2013.

Figura D.2.1 - Diferença entre a TSM observada e simulada para o dia 20-10-2013.



Distribuição espacial de TSM: (a) WRF, (b,e) OSTIA e (d) COAWST. Diferença MOD – OBS: (c) WRF e (f) COAWST.

Fonte: do autor.

Manuscript Details

Manuscript number	ATMOSRES_2017_761
Title	Oceanic features from Brazil-Malvinas Confluence impacting local lower atmosphere behaviours
Article type	Research Paper

Abstract

Marine Atmospheric Boundary Layer responses to the Brazil-Malvinas Confluence (BMC), in the Southwestern Atlantic Ocean, under two different atmospheric conditions, a high and a low Sea Level Pressure (SLP; with perpendicular and parallel wind crossing the BMC, respectively) are examined using two high-resolution numerical modeling in which along and across-frontal transects are selected. The main goal of this study is to analyse in what conditions the lower order terms of the momentum budget tendencies in the Marine Atmospheric Boundary Layer (MABL) affects its dynamic. To reach this goal, it was first analysed the behavior of the MABL in terms of the physical characteristics and heat fluxes. As its already suggested, the mechanisms of hydrostatic adjustment and vertical mixing coexist in the BMC under the two specific synoptic conditions analyzed, and operate in different ways in each side, warm and cold, of the BMC front. We also shown quantity evidences that, under the high SLP case, the behavior of the PBL responds to a thermal-driven mechanism and the lower order terms are negligible, with winds in quasi-geostrophic balance. On the other hand, on the lower SLP case, PBL is influenced by mechanical-driven mechanisms, in which the frictional and advective terms are at same order of the gradient pressure term.

Keywords	Brazil-Malvinas Confluence; Marine Atmospheric Boundary Layer; WRF; COAWST; momentum budget tendency
Manuscript category	Mesoscale meteorology and numerical modelling
Corresponding Author	Regiane Moura
Corresponding Author's Institution	National Institute for Spatial Research
Order of Authors	Regiane Moura
Suggested reviewers	Hyodae Seo, Arthur Miller, Ronald Souza

Assunto Successfully received: submission Oceanic features from Brazil-Malvinas
Confluence impacting local lower atmosphere behaviours for Atmospheric Research
De Atmospheric Research <EvisSupport@elsevier.com>
Para <regiane.moura@cptec.inpe.br>
Responder para <atmos@elsevier.com>
Data 2017-08-31 23:52

This message was sent automatically. Please do not reply.

Ref: ATMOSRES_2017_761

Title: Oceanic features from Brazil-Malvinas Confluence impacting local lower atmosphere behaviours

Journal: Atmospheric Research

Dear Ms. Moura,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Atmospheric Research. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=ATMOSRES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Atmospheric Research

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2017 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.