



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16633-TDI/1604

**INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA SOBRE O
ATLÂNTICO SUDOESTE NA REGIÃO DA
CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

Lucimara Russo

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Ronald Buss de Souza, aprovada em 16 de
outubro de 2009

Registro do documento original:
<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/09.18.19.08>

INPE
São José dos Campos
2009

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) 3945-6911/6923
Fax: (012) 3945-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant'Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16633-TDI/1604

**INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA SOBRE O
ATLÂNTICO SUDOESTE NA REGIÃO DA
CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS**

Lucimara Russo

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelos Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Ronald Buss de Souza, aprovada em 16 de
outubro de 2009

Registro do documento original:
<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/09.18.19.08>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Russo, Lucimara.

R91in Interação oceano-atmosfera sobre o Atlântico sudoeste na região da confluência Brasil-Malvinas / Lucimara Russo. – São José dos Campos : INPE, 2009.
 119 p. ; (INPE-16633-TDI/1604)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientadores : Drs. Luciano Ponzi Pezzi, e Ronald Buss de Souza.

1. Confluências Brasil-Malvinas. 2. Interação oceano-atmosfera. 3. Camada limite atmosférica. 4. Assimilação de dados. 5. Análise sinótica. I.Título.

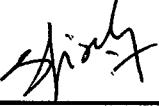
CDU 55.5(81)(829.1)

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Gilberto Fernando Fisch


Presidente / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Luciano Ponzi Pezzi


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

Dr. Ronald Buss de Souza


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Daniel Pires Bittencourt


Convidado(a) / FUNDACENTRO / Florianópolis - SC

Aluno (a): Lucimara Russo

São José dos Campos, 16 de outubro de 2009

“Assim como tu não sabes qual o caminho do vento, nem como se formam os ossos no ventre da mulher grávida, assim também não sabes as obras de Deus, que faz todas as coisas”.

BÍBLIA SAGRADA
em “Ec-11:5”

A meus pais e irmãos pelo apoio e carinho ...

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a minha essência ... o que sou e tenho hoje, agradeço a JESUS, obrigada pela força, saúde, disposição, sabedoria e pela oportunidade de realizar esta pesquisa, não conseguiria sem Tua ajuda, sem Teu cuidado, sem Teu amor!

A meus pais Gilberto e Lúcia, e meus irmãos Daniele e Junior, o meu refúgio, minha saudade, meu colo, que sempre me apoiaram através de palavras e mimos. Obrigada pelo amor incondicional e único.

À pessoa mais linda desse mundo, meu eterno amor Rick, que sempre esteve ao meu lado, antes como amigo, agora como meu futuro marido. Obrigada pelas mensagens, cartas, visitas, viagens, pelo teu carinho e amor.

Aos meus orientadores Dr. Luciano e Dr. Ronald, pelo auxílio, orientação, sugestões e principalmente pela paciência em me ensinar a trilhar esse caminho árduo e prazeroso que é a ciência. Em especial ao Dr. Sapucci, que muito me ajudou nas modelagens numéricas.

Aos meus amigos do curso de Pós-Graduação em Meteorologia do Inpe, que me auxiliaram no crescimento pessoal e profissional, aqueles com os quais compartilhei momentos alegres e tristes nos cafezinhos, churrascos, almoços ... jamais serão esquecidos. Em especial: Antônio, Carlos, Daiana, Rita, Enrique, Franklin, Helena, Iury, Jairo, Vinícios, Marcelo, Rosário, Solange, Sheila, Tânia, e todos os quais não citei, estão no meu coração. Obrigada turma!

Aos companheiros da sala do ‘super’, ao Ricardo, Cláudio e Marcos, pelo socorro com o linux, grads, scripts e pelas tantas risadas.

À Suzana e Ivan, pela hospitalidade e cuidado que tiveram comigo, aos tantos momentos felizes que participei naquela casa, obrigada por me adotarem por um tempo.

Aos amigos da Computação, Flávia, Laurita, Ana, Plínio e Rudinei pela sincera amizade e apoio.

E por último e não menos importante, ao CNPq, cujos recursos possibilitaram dedicação a esta pesquisa.

RESUMO

Os processos de interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste sobre a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), foram estudados neste trabalho. A região da CBM é considerada uma das mais energéticas do oceano, e dispõe de características únicas pelo fato de sua formação ser marcada pelo contraste de massas d'água associadas a correntes marinhas distintas. A Corrente do Brasil (quente e salina), ramo da Corrente Sul-Equatorial flui na direção sul e se encontra com a Corrente das Malvinas (fria, menos salina), que flui na direção norte, ramo da Corrente Circumpolar Antártica. Neste trabalho foram descritos e estudados através de análise de dados *in situ* e modelagem numérica com assimilação de dados, os mecanismos responsáveis pela interação oceano-atmosfera na região da CBM. Analisou-se a estrutura vertical da Camada Limite Atmosférica (CLA) nessa região em função das condições superficiais oceânicas. Foram utilizadas as observações simultâneas das propriedades físicas do oceano e da atmosfera coletadas a bordo do N.Ap.Oc. Ary Rongel da Marinha Brasileira enquanto o navio cruzava a região da CBM, considerando os períodos de amostragem de quatro campanhas em anos distintos de 2004 a 2007. Os resultados mostram que a CLA é modulada pelo forte gradiente de TSM, através do mecanismo físico de estabilidade estática, sem a presença de sistemas de grande escala sobre a região. No lado quente da CBM, a CLA é mais instável e o vento em superfície mais intenso. Esta região mais quente também apresenta maiores valores de fluxos de calor. Por outro lado, sobre o lado frio da CBM, a CLA é mais estável e os ventos em superfície são menos intensos, com menores fluxos de calor. A altura do topo da CLA no lado quente é maior comparado com o lado frio da CBM. Os resultados do modelo atmosférico reproduzem os padrões de circulação de grande escala e as condições sinóticas presentes na região da CBM, e também reproduzem os mesmos mecanismos de instabilidade da CLA que foram observados nos dados *in situ*. Uma das principais contribuições desse estudo foi mostrar que a simulação numérica é sensível a assimilação destes dados, em parte melhorando a qualidade destas simulações. Nos perfis de umidade relativa e componentes meridional e zonal do vento, por exemplo, o perfil da atmosfera simulado representou melhor a atmosfera real nos baixos e altos níveis, quando comparados com os resultados do experimento sem a inclusão desses dados.

OCEAN-ATMOSPHERE INTERACTIONS ON THE ATLANTIC SOUTH REGION OF BRAZIL-MALVINAS CONFLUENCE

ABSTRACT

The processes of air-sea interaction in the Southwest Atlantic region on the Brazil-Malvinas Confluence (BMC), were studied in this work. Considered one of the most energetic of the ocean, the region of the BMC has unique feature caused by the thermal contrast of the water masses associated with different ocean currents. The Brazil Current (warm and saline) is a branch of South Equatorial Current, flows southwards and meets the Malvinas Current (cold, less saline) which flows northwards and is a branch of the Antarctic Circumpolar Current. In this work were analyzed in situ data and numerical modeling results with data assimilation. It was also investigated the responsible mechanisms for the air-sea interaction in the region of the BMC, specifically analyzing the structure of Atmospheric Boundary Layer (ABL) on the ocean in the region. Were used simultaneous observations of the physical properties of the ocean and the atmosphere aboard the Brazilian Navy Oceanographic Support Ship Ary Rongel while crossing the BMC region covering the period of 2004 to 2007. The results showed that the ABL is modulated by the strong gradient of SST, through the physical mechanism of static stability, without the presence of large scale systems in the region. In the warm side of BMC, the ABL is more unstable and the wind at the surface more intense. The warmer region also presents higher values of heat fluxes. Moreover, on the cold side of the BMC, the ABL is more stable and the surface winds are less intense, with lower heat fluxes. The height of the top of ABL on the warm side is greater compared to the cold side of the BMC. The model results reproduce the atmospheric circulation patterns and large-scale synoptic conditions in the region of the BMC, and also reproduce the same mechanisms of instability of ABL observed in the in situ data. One of the main contributions of this study was to show that the simulations are sensitive to assimilation of these data, in part by improving the quality of the simulations. In the relative humidity profiles and zonal and meridional wind components, for example, the profile of the atmosphere simulated better represented the real atmosphere in the low and high levels, when compared with the results of the experiment without the inclusion of such data.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
1 INTRODUÇÃO	29
1.1 Aspectos Gerais	29
1.2 Objetivos	30
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
2.1 Estudos sobre Interação Oceano-Atmosfera	33
2.2 Variabilidade oceânica no Atlântico Sudoeste	35
2.2.1 Confluência Brasil-Malvinas	37
2.3 Camada Limite Atmosférica	41
2.4 Cálculo dos Fluxos de Calor e Momentum	46
2.5 Método de Assimilação de Dados	47
3 DADOS E METODOLOGIA	51
3.1 Dados	51
3.2 Metodologia	55
3.2.1 Análise dos dados <i>in situ</i>	55
3.2.2 Assimilação de Dados	55
4 RESULTADOS - DADOS <i>IN SITU</i>	61
4.1 Análise Sinótica da Atmosfera para Região Estudada.	61
4.2 Análise Sinótica do Oceano para Região Estudada.	66
4.3 Características da CLA na CBM.	68
4.4 Estabilidade Estática versus Hidrostática e Fluxos de Calor.	74
5 RESULTADOS - SIMULAÇÕES NUMÉRICAS	81

5.1	Análise Sinótica com o Modelo Atmosférico ETA	83
5.2	Características da CBM.	87
5.3	Impacto das radiossondagens nas simulações	95
6	CONCLUSÃO	109
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Circulação Superficial média do Oceano Atlântico Sul.	37
2.2 Encontro da CB com a CM, indicando a região da CBM.	38
2.3 TSM ($^{\circ}$ C) através de imagem de satélite, onde o vórtice está indicado por um círculo vermelho.	39
2.4 Perfil de Temperatura (K) na atmosfera e no oceano (escalas em cores) medidos simultaneamente pelas radiossondas e XBT ao longo da trajetória do NApOc Ary Rongel durante o período de 1 a 3 de novembro de 2004. Os vetores representam o vento meridional (m/s) e a magnitude de referência é mostrada no canto superior direito.	41
2.5 Atmosfera neutra.	44
2.6 Atmosfera estável.	44
2.7 Atmosfera instável.	45
3.1 Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel.	52
3.2 Operação de lançamento de radiossondas atmosféricas realizado em novembro de 2004 a bordo do NApOc Ary Rongel.	52
3.3 Posicionamento da CBM com os dados de TSM (em cores) obtidas através do AMSR-E e vetores de vento à superfície, para o período da OP24.	54
3.4 Diagrama ilustrativo do fluxo de dados em uma rodada cíclica na versão regional do modelo PNT do CPTEC.	59
4.1 Carta sinótica de pressão ao nível do mar. Painel A: dia 2 de novembro de 2004 no horário das 00 UTC. Painel B: dia 2 de novembro de 2004 no horário das 12 UTC. Painel C: dia 3 de novembro de 2004 no horário das 00 UTC. Painel D: dia 3 de novembro de 2004 no horário das 12 UTC. . .	62
4.2 Carta sinótica de pressão ao nível do mar. Painel A: dia 28 de outubro de 2005 no horário das 00 UTC. Painel B: dia 28 de outubro de 2005 no horário das 12 UTC.	63
4.3 Carta sinótica de pressão ao nível do mar. Painel A: dia 27 de outubro de 2006 no horário das 00 UTC. Painel B: dia 27 de outubro de 2006 no horário das 12 UTC. Painel C: dia 28 de outubro de 2006 no horário das 00 UTC. Painel D: dia 28 de outubro de 2006 no horário das 12 UTC. . .	64

4.4	Carta sinótica de pressão ao nível do mar. Painel A: dia 16 de outubro de 2007 no horário das 00 UTC. Painel B: dia 16 de outubro de 2007 no horário das 12 UTC.	65
4.5	Posições das radiossondas atmosféricas (pontos negros) a partir do NApOc Ary Rongel nas OP23 e OP24 (2004 e 2005), juntamente com a magnitude do vento obtida pelo escaterômetro a bordo do satélite QuikScat, sobrepostos ao mapa de TSM (cores) obtido pelo sensor AMSR-E do satélite Aqua.	67
4.6	O mesmo para as OP25 e OP26 (2006 e 2007).	67
4.7	Altura da CLA na região da CB, com a Temperatura Potencial Virtual e Razão de Mistura medidas através da radiossonda no dia 27 de outubro de 2006 às 13 UTC.	69
4.8	Altura da CLA na região da CM, com a Temperatura Potencial Virtual e Razão de Mistura medidas através da radiossonda no dia 03 de novembro de 2004 às 05 UTC.	69
4.9	Média da Altura da CLA na região da CB.	71
4.10	Média da Altura da CLA na região da CM.	71
4.11	Perfil Vertical da Temperatura Potencial Virtual (K). Medidas através de radiossondas nos dias 27 e 28 de outubro de 2006.	72
4.12	Perfil Vertical da Umidade (g/kg). Medidas através de radiossondas nos dias 27 e 28 de outubro de 2006.	73
4.13	No painel superior tem-se o parâmetro de estabilidade dado pela TSM-Tar ($^{\circ}C$). No painel central, a velocidade do vento (m/s). No painel inferior os fluxos de calor sensível mais o fluxo de calor latente $\times (10W/m^2)$. Todos os dados são amostrados ao longo das trajetórias do NApOc Ary Rongel enquanto cruzava a região da CBM. A frente oceanográfica entre a CB (quente) e CM (fria) na OP23 se localiza em cerca de $40^{\circ}S$	75
4.14	A frente oceanográfica entre a CB (quente) e CM (fria) na OP24 se localiza em cerca de $40^{\circ}S$	76
4.15	A frente oceanográfica entre a CB (quente) e CM (fria) na OP25 se localiza em cerca de $39^{\circ}S$	76
4.16	A frente oceanográfica entre a CB (quente) e CM (fria) na OP26 se localiza em cerca de $39.5^{\circ}S$	77
4.17	Na parte superior tem-se a Pressão ao nível do mar (hPa) e abaixo a TSM ($^{\circ}C$), para OP23 (linha pontilhada) e OP24 (linha contínua).	79
4.18	Na parte superior tem-se a Pressão ao nível do mar (hPa) e abaixo a TSM ($^{\circ}C$), para OP25 (linha pontilhada) e OP26 (linha contínua).	80

5.1	Média de 3 dias centrada no dia 2 de novembro de 2004 (OP23) para o campo horizontal do vento a 10 m. À esquerda experimento EXP, à direita dados do QuikScat.	81
5.2	Média de 3 dias centrada no dia 28 de outubro de 2005 (OP24).	82
5.3	Média de 3 dias centrada no dia 16 de outubro de 2007 (OP26).	82
5.4	Campo de pressão ao nível do mar (<i>hPa</i>) em cores e vento em superfície (<i>m/s</i>). Para OP23 no período 03/11/2004 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.	84
5.5	Campo de pressão ao nível do mar (<i>hPa</i>) em cores e vento em superfície (<i>m/s</i>). Para OP24 no período 28/10/2005 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.	84
5.6	Campo de pressão ao nível do mar (<i>hPa</i>) em cores e vento em superfície (<i>m/s</i>). Para OP26 no período 16/10/2007 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.	85
5.7	Campo de TSM (°C). Para OP23 no período 03/11/2004 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.	86
5.8	Campo de TSM (°C). Para OP24 no período 28/10/2005 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.	86
5.9	Campo de TSM (°C). Para OP26 no período 16/10/2007 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.	87
5.10	Para OP23: Painel (a) componente meridional do vento (<i>V</i>) em <i>m/s</i> e da temperatura potencial (θ) em °C, em 53°W. Painel (b) Valor médio de TSM (°C).	88
5.11	Para OP24: Painel (a) componente meridional do vento (<i>V</i>) em <i>m/s</i> e da temperatura potencial (θ) em °C, em 54°W. Painel (b) Valor médio de TSM (°C).	89
5.12	Para OP26: Painel (a) componente meridional do vento (<i>V</i>) em <i>m/s</i> e da temperatura potencial (θ) em °C, em 53°W. Painel (b) Valor médio de TSM (°C).	90
5.13	Para OP23 no período de 03/11/2004 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC. Velocidade Vertical do Vento (<i>m/s</i>) em cores, sobrepostos a circulação meridional do vento (<i>m/s</i>), ambos (\times por 10^2). Uma média entre as longitudes 54°W e 50°W foi feita para o corte meridional, no qual a frente estava bem definida.	91

5.14 Para OP24 no período de 28/10/2005 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC. Velocidade Vertical do Vento (m/s) em cores, sobrepostos a circulação meridional do vento (m/s), ambos (\times por 10^2). Uma média entre as longitudes 54°W e 50°W foi feita para o corte meridional, no qual a frente estava bem definida.	92
5.15 O mesmo para OP26 no período de 16/10/2007.	92
5.16 Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) PNM em (h/Pa). Painel b) TSM em ($^{\circ}\text{C}$). Para o corte meridional uma média entre as longitudes 55°W e 51°W foi realizada.	93
5.17 Para OP24 no período de 28/10/2005 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) PNM em (h/Pa). Painel b) TSM em ($^{\circ}\text{C}$). Para o corte meridional uma média entre as longitudes 55°W e 51°W foi realizada.	94
5.18 O mesmo para OP26 no período de 16/10/2007.	94
5.19 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Latente (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Latente.	95
5.20 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Latente (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP24 no período de 28/10/2005 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Latente.	96
5.21 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Latente (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP26 no período de 16/10/2007 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Latente.	97
5.22 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Sensível (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Sensível.	98
5.23 O mesmo para OP24 no período de 28/10/2005.	98

5.24 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}$ C), o fluxo de Calor Sensível (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP26 no período de 16/10/2007 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Sensível	99
5.25 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}$ C), o Vento Zonal (linhas de contorno) em (m/s). Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL . .	100
5.26 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}$ C), o Vento Meridional (linhas de contorno) em (m/s). Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.	100
5.27 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}$ C), o Vento Zonal (linhas de contorno) em (m/s). Para OP24 no período de 28/10/2005 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.	101
5.28 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}$ C), o Vento Meridional (linhas de contorno) em (m/s). Para OP24 no período de 28/10/2005 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.	101
5.29 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}$ C), o Vento Zonal (linhas de contorno) em (m/s). Para OP26 no período de 16/10/2007 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.	102
5.30 TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}$ C), o Vento Meridional (linhas de contorno) em (m/s). Para OP26 no período de 16/10/2007 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.	102
5.31 Perfil Vertical da Umidade Relativa para OP23. Radiossondagem (amarelo), ETA incluindo radiossondagens (EXP) (verde) e sem radiossondagens CTL (preto). À esquerda para o dia 03/11/2004 às 00 UTC. A direita para o dia 03/11/2004 às 06 UTC.	103
5.32 Perfil Vertical da Umidade Relativa para OP24. Radiossondagem (amarelo), ETA incluindo radiossondagens (EXP) (verde) e sem radiossondagens CTL (preto). À esquerda para o dia 28/10/2005 às 06 UTC. A direita para o dia 28/10/2005 às 12 UTC.	104

5.33 Perfil Vertical da Umidade Relativa para OP26. Radiossondagem (amarelo), ETA incluindo radiossondagens (EXP) (verde) e sem radiossondagens CTL (preto). À esquerda para o dia 16/10/2007 às 06 UTC. A direita para o dia 16/10/2007 às 12 UTC.	105
5.34 Perfil Vertical do Vento Meridional (esquerda) e Zonal (direita) para OP23. Radiossondagem (amarelo), ETA incluindo radiossondagens (EXP) (verde) e sem radiossondagens CTL (preto). Para o dia 03/11/2004 às 06 UTC.	106
5.35 Perfil Vertical do Vento Meridional (esquerda) e Zonal (direita) para OP24. Radiossondagem (amarelo), ETA incluindo radiossondagens (EXP) (verde) e sem radiossondagens CTL (preto). Para o dia 28/10/2005 às 12 UTC.	106
5.36 Perfil Vertical do Vento Meridional (esquerda) e Zonal (direita) para OP26. Radiossondagem (amarelo), ETA incluindo radiossondagens (EXP) (verde) e sem radiossondagens CTL (preto). Para o dia 16/10/2007 às 12 UTC.	107

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Operações.	51
3.2 Parâmetros Atmosféricos coletados através das radiossondas.	53
3.3 Parâmetros Atmosféricos e dados oceânicos coletados na estação meteorológica do navio.	53
3.4 Período das Rodadas.	57
3.5 Experimento, assimilando as radiossondas. Para cada Operação incluindo a data da radiossondagem, posição e horário e o período que foram inseridas nas simulações.	58
4.1 Posições (lat-lon) e horários (UTC) das radiossondagens, separando as regiões quente (Q) e fria (F) para estimar a altura da CLA.	70

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASAS	– Alta Subtropical do Atlântico Sul
AVHRR	– Advanced Very High Resolution Radiometer
CB	– Corrente do Brasil
CBE	– Corrente de Benguela
CBM	– Confluência Brasil-Malvinas
CCA	– Corrente Circumpolar Antártica
CL	– Camada Limite
CLA	– Camada Limite Atmosférica
CLC	– Camada Limite Convectiva
CLO	– Camada Limite Oceânica
CLS	– Camada Limite Superficial
CLIVAR	– International Research Programme on Climate Variability and Predictability
CM	– Corrente das Malvinas
COARE	– Coupled Ocean-Atmosphere Response
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSA	– Corrente Sul Atlântica
CSE	– Corrente Sul Equatorial
FURG	– Fundação Universidade Federal do Rio Grande
GOAL	– Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes
GOOS	– Global Ocean Observing System
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INTERCONF	– Estudo da interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas e sua relação com processos oceânicos e atmosféricos subantárticos e antárticos
MCGA	– Modelo de Circulação Geral Atmosférica
NASA	– National Aeronautics and Space Administration
NCEP	– National Center For Environment Prediction
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
NORPAX	– North Pacific Experiment
OA	– Oceano Atlântico
OCAT-BM	– Observações <i>in-situ</i> da interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas
ODS	– Observations Data Stream
OIT	– Ondas de Instabilidade Tropical
OP23	– Operação Antártica em 2004
OP24	– Operação Antártica em 2005
OP25	– Operação Antártica em 2006
OP26	– Operação Antártica em 2007
OI	– Interpolação Ótima

PIRATA	– Rede Piloto de Pesquisa no Atlântico Tropical
PNM	– Pressão ao Nível do Mar
PNT	– Previsão Numérica do Tempo
PROANTAR	– Programa Antártico Brasileiro
PSAS	– Physical-space Statistical Assimilation System
RPSAS	– Regional PSAS
RSS	– Remote Sensing Systems
SOS-CLIMATE	– Southern Ocean Studies for Understanding Global-CLIMATE Issues
TAO	– Tropical Atmosphere Ocean
TIWE	– Tropical Instability Wave Experiment
TOGA	– Tropical Ocean Global Atmosphere Programme
TSM	– Temperatura da Superfície do Mar
UERJ	– Universidade do Estado do Rio de Janeiro
USP	– Universidade de São Paulo
UTC	– Universal Time Coordinated
XBT	– Expendable Bathy-Thermograph
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

C_p	–	Calor específico do ar a pressão constante ($Jkg^{-1}K^{-1}$)
Q_l	–	Fluxo de Calor Latente (W/m^2)
Q_s	–	Fluxo de Calor Sensível (W/m^2)
p_s	–	Pressão em uma referência dada (mb)
R	–	Constante do gás específico ($Jkg^{-1}K^{-1}$)
Sv	–	Sverdrup (transporte de corrente no oceano) (m^3/s)
θ_v	–	Temperatura Potencial Virtual (K)

1 INTRODUÇÃO

1.1 Aspectos Gerais

Os oceanos desempenham a função de moderadores climáticos, por cobrirem 70% da superfície da Terra e receber mais da metade da energia que entra no sistema climático. São também excelentes absorvedores de radiação solar devido ao seu baixo albedo. Muito desta energia absorvida nos primeiros 100 metros é balanceada localmente pelo processo de evaporação, tornando o oceano a fonte primária de vapor de água e de calor para a atmosfera.

A variação dos fluxos de calor, momentum e umidade no que se refere a mudanças climáticas e seus efeitos sobre o clima do planeta têm incentivado o desenvolvimento de estudos de interação entre o oceano e a atmosfera. Estes fluxos são de fundamental importância na geração e manutenção das circulações atmosférica e oceânica. Essas circulações afetam e interagem com o local, alterando suas características e influenciando o desenvolvimento de fenômenos atmosféricos tais como ciclones tropicais e ciclones extratropicais, jatos de camada limite, frentes costeiras, e sistemas precipitantes (DOYLE, 2002).

Um componente importante do sistema oceano-atmosfera é a interface ar-mar, onde pequenas variações espaciais do gradiente da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) podem acarretar grandes variações nos fluxos dessa interface. Não obstante, a TSM também pode provocar impactos significativos no escoamento atmosférico e, por conseguinte, nos sistemas meteorológicos.

O papel do oceano Atlântico Sudoeste no clima da América do Sul tem chamado a atenção da comunidade científica brasileira, como ressaltado em Pezzi et al. (2009). Uma das grandes motivações é estudar e tentar compreender melhor o papel desta região oceânica no clima sul americano, principalmente depois do Furacão Catarina atingir a costa sul do Brasil em março de 2004 (PEZZA; SIMMONDS, 2005). A passagem desse furacão, bem como os danos causados à população, foi um marco e chamou a atenção para a necessidade de investigar os mecanismos responsáveis pelas trocas e pelo acoplamento entre o oceano e a atmosfera no Atlântico Sudoeste.

Nesta porção oceânica, existe uma região de dinâmica bastante complexa conhecida como região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Sua formação ocorre sobre o Atlântico Sudoeste, pelo encontro da Corrente do Brasil (CB) que flui em direção

ao sul, e pela Corrente das Malvinas (Falkland) (CM), que flui em direção ao norte.
Nessa região, as diferenças de TSM entre as massas de água em camadas subsuperficiais podem chegar a valores maiores que 5°C, sendo considerada uma das mais energéticas do oceano (CHELTON et al., 1990). A interação ar-mar que ocorre na região da CBM é o foco deste estudo.

Um projeto de pesquisa chamado Estudo da interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas e sua relação com processos oceânicos e atmosféricos subantárticos e antárticos (INTERCONF), vem ocorrendo desde 2004, valendo-se dos navios do Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR), realiza observações simultâneas das propriedades físicas do oceano e da atmosfera a bordo do Navio de Apoio Oceanográfico (NApOc) Ary Rongel da Marinha do Brasil enquanto este cruza a região da CBM.

Estas observações são realizadas sempre nos meses de outubro ou novembro de cada ano quando o Ary Rogel encontra-se em derrota para a Antártica. Estas são utilizadas neste trabalho e de acordo com (PEZZI et al., 2009), não existem outras observações *in situ* tomadas simultaneamente no oceano e na atmosfera com o objetivo específico de investigar a interação entre as camadas limites nessa região.

O INTERCONF é um projeto do INPE em colaboração com o Grupo de Oceanografia de Altas Latitudes (GOAL) que conta com colaborações multi institucionais brasileiras. Entre elas, estão a Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Universidade de São Paulo (USP), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

Nos últimos anos alguns estudos pioneiros tem trazido conceitos inovadores sobre a interação oceano-atmosfera nessa região, como descritos em Pezzi et al. (2005), Tokinaga et al. (2005), Souza (2008), Pezzi et al. (2009), entre outros. Esses conceitos são abordados no próximo capítulo.

1.2 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é a investigação dos mecanismos físicos responsáveis pela interação oceano-atmosfera na região da CBM. Para tanto, estuda-se o comportamento da estrutura vertical da Camada Limite Atmosférica (CLA) na interface oceano-atmosfera, e também estuda-se os mecanismos desta interação bem como a resposta de um modelo atmosférico utilizando assimilação de dados observados

in situ. Para alcançar este objetivo geral, segue-se os objetivos específicos listados abaixo:

1. Analisar o papel dos mecanismos físicos de estabilidade (estática x hidrostática) na CLA sobrejacente a CBM usando dados *in situ*;
2. Investigar as intensidades e variações dos fluxos turbulentos na interface oceano-atmosfera nesta região;
3. Usar os perfis atmosféricos coletados *in situ* e assimilá-los através de um sistema de assimilação de dados (RPSAS) no modelo regional Eta, e analisar os mesmos mecanismos de estabilidade na região da CBM usando agora a análise que é gerada pelo modelo numérico;
4. Estudar o impacto da inclusão desses dados nas simulações numéricas, ou seja, verificando de que forma a assimilação dos dados da radiossonda interfere na qualidade das análises.

Os resultados desse trabalho poderão contribuir para compreender melhor os processos oceânicos e atmosféricos na CLA que ocorrem no Oceano Atlântico Sudoeste, especialmente na região da CBM, assim como avançar no entendimento dos regimes atmosféricos e da sua interação com o oceano localmente.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Estudos sobre Interação Oceano-Atmosfera

Estudos sobre os processos de interação oceano-atmosfera, especialmente em áreas onde ocorrem frentes oceânicas, tem sido enfatizados, principalmente no Hemisfério Norte (HN) por ter um maior número de observações. Investigar o comportamento da CLA nessas interações é de grande importância científica, pois nessa camada ocorrem trocas de propriedades entre a atmosfera e a superfície do mar. A transferência de umidade e energia na CLA é responsável por regular grande parte dos processos no conjunto atmosférico. Alguns desses estudos no HN, especialmente na região do Pacífico Equatorial são citados nos vários trabalhos descritos a seguir.

Um dos principais trabalhos sobre a interação oceano-atmosfera no HN foi feito por [Wallace et al. \(1989\)](#). Os autores realizaram um estudo observational sobre a estrutura da CLA e a nebulosidade sobre o Pacífico Equatorial Oriental, focalizando-se na variabilidade sazonal e interanual para um período de 40 anos. Como resultado, observou-se que a corrente de ar fluindo para o norte sobre a língua fria (*cold tongue*-característica do oceano Pacífico Tropical, localizada em 2°S entre 85°W- 130°W) torna-se estável (temperatura do ar mais elevada que a TSM), inibindo a mistura vertical, com ventos fracos na superfície e alta umidade. Após passar sobre a região de alto gradiente meridional de TSM (*cold-tongue*), a corrente de ar torna-se instável (a TSM mais elevada que a temperatura do ar), com ventos fortes em superfície e baixa umidade.

Usando dados de satélites, [Liu et al. \(2000\)](#) descreveram um padrão espacial associado com o sinal das Ondas de Instabilidade Tropical (OITs) no Pacífico Equatorial, onde ventos são desacelerados sobre anomalias quentes de TSM produzindo centros de convergência, levando a um aumento do conteúdo de vapor d'água nas camadas mais baixas da atmosfera. Por outro lado, os ventos são acelerados sobre anomalias frias, produzindo centros de divergência, levando a uma diminuição do conteúdo de vapor d'água. Esse mecanismo é consistente com os resultados de [Hayes et al. \(1989\)](#), que propuseram que a modulação do vento está relacionada com o impacto das anomalias de TSM das OITs sobre a estabilidade da CLA.

Através de imagens de satélites, para a tensão do vento em superfície e TSM respectivamente, [Chelton et al. \(2001\)](#) analisaram no período de 3 meses o acoplamento

oceano-atmosfera no leste do Pacífico Tropical. Os autores mostraram que o mecanismo responsável pelo acoplamento entre a TSM e o vento em superfície é a mudança na estabilidade na CLA que ocorre quando o ar que vem do HS atravessa a língua fria e sopra sobre águas mais quentes ao norte do Equador. A divergência do vento no lado norte e a convergência do vento no lado sul, na língua fria, foram diretamente induzidas pela variação da TSM e pelo vento em superfície.

Analizando a influência da interação oceano-atmosfera nas propriedades das OITs, Pezzi et al. (2004) observaram que o efetivo acoplamento entre a Camada Limite Oceânica (CLO) e a CLA produz uma resposta negativa sobre OITs reduzindo a temperatura e sua variabilidade meridional, tanto na superfície quanto na subsuperfície, porém aumentando sua atividade zonal.

Modificações em alguns parâmetros do sistema climático tais como o albedo da superfície, vegetação, propriedades das nuvens e principalmente TSM podem causar perturbações no equilíbrio radiativo, e como consequência, produzir inúmeros processos de retroalimentação (feedback) no sistema climático. Sabe-se que as anomalias da TSM podem influenciar as flutuações climáticas em diversas regiões do planeta. Essas flutuações são devidas principalmente à variabilidade que ocorre na TSM, por exemplo nos Oceanos Pacífico e Atlântico, sendo descritos em vários trabalhos na literatura, como em Diaz et al. (1998); Campos et al. (1999); Pezzi e Cavalcanti (2001); Cardoso et al. ().

Diaz et al. (1998), estudaram a influência dos Oceanos Atlântico Sul Subtropical e Pacífico Equatorial Oeste, sobre a precipitação no Uruguai e Rio Grande do Sul, onde verificaram a necessidade de incluir os dois oceanos em todos os períodos considerados para obter uma melhor previsão das anomalias de precipitação. Mostrou-se uma relação entre anomalia da TSM positiva no sudoeste do Oceano Atlântico e a precipitação acima do normal sobre essas regiões.

Campos et al. (1999), analisaram a variabilidade de TSM na região oceânica no Sul do Brasil, em um período de 13 anos, utilizando dados de satélite num caso específico de penetração de uma massa de água fria próximo a 23°S. Os autores encontram valores significativos de correlação entre a penetração da massa de água fria e o índice de Oscilação Sul, sugerindo uma influência mais importante do Evento de La Niña sobre as anomalias negativas de TSM na plataforma continental com uma defasagem de 3 meses.

[Pezzi e Cavalcanti \(2001\)](#), estudaram a influência do dipolo de TSM no Atlântico Tropical associado com situações de El Niño nas precipitações da América do Sul. Eles apresentaram resultados de um modelo de circulação geral, mostrando que, na presença de um dipolo positivo (anomalias de TSM positivas no Atlântico Tropical Norte e negativas no Atlântico Tropical Sul), ocorre um déficit de precipitação no Nordeste e um excesso no Sul da América do Sul. No caso de um dipolo negativo, observa-se um regime de precipitação normal no Sul da América do Sul.

[Cardoso et al. \(\)](#), usando o Modelo de Circulação Geral Atmosférica (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), mostraram que as anomalias da TSM sobre o Oceano Atlântico Sul Subtropical gera padrões de circulação atmosférica que influenciam o direcionamento e a atuação dos sistemas frontais de verão sobre o sul e sudeste do Brasil. Isso pode alterar o padrão de convecção na região da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Destaca-se uma forte resposta do modelo a forçantes locais, evidenciando a influência da TSM no Oceano Atlântico Sul Subtropical sobre o sul e sudeste do Brasil.

2.2 Variabilidade oceânica no Atlântico Sudoeste

A circulação oceânica de grande escala em regiões subtropicais geralmente é dominada por um giro anticiclônico, em resposta as tensões que os ventos exercem na superfície do mar. Uma característica comum nos giros anticiclônicos é a intensificação das correntes junto ao contorno oeste das bacias, constituindo as chamadas ‘correntes de contorno oeste’ ([GIAROLLA, 1999](#)). As correntes de contorno fluem próximo à costa até uma certa posição geográfica, e em seguida se afastam e se dirigem para o oceano aberto ([CAMPOS, 1990](#)).

As correntes oceânicas e seus campos associados de temperatura, pressão, salinidade e densidade variam ao longo do oceano. Em geral, essas correntes apresentam escalas espaciais da ordem de dezenas a centenas de quilômetros e escalas temporais na faixa entre semanas a meses. Os tipos de variabilidades que tem sido identificadas e estudadas incluem o meandramento de intensos sistemas de correntes, sistemas de vórtices, ondas planetárias e topográficas, referidos comumente em inglês pelo termo genérico ‘eddies’ ([ROBINSON, 1982](#)). Frequentemente a formação de vórtices se dá em instáveis regiões frontais, como é o caso da CBM, mais detalhes serão vistos na próxima seção desse texto.

Apesar de altamente energéticos e de grande importância, apenas recentemente os vórtices oceânicos começaram a ser intensivamente estudados. Isso porque conjuntos de dados oceânicos eram esparsos no tempo e com enormes espaçamentos horizontais e verticais, muito maiores do que a escala espacial e temporal dos vórtices. A partir da década de 1970, com o desenvolvimento de instrumentos mais precisos capazes de fornecer resoluções horizontais, verticais e temporais adequadas, através de satélites, foi possível realizar investigações mais específicas, identificar tipos de variabilidades e quantificar suas características físicas e estatísticas.

Mesmo com todo esse esforço, vastas áreas oceânicas ainda permanecem desconhecidas ou pouco exploradas *in situ*, pois os recursos disponíveis muitas vezes permitem apenas uma investigação limitada a pequenas áreas e bacias.

[Peterson e Stramma \(1991\)](#) descreveram o sistema de correntes superficiais do Oceano Atlântico Sul através da circulação geostrófica (Figura 2.1). A circulação é dominada por um sistema de giros subtropicais anticiclônicos (anti-horário no hemisfério sul), em resposta às tensões que os ventos exercem na superfície do mar, pelos sistemas de Correntes Equatoriais e pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA). As principais correntes marinhas que dominam esses sistemas são: 1) Corrente Sul Equatorial (CSE); 2) Corrente do Brasil (CB), 3) Corrente das Malvinas (CM), 4) Corrente do Atlântico Sul (CAS) e 5) Corrente de Benguela (CBE).

A CB é formada a partir da bifurcação da CSE que ocorre aproximadamente entre 5°S e 10°S de latitude e transporta águas quentes e salinas da região do Equador em direção aos pólos. Na região de origem, a CB é rasa, quente e salina sendo basicamente formada pela Água Tropical (AT), localizada entre 20 m e 110 m de profundidade com temperaturas maiores que 20°C e salinidade maior que 36 ([MIRANDA; KATSURAGAWA, 1991](#)).

Esta corrente flui para o sul ao longo da costa leste do continente sul-americano, onde encontra a CM, formada pela Água Intermediária Antártica (AIA), apresentando valores de temperatura entre 4°C e 5°C e salinidade menor que 34 em uma espessura de 750 m.

Como resultado da mistura entre a AT (Corrente do Brasil) e a Água Intermediária Antártica (AIA) (Corrente das Malvinas), origina a região denominada Convergência Subtropical do Atlântico Sul, composta pela Água Central do Atlântico Sul (ACAS)

com temperaturas entre 6°C e 18°C e salinidade entre 34,5 e 36.

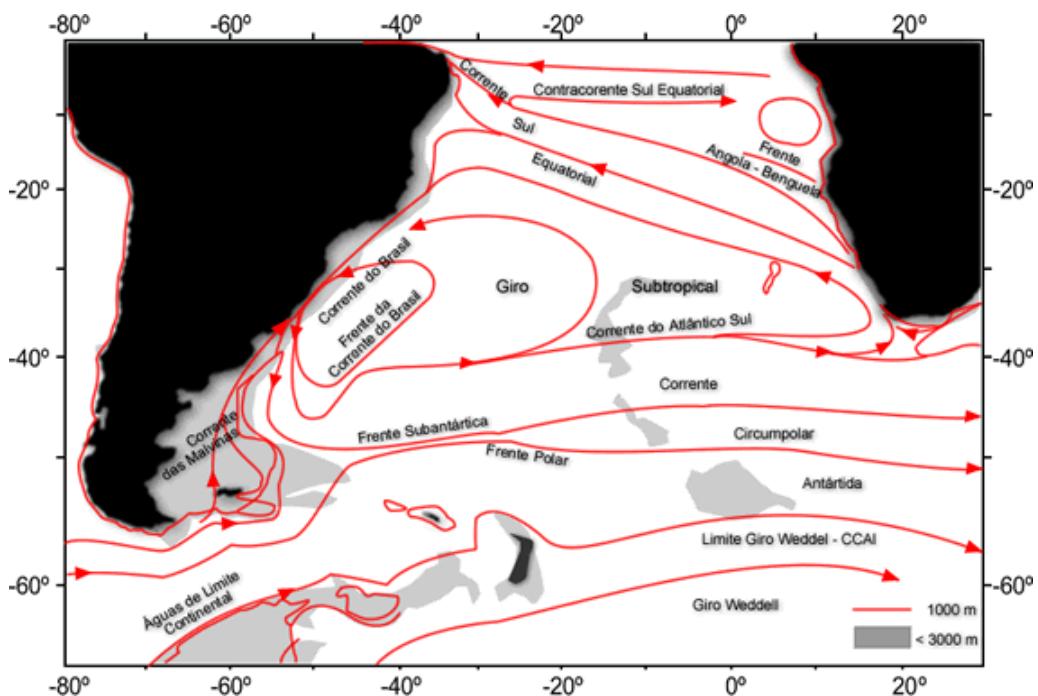


Figura 2.1 - Circulação Superficial média do Oceano Atlântico Sul.

Fonte: Adaptada de Peterson e Stramma (1991).

2.2.1 Confluência Brasil-Malvinas

A Corrente Sul-Equatorial do Oceano Atlântico, que se movimenta no sentido leste-oeste na altura do equador, bifurca-se ao alcançar a costa nordestina brasileira. A corrente que se desvia para o sul é denominada CB, sendo caracterizada por águas quentes e salinas. Já a CM (Falklands) é originária de uma ramificação da CCA, que flui em torno da Antártica, sendo caracterizada por águas frias e menos salinas. Um exemplo esquemático da região pode ser visualizado na Figura 2.2. A região de encontro dessas correntes localizada meridionalmente a oeste de 52°W e zonalmente para leste (LEGECKIS; GORDON, 1982) é denominada região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM).

O transporte da CB é variável, com valores da ordem de 20 Sv a 25 Sv ($Sv = 1 Sverdrup = 10^6 m^3/s$ = transporte de corrente no oceano) para profundidades de referência em torno dos 1500 m, podendo atingir valores até três vezes maiores para

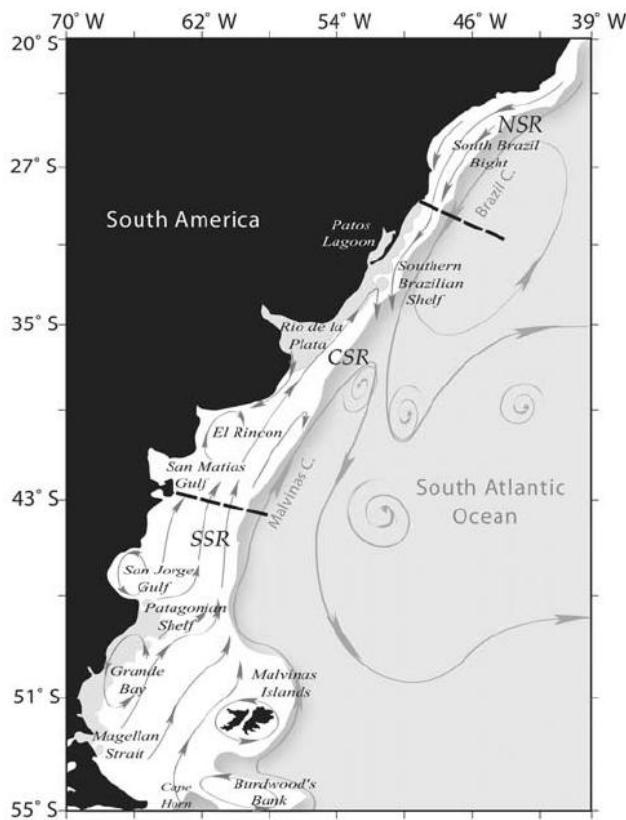


Figura 2.2 - Encontro da CB com a CM, indicando a região da CBM.

Fonte: Adaptada de [Piola e Rivas \(1997\)](#).

níveis de referência próximos dos 3000 m. Já o transporte para o norte da CM é estimado em 70 Sv nas proximidades de 42°S ([PETERSON; STRAMMA, 1991](#)).

A latitude de separação da CB é caracterizada por uma modulação sazonal. Durante o verão em média, a corrente estende-se mais ao sul do que sua latitude média de separação da costa (36°S) e durante o inverno, mais ao norte. Após sua separação da costa, a CB continua fluindo em direção ao pólo até um limite máximo demarcado por uma faixa latitudinal compreendida, em média, entre os paralelos 40°S e 45°S. A CM acompanha a região da quebra da plataforma continental até aproximadamente 38°S de latitude, onde a corrente também se separa da costa e segue em direção ao interior da bacia Atlântica ([PETERSON; STRAMMA, 1991](#)).

As instabilidades causadas pela interação entre as águas quentes e salinas da CB, e as águas frias e menos salinas da CM, resultam em grande atividade de mesoescala

marcada pela formação de grandes meandros e pela formação de inúmeros vórtices típicos da região ([LEGECKIS; GORDON, 1982](#)); ([LENTINI et al., 2002](#)). Os vórtices são considerados estruturas fundamentais para a mistura de propriedades (sal, calor, momentum, nutrientes, etc.) na direção perpendicular às frentes oceanográficas ([PEZZI; RICHARDS, 2003](#)).

Segundo ([SOUZA, 2005](#)), vórtices de núcleo quente são formados na porção frontal do ramo mais ao sul da CB e nos cavados dos meandros da CSA. Vórtices de núcleo frio, por outro lado, são originados na CM e na região das cristas e dos meandros da CSA. Analisando a TSM sobre a CBM por imagens de satélite ([SOUZA et al., 2006](#)) detectou um vórtice de núcleo frio sobre a CM, apresentando uma forma geométrica semelhante ao longo de seu tempo de vida (Figura 2.3). Geralmente esses vórtices persistem por até três meses, com escala espacial de 300 Km, sendo considerados um importante fator de equilíbrio térmico e salino na região da CBM.

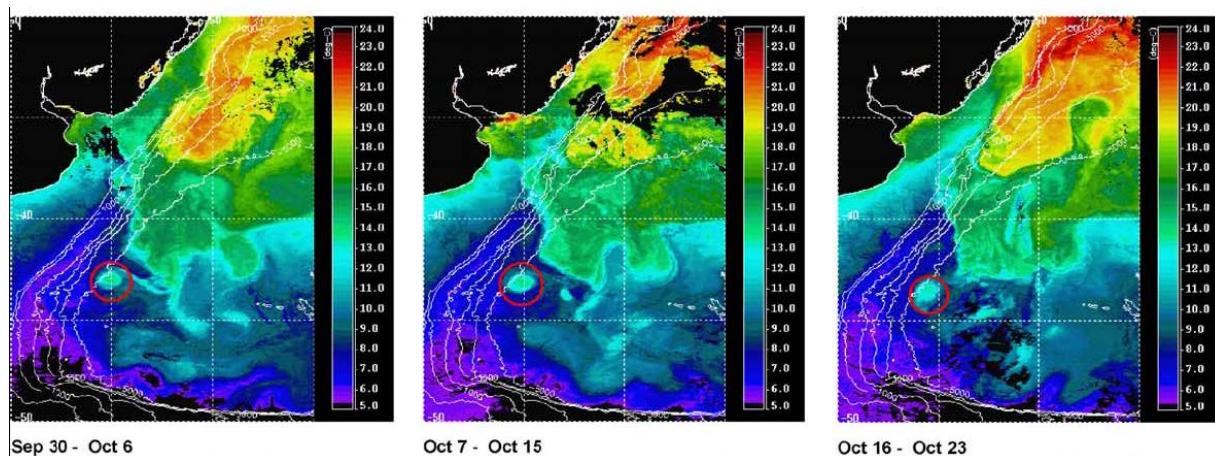


Figura 2.3 - TSM ($^{\circ}\text{C}$) através de imagem de satélite, onde o vórtice está indicado por um círculo vermelho.

Fonte: ([SOUZA et al., 2006](#)).

O contraste térmico entre essas duas massas d'água com características físico-químicas próprias contribui para a geração de intensos gradientes de momentum e calor, e fluxos verticais distintos entre os ambientes frios e quentes na interface desses dois fluidos: o oceano e a atmosfera. Esses fluxos afetam as estruturas dinâmica e termodinâmica da atmosfera, principalmente na camada limite, através de processos de retro-alimentação entre o oceano e a atmosfera ([LIU et al., 2000](#)); ([CHELTON et al.,](#)

(PEZZI et al., 2004).

A distribuição horizontal do aquecimento é um importante fator para o desenvolvimento de ciclones (SMITH, 2000) e a Corrente do Brasil pode contribuir para a maior frequência e intensificação desses sistemas no Atlântico Sul (SINCLAIR, 1994; SINCLAIR, 1995; VERA et al., 2002). Muitos estudos abordam, na região da América do Sul, sobre a relação das ciclogêneses com os fluxos de calor latente e sensível entre a superfície e a atmosfera (SARAIVA, 1996; PIVA, 2001; PIVA et al., 2008). Os fluxos não são capazes de sozinhos gerarem um ciclone, mas são importantes no desenvolvimento inicial do sistema (KUO et al., 1991). Piva et al. (2008) identificaram que esses fluxos possuem papel de pré-condicionar o ambiente na costa leste da região sudeste da América do Sul, tornando-o favorável para o desenvolvimento de ciclones mais intensos.

Uma sequência de observações oceânicas e atmosféricas em um estudo sinótico na região da CBM, no período de 2-3 de novembro de 2004, foram descritas em Pezzi et al. (2005). Os autores mostraram que na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala atuantes na região da CBM (por exemplo frentes frias e ciclones extratropicais), a CLA é modulada localmente pelo forte gradiente de TSM. No lado norte da CBM, as águas mais quentes induzem mudanças na estabilidade estática da CLA que, por sua vez, afeta a variabilidade na magnitude e intensificação dos ventos.

Nessa hipótese, a CLA torna-se instável e turbulenta sobre águas mais quentes, aumentando a transferência de momentum para baixo. O cisalhamento vertical do vento na CLA é reduzido e, consequentemente, ventos mais intensos ocorrem na superfície do mar. Situação oposta ocorre no lado sul da CBM sobre as águas mais frias, onde a CLA é mais estável e os ventos mais fracos na superfície (Figura 2.4). Isso sugere, que a CLA é modulada na escala sinótica, temporal e espacial, pelos fortes gradientes superficiais termais causados pelo encontro das águas quentes, transportadas pela CB, com as águas frias transportadas pela CM (PEZZI et al., 2005).

Os efeitos da TSM sobre a estabilidade e mudanças no vento perto da superfície, em um estudo climatológico, também foram descritas por Tokinaga et al. (2005), usando uma análise combinada de satélite e observações de alta resolução em superfície na CBM. Observações de satélite mostraram forte (fraca) intensidade do vento em

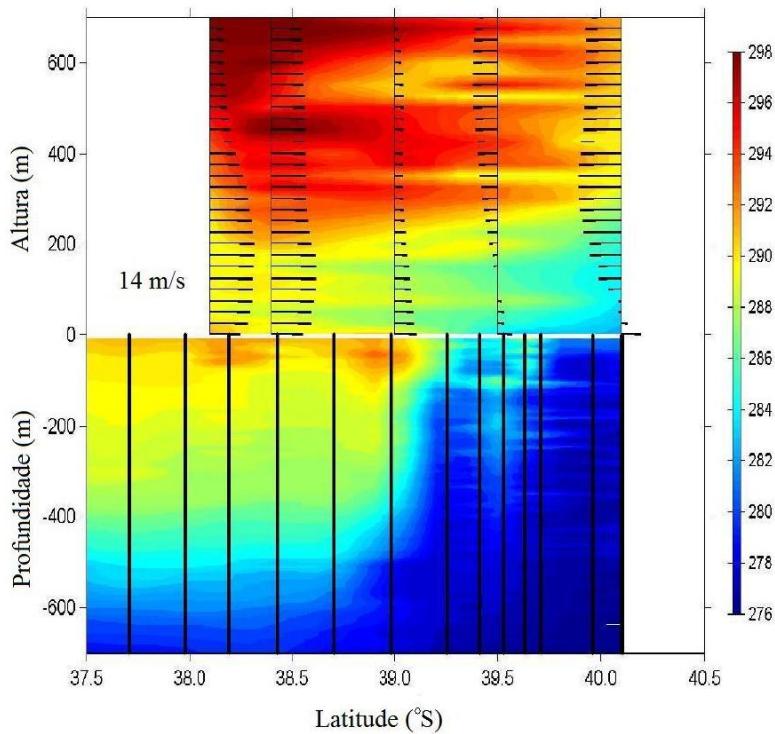


Figura 2.4 - Perfis de Temperatura (K) na atmosfera e no oceano (escalas em cores) medidos simultaneamente pelas radiossondas e XBT ao longo da trajetória do NApOc Ary Rongel durante o período de 1 a 3 de novembro de 2004. Os vetores representam o vento meridional (m/s) e a magnitude de referência é mostrada no canto superior direito.

Fonte: ([PEZZI et al., 2005](#)).

superfície sobre a CB (CM). Com a análise de dados meteorológicos baseados em observações, a diferença de temperatura mar-ar elevada (reduzida) sobre a CB (CM), indicando desestabilização (estabilização) na CLA.

2.3 Camada Limite Atmosférica

As principais características de CLA e de estabilidade foram descritas a seguir tomando como base [Walter \(1969\)](#), [Oke \(1987\)](#), [Stull \(1988\)](#) e [Arya \(2001\)](#).

A CLA é definida como a camada de um fluido imediatamente vizinha à superfície de um material (sólido, líquido ou gasoso), onde trocas significantes de momentum, calor e massa são realizados entre o fluido (neste caso a atmosfera) e a superfície de contato (neste caso o oceano). A CLA é formada como uma consequência de interações sobre escalas de tempo da ordem de algumas horas até cerca de um dia.

A influência da fricção e aquecimento da superfície é rapidamente transmitida por toda a CLA através de mecanismos de turbulência. A altura da CLA varia sobre uma grande faixa de algumas centenas de metros até vários quilômetros, dependendo da taxa de resfriamento ou aquecimento da superfície, vento, rugosidade e topografia da superfície.

A estrutura da CLA pode ser dividida em: a) Camada Limite Superficial (CLS), definida por alguns autores como sendo um décimo da CLA, onde acentuadas mudanças das variáveis meteorológicas em função da altura e maiores trocas de momentum, calor e massa ocorrem; b) Camada Limite Convectiva (CLC) compreendendo cerca de 70% a 80% da espessura da CLA, onde a turbulência independe da altura e da tensão de cisalhamento; c) Camada Limite Estável (CLE), o gradiente de temperatura potencial implica tendência de dissipaçāo da turbulência, que precisa ser forçada pelo gradiente do vento. Sobre a CLE, à noite, ocorre o desenvolvimento da chamada Camada Residual (CR) proveniente da dissipaçāo da turbulência térmica da CLC (diurna), onde a turbulência apresenta uma estrutura dissipativa e intermitente.

A altura da CLC sobre os oceanos varia lentamente no espaço e no tempo, devido a TSM variar pouco durante o ciclo diurno. A maioria das mudanças na altura da CLC sobre os oceanos são causadas por processos sinóticos e de mesoescala, através do movimento vertical e advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície oceânica.

A estabilidade na atmosfera é determinada pelo estado de equilíbrio de uma parcela de ar deslocada de uma curta distância de sua posição inicial, que resultam das variações de temperatura da superfície e das suas diferenças com o ambiente exterior. A estabilidade governa muitos processos e fenômenos que influenciam a determinação das distribuições verticais e horizontais de muitas das variáveis, como a temperatura e umidade. Essas variáveis contribuem nos movimentos turbulentos que ocorrem quase inteiramente na CLA.

A estabilidade descreve um estado da atmosfera. Ela não expressa quaisquer movimentos particulares de uma parcela de ar, nem sugere a existência ou natureza de quaisquer força as quais possam perturbá-la. Contudo, ela sugere o efeito provável sobre uma parcela de ar por uma força de perturbação arbitrária. A estabilidade é visualizada mais facilmente em termos de gradientes verticais de temperatura.

Pode-se, portanto, determinar a estabilidade da atmosfera comparando a diferença de temperatura da parcela ascendente na interface oceano-atmosfera (TSM) com a temperatura da camada atmosférica sobre o oceano (Tar) ($TSM - Tar$), como mostrado em [Wallace et al. \(1989\)](#), [Liu et al. \(2000\)](#), [Pezzi et al. \(2005\)](#) e [Tokinaga et al. \(2005\)](#).

O conceito de estabilidade estática pode ser então representado como (a) estável \Rightarrow quando uma parcela de ar que se desloca na vertical fica mais fria que o ar da vizinhança, tendendo, portanto, a voltar à posição inicial, visto que agora é mais densa que o ar ambiente, (b) instável \Rightarrow a partícula depois de deslocada fica mais quente que a sua vizinhança, o que provocará que continue a subir, já que é mais leve que o ar que a rodeia, e (c) neutra \Rightarrow se verifica a igualdade das temperaturas depois da ascensão da partícula, ficando a mesma a flutuar na sua nova posição.

Valores positivos de estabilidade (TSM sempre superior à temperatura do ar) indicam que a CLA está instável, o que estimula a turbulência atmosférica e o fluxo de calor do oceano para atmosfera. Valores negativos de estabilidade (TSM sempre inferior à temperatura do ar) indicam uma CLA estável, há menos turbulência e o fluxo de calor é da atmosfera para o oceano.

A estabilidade é definida também em termos de temperatura potencial virtual (θ_v), que é a temperatura da parcela de ar seco, à pressão p e temperatura T , se essa fosse expandida/comprimida adiabaticamente até a pressão $ps = 1000\text{hPa}$. Onde: $R = 287\text{Jkg}^{-1}\text{k}^{-1}$ e $Cp = 1004\text{Jkg}^{-1}\text{k}^{-1}$.

$$\theta_v = T * \frac{ps^{\frac{R}{Cp}}}{p} \quad (2.1)$$

Nos casos em que:

- $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} > 0$, ou seja, a temperatura aumenta com a altura, a atmosfera é dita estável;
- $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} < 0$, ou seja, a temperatura diminui com a altura, a atmosfera é dita instável;
- $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} = 0$, ou seja, não tem variação com a altura, a atmosfera é dita neutra;

A Figura 2.5 representa uma atmosfera neutra, ou seja, $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} = 0$. O lapse rate (Γ) é igual ao lapse rate adiabático seco (Γ_d). Onde ($\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$) é a taxa de decréscimo da temperatura do ambiente com a altura, e ($\Gamma_d = -\frac{\partial T}{\partial z}$) é a taxa de decréscimo da temperatura com a altura quando o ar da parcela não está saturado.

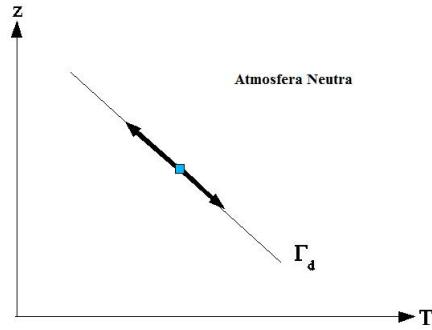


Figura 2.5 - Atmosfera neutra.

Fonte: Adaptada de [Ahrens \(2007\)](#).

A Figura 2.6 representa uma atmosfera estável, ou seja, $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} > 0$. A parcela de ar é movida para cima adiabaticamente (não há troca de calor com o exterior) acompanhando o lapse rate adiabático seco (Γ_d), ficando mais frio (mais denso) que o ambiente e, por consequência, voltando à posição inicial.

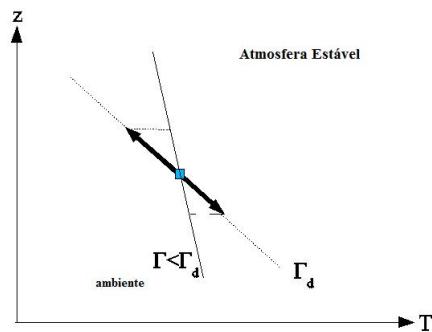


Figura 2.6 - Atmosfera estável.

Fonte: Adaptada de [Ahrens \(2007\)](#).

A Figura 2.7 representa uma atmosfera instável, ou seja, $\frac{\partial \theta_v}{\partial z} < 0$. A parcela de ar é movida para cima adiabaticamente (não há troca de calor com o exterior) acompanhando o lapse rate adiabático seco (Γ_d), ficando mais quente (menos denso) que o ambiente, sofrendo forte movimento de ascensão.

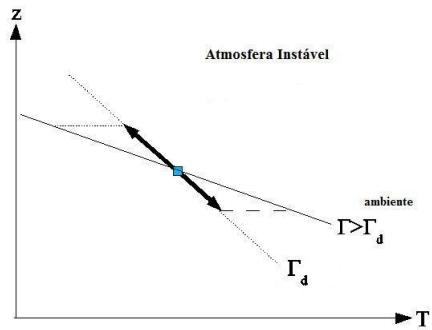


Figura 2.7 - Atmosfera instável.

Fonte: Adaptada de [Ahrens \(2007\)](#).

2.4 Cálculo dos Fluxos de Calor e Momentum

Foram calculados os fluxos turbulentos de calor latente (Q_l) e calor sensível (Q_s) a partir dos dados coletados pelas radiossondas, seguindo o esquema proposto por Fairall et al. (1996). Esse esquema foi originalmente desenvolvido para ser usado no projeto TOGA-CORE (Tropical Ocean Global Atmosphere - Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) de acordo com a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. Os fluxos de radiação infra-vermelha líquida (IV), fluxos de momentum zonal (τ_x) e meridional (τ_y) do vento também podem ser calculados, seguindo o esquema proposto por Fairall et al. (1996).

A estrutura básica empregada no algoritmo de Fairall et al. (1996) concentra-se no esquema de Liu-Katsaros-Businger que inclui diferentes especificações na relação de cisalhamento/rugosidade. Essa aproximação considera a rugosidade devido às ondas de gravidade e da viscosidade molecular (SMITH et al., 1996).

Os perfis de umidade, temperatura e momentum sob condições muito instáveis são modificados para ajustarem-se ao esquema de convecção livre de Panofsky e Dutton (1984). Essas fórmulas permitem estimar os fluxos de calor sensível, latente e momentum a partir das variáveis observadas a 2m ou 10m de altura (de acordo com o nível de referência adotado) usando-se as seguintes equações:

$$Q_s = \frac{1}{2} \rho(c_p)(c_h)U(TSM - \theta_{ar}) \quad (2.2)$$

$$Q_L = \frac{1}{2} \rho(L_e)(c_e)U(q_s - q_{ar}) \quad (2.3)$$

$$\tau_x = \rho(c_d)U(u - u_{ar}) \quad (2.4)$$

$$\tau_y = \rho(c_d)U(v - v_{ar}) \quad (2.5)$$

onde c_h , c_e e c_p são, respectivamente, os coeficientes de transferência do calor, umidade e momentum. θ_{ar} é a temperatura potencial virtual, q_{ar} é umidade específica, u_{ar} e v_{ar} são as componentes zonal e meridional do vento a superfície e U é a magnitude do vento a superfície. Todas estas variáveis são medidas na altura de referência, u e v são as componentes zonal e meridional da corrente do mar, os termos u e v são iguais a zero. Neste trabalho o valor estimado do fluxo de calor é dado pela equação (2.6), onde Q_T é definido como fluxo de calor total:

$$Q_T = Q_L + Q_S \quad (2.6)$$

A umidade específica é calculada a partir da *TSM* da seguinte forma:

$$q_s = 0.98(q_{sat})(TSM) \quad (2.7)$$

Os fluxos adicionais devido à variabilidade das escalas da CLA também são levados em consideração. O modelo também considera q_s devido a precipitação e o efeito de resfriamento da camada de pele (do inglês ‘cool skin effect’). Apesar desse esquema ter sido construído para o cálculo de fluxos de calor para águas quentes no Pacífico Tropical, este foi usado para o estudo da CLA na Corrente das Agulhas, em [Rouault et al. \(2000\)](#) e em estudos extratropicais, [Pezzi et al. \(2005\)](#) e [Pezzi et al. \(2009\)](#).

2.5 Método de Assimilação de Dados

A modelagem numérica é uma área que vem crescendo nos últimos anos, devido ao avanço e sofisticação dos computadores, que estão com capacidade crescente de velocidade de processamento e armazenamento. Representar o estado da atmosfera e seu avanço no tempo tem sido o objetivo de muitos centros de pesquisa. Dentre eles o Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), onde se desenvolvem e se aplicam modelos numéricos para a previsão de tempo para o Brasil em escalas global e regional.

Segundo [Kalnay \(2003\)](#), dois componentes básicos são necessários na Previsão Numérica de Tempo (PNT). O primeiro é uma condição inicial da atmosfera que represente da forma mais fiel possível o seu estado em um dado instante. O segundo é um modelo baseado nas leis físicas que governam o movimento dos fluidos na atmosfera de modo que possa ser integrado no tempo através de um processo numérico.

De forma sucinta será descrito o Modelo Regional Eta-Workstation (Eta) e posteriormente sobre o sistema de assimilação de dados que foi utilizado neste trabalho.

O Modelo regional Eta se encontra atualmente em operação no CPTEC, possuindo uma resolução horizontal de 20 km com 42 camadas no perfil vertical, cujo domínio

cobre a maior parte da América do Sul (entre as longitudes de 25°W a 90°W e as latitudes de 12°N a 45°S) e oceanos adjacentes. Por ser um modelo de área limitada, o que permite maior resolução, o modelo se propõe a prever/simular com maiores detalhes os fenômenos associados a frentes atmosféricas, brisas marítimas, orografia e tempestades severas, enfim, sistemas de mesoescala. Devido a maior não-linearidade dos sistemas nesta escala, a previsibilidade é menor e as previsões são de curto prazo ([BLACK, 1994](#)). As previsões se estendem até 72 horas e cobrem a maior parte da América do Sul. Estas previsões são geradas duas vezes ao dia, uma com condição inicial às 0:00 e outra às 12:00 UTC.

As equações do modelo Eta são discretizadas para a grade horizontal E de Arakawa. A distância entre dois pontos adjacentes de massa ou de vento define a resolução da grade. A grade E de Arakawa é definida sobre um sistema de coordenadas de latitude e longitude que sofreu uma rotação. O ângulo de rotação para o novo sistema de coordenadas é determinado pelo ângulo formado entre o equador e a reta que liga o centro do domínio do modelo ao meridiano de 0°. Os pontos de massa e de velocidade são determinados na camada intermediária entre dois níveis, enquanto que a velocidade vertical é determinada nas interfaces.

Desenvolvida por [Mesinger \(1984\)](#), a coordenada vertical η utilizada no Eta é fundamentada na normalização da pressão, com a vantagem de que nesta coordenada as superfícies constantes estão dispostas quase na horizontal tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas. Esse sistema tem o intuito de remover uma grande quantidade de erros que ocorrem nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais, ao longo de uma superfície de coordenada muito inclinada.

Os processos turbulentos na atmosfera livre são tratados através do esquema de Mellor-Yamada ([MELLOR; YAMADA, 1974](#)) nível 2.5 que calcula a energia cinética turbulenta e os fluxos verticais. O esquema Mellor-Yamada 2.0 é utilizado na primeira camada do modelo Eta para representar a turbulência na camada superficial.

As condições iniciais de um modelo são de extrema importância, pois através delas o modelo é inicialmente executado, gerando uma condição futura (previsão) para uma dada localidade num dado intervalo de tempo. Uma pequena variação nessas condições iniciais (por erro ou outro fator), pode causar resultados finais muito diferentes entre si. Sistemas que se comportam dessa maneira são chamados de sis-

temas caóticos, diferentemente dos sistemas determinísticos (os quais podem prever com exatidão suas evoluções no tempo). A atmosfera se comporta como um sistema caótico e é muito sensível às pequenas variações nas condições iniciais.

Assim, um novo problema se apresenta: como determinar a melhor condição inicial de um modelo de previsão? Surge então uma nova área, a Assimilação de Dados. A Assimilação dos dados *in situ* e de satélites se dá através de um processo físico-estatístico, que combina as informações de modelos numéricos e as observações meteorológicas, gerando a melhor representação possível do estado da atmosfera (ou oceano) em um dado instante de tempo. Com a primeira versão pré-operacional em 1999 ([CINTRA; ARAVEQUIA, 1998. \(INPE-10827-PRE/6283\)](#)) e com o esquema de assimilação de dados Physical-space Statistical Assimilation System - PSAS ([SILVA et al.,](#)) foi desenvolvido o RPSAS (Regional PSAS). O sistema foi configurado para uso no mesmo domínio do modelo Eta-Workstation operacional do CPTEC.

Esforços tem sido realizados com intuito de gerar, localmente, as condições iniciais de forma operacional no CPTEC. Para isso utiliza-se um sistema de assimilação de dados, citado anteriormente, no qual as observações atmosféricas num determinado instante e em localidades diversas são obtidas. A partir de várias fontes de informações convencionais, que incluem informações de superfície (estações de superfície, bóias, navios e plataformas oceânicas) e de ar superior (radiossondagens, aeronaves e balões piloto) ou derivadas de satélite (sistemas de sondagem), as observações atmosféricas são coletadas e posteriormente mescladas às saídas do modelo usando a assimilação de dados para gerar uma análise (condição inicial) que representa, no espaço do modelo numérico, o estado atmosférico naquele momento.

Todavia, um dos fatores que determinam o desempenho dos sistemas de assimilação de dados está relacionado com a quantidade e a qualidade das observações. Mesmo ainda não tendo o número ideal de observações disponíveis, a coleta de dados tem evoluído consideravelmente nas últimas décadas, principalmente com o desenvolvimento e evolução dos satélites e de seus sensores.

O sistema de assimilação de dados gera campos de análise de: componentes de vento, altura geopotencial e razão de mistura do vapor d'água em distintos níveis de pressão; incrementos de pressão na superfície do mar e componentes de vento na superfície. As análises são rodadas em quatro horários sinóticos (00, 06, 12, 18 UTC), com observações usadas em janelas de tempo de 6 horas, centralizadas nos horários das

análises.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Como parte do PROANTAR, o grupo de pesquisa oceanográfica GOAL, foi criado com o objetivo de investigar o impacto das mudanças globais sobre o ecossistema do Oceano Austral, assim como possíveis conexões com a zona costeira do Brasil. Dentre alguns projetos que este grupo desenvolve, destaca-se o INTERCONF, cuja meta científica é de realizar observações meteorológicas e oceanográficas na ida entre Rio Grande e a Antártica, e no retorno, entre Antártica e Rio Grande, ao longo da derrota do NApOc Ary Rongel (Figura 3.1) disponibilizado pela Marinha do Brasil para o PROANTAR.

O navio parte anualmente em direção a Antártica, normalmente nos meses de outubro ou novembro, e durante seu percurso passando pela região da CBM, através do projeto INTERCONF, realizam-se coletas simultâneas de dados da CLA e CLO na região. Para este trabalho os dados das seguintes operações foram analisadas:

Tabela 3.1 - Operações.

OPERAÇÃO	DATA
23	2 e 3 de novembro de 2004
24	27 a 29 de outubro de 2005
25	27 e 28 de outubro de 2006
26	16 e 17 de outubro de 2007

São realizadas medidas de variáveis atmosféricas e oceânicas, importantes para um estudo detalhado da Confluência e da interação oceano-atmosfera local. Os instrumentos utilizados são sondas XBTs (*Expendable Bathy-Thermographs*), bóias de deriva de superfície e radiossondas atmosféricas.

A investigação da estrutura bidimensional da temperatura das águas da CBM (latitude x profundidade) foi feita através da compilação dos dados obtidos pela linha de alta resolução de XBTs, ou seja, a cada 15 minutos de latitude, com o navio em movimento.

A amostragem da CLA foi realizada, através do lançamento de radiossondas atmosféricas (presas aos balões) a partir do deck de popa do NApOc Ary Rongel (Figura



Figura 3.1 - Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel.

3.2). Estas são lançadas enquanto o navio cruza a CBM, conjuntamente com os XBTs. Adicionalmente, algumas radiossondas foram lançadas um pouco antes e depois da região da CBM. As radiossondas medem diversos parâmetros atmosféricos tais como temperatura, umidade relativa, pressão, intensidade e direção dos ventos.



Figura 3.2 - Operação de lançamento de radiossondas atmosféricas realizado em novembro de 2004 a bordo do NApOc Ary Rongel.

Os balões são inflados, um a um, em um ambiente externo no deck superior do

NApOc Ary Rongel e abrigado do vento. Em seguida, transportados ao heliponto do navio, onde são conectados às radiossondas e lançados. Uma vez que os balões alçam vôo, os dados são coletados a cada 2 segundos e transmitidos para o navio em tempo real, garantindo assim um razoável número de observações dentro da CLA. Os parâmetros atmosféricos coletados através das radiossondas atmosféricas são apresentadas na Tabela 3.2, que também incluem a posição (latitude-longitude) e horário UTC (Universal Time Coordinated).

Tabela 3.2 - Parâmetros Atmosféricos coletados através das radiossondas.

VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS	UNIDADE
Altura	<i>m</i>
Pressão	<i>hPa</i>
Temperatura	°C
Umidade Relativa	%
Velocidade do Vento	<i>m/s</i>

O navio possui uma estação meteorológica onde coleta-se outras variáveis atmosféricas, como a temperatura do ar, umidade relativa, direção e intensidade do vento, posição (latitude-longitude), entre outras. Os dados coletados no navio são também apresentados na Tabela 3.3. Todos estes dados foram organizados e visualizados usando o software MATLAB.

Tabela 3.3 - Parâmetros Atmosféricos e dados oceânicos coletados na estação meteorológica do navio.

VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS	UNIDADE
Direção do Vento	<i>graus</i>
Velocidade do Vento	<i>m/s</i>
Pressão	<i>hPa</i>
Umidade Relativa	%
Temperatura do ar	°C
TSM	°C

Antes da partida do navio, a posição da frente oceânica na região da CBM é sempre mapeada através de imagens termais de alta resolução do Advanced Microwave Scanning Radiometer a bordo do satélite Aqua (AMSR-E). Estas imagens auxiliam no mapeamento e localização da CBM. A partir desta informação a rota do navio é determinada para a execução dos experimentos do INTERCONF. (Figura 3.3).

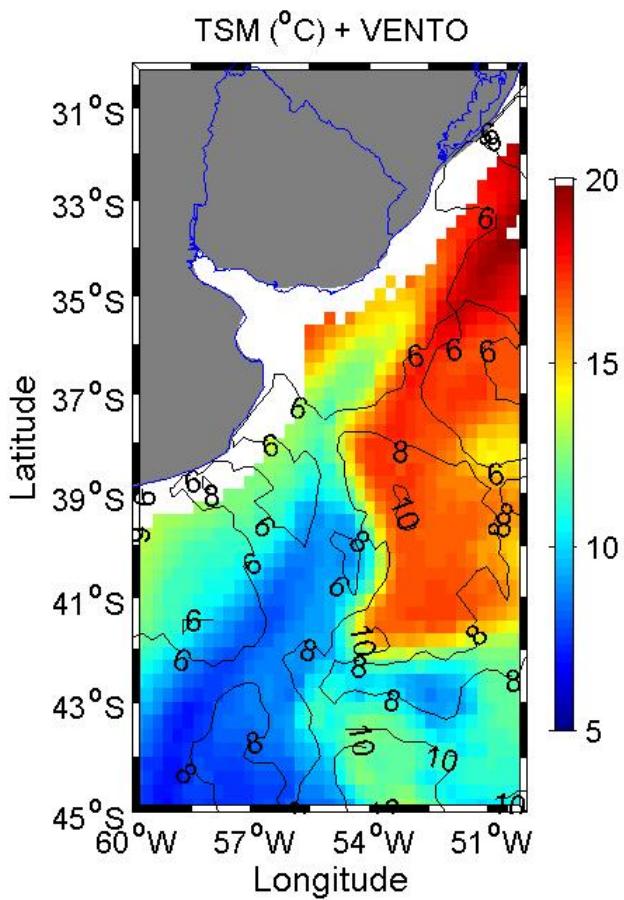


Figura 3.3 - Posicionamento da CBM com os dados de TSM (em cores) obtidas através do AMSR-E e vetores de vento à superfície, para o período da OP24.

Uma das vantagens da utilização do satélite Aqua é que ele possui órbita polar, que garante uma boa cobertura da região da CBM, sendo capaz de amostrar o oceano para estimar a TSM, mesmo em condições de alta nebulosidade.

O escaterômetro QuikScat, que mede os ventos próximos à superfície do oceano através do satélite QuikBird, também foi utilizado. Para cada Operação, utilizou-se a média de três dias que inclui a data escolhida, para ambos os campos de TSM e vento.

Dados de TSM do AMSR-E e de vento do QuikScat podem ser encontrados gratuitamente na página <http://www.ssmi.com> do Remote Sensing Systems (RSS).

3.2 Metodologia

O desenvolvimento deste trabalho foi dividido em duas partes. A primeira parte deste estudo consistiu em analisar como a interação oceano-atmosfera se comporta na região da CBM, através dos dados coletados *in situ* na região. A segunda parte consistiu em verificar se a interação oceano-atmosfera na região da CBM seria melhor representada fazendo-se uso da modelagem numérica com assimilação de dados, e por consequência, investigar uma possível melhora na geração de análises incluindo as radiosondagens.

3.2.1 Análise dos dados *in situ*

O presente trabalho analisa a interação oceano-atmosfera na região da CBM, mais precisamente a CLA. Para isso foi estudado o papel da estabilidade estática e hidrostática nos fluxos verticais de calor e momentum, através dos dados coletados *in situ* na região.

Foram investigadas para todas as operações que fator caracterizaria a instabilidade que ocorre na região, analisando o mecanismo da Estabilidade Estática através das variáveis (*TSM – Tar*, Perfis Verticais de Temperatura Potencial, Razão de Mistura, Vento em superfície, Fluxos de Calor), segundo [Pezzi et al. \(2005\)](#), [Tokinaga et al. \(2005\)](#) e [Pezzi et al. \(2009\)](#). O mesmo para o mecanismo da Estabilidade Hidrostática (analisando campos de Pressão ao nível do mar (PNM) e TSM) segundo [Lindzen e Nigam \(1987\)](#).

Procurou-se compreender se o vento em superfície era afetado pela turbulência da CLA ou pelo gradiente de pressão.

Para esta etapa do trabalho, seguindo os conceitos mencionados acima, uma investigação da dinâmica da região da CBM foi realizada. Tomou-se como foco a CLA, que de acordo com a literatura para esses fins essa região ainda foi pouco explorada.

3.2.2 Assimilação de Dados

Inicialmente foram utilizadas para o período dos experimentos do RPSAS as análises do NCEP, com a resolução T254L64 para os 4 horários sinóticos, onde o termo T significa o truncamento triangular na onda zonal de número 254 e L64 as camadas em coordenada sigma na vertical.

Estas análises foram interpoladas para outra resolução T213L42 para o qual foi rodado o GPSAS (Global PSAS) para então ser gerada as condições de contorno, juntamente com os dados sstwkl (conjunto de dados observado semanal de TSM) e snow (campo de neve baseado no albedo climatológico), que são necessários como dados de entrada para a grade do modelo Eta-Workstation.

A análise é portanto gerada sobre uma grade de resolução correspondente à resolução do modelo global, e posteriormente interpolada para a grade do modelo Eta-Workstation. A TSM é obtida do valor médio dos últimos 7 dias e é mantida constante durante a integração. O albedo inicial é obtido de uma climatologia sazonal ([CHOU, 1996. \(INPE-12512-PRE/7814\)](#)).

Para todos os experimentos (o termo ‘experimento’ vai ser utilizado para se referir a uma execução cíclica do modelo), os dados observacionais foram preparados para entrarem no sistema de assimilação de dados no formato de arquivo chamado ODS (Observations Data Stream), que é uma estrutura específica para disponibilizar informações destinadas à assimilação em modelos de PNT.

Estes dados ODS são organizados conforme o tipo de observação, como por exemplo, radiossonda, synop (observações sinóticas à superfície), bóia, e por variável meteorológica, tipo, pressão, temperatura e umidade. Os dados disponibilizados para esses experimentos foram:

- Global-pré, que contem dados de pressão ao nível do mar (hPa), vento zonal e meridional (m/s), altura geopotencial (m) e razão de mistura (g/kg), derivados de satélite.
- Sensor AIRS/AMSU (Atmospheric InfraRed Sounder/Advanced Microwave Sounding Unit), com observações da altura geopotencial e conteúdo total de água precipitável provenientes de sondagem à bordo do satélite AQUA, para os quatro horários sinóticos.
- Dados *in situ* das radiosondagens, com dados de pressão ao nível do mar (hPa), vento zonal e meridional (m/s), altura geopotencial (m) e razão de mistura (g/kg).

Os experimentos com o Sistema de Assimilação de Dados - RPSAS foram caracterizados pela inclusão das radiosondagens (Experimento-EXP) e pela não inclusão

(Controle-CTL), sendo esta a única diferença entre os experimentos, a fim de se comparar os perfis observacionais (com os dados *in situ*) e os perfis numéricos (EXP e CTL) gerados pelo modelo. Realizou-se o processo de assimilação para OP23, OP24 e OP26 onde o CTL e o EXP foram divididos conforme o período das radiossondagens (Tabela 3.4). Não foi realizado o experimento de assimilação para a OP25, devido a falta de dados de TSM (usada como condição de contorno para rodar o GPSAS) no período dessa operação.

Tabela 3.4 - Período das Rodadas.

OPERAÇÃO	CTL	EXP
23	16/10/2004 à 08/11/2004	02/11/2004 à 05/11/2004
24	08/10/2005 à 01/11/2005	28/10/2005 à 31/10/2005
26	01/10/2007 à 20/10/2007	16/10/2007 à 19/10/2007

Para o EXP (Tabela 3.5), conforme a data e horário que foram feitas as radiossondagens (segunda e terceira coluna da Tabela), os experimentos foram realizados assimilando os dados das radiosondas no horário sinótico mais próximo as radiossondagens (quarta coluna).

Para a inclusão dos dados no modelo Eta utiliza-se a técnica que consiste em um procedimento cíclico (Figura 3.4), em que os resultados de uma integração curta, tipicamente de 6 horas, são usados como uma estimativa inicial (do inglês, First Guess-FG). Esta estimativa inicial é combinada com as últimas observações disponíveis e formam o estado inicial da atmosfera a ser utilizado na próxima integração do modelo. O resultado da combinação do FG com as observações assimiladas é denominado ‘análise’, a qual estaticamente é o estado, dentro da disponibilidade de observações, que melhor representa a realidade física da atmosfera em um dado momento. Essa combinação é utilizada como condição inicial para a integração do modelo físico Eta.

Nota-se que os dados observacionais a serem assimilados constituem o único conjunto de dados externo ao ciclo. Todos os demais são produzidos internamente, exceto no início do processo, no qual além dos dados observacionais, necessita-se de um valor inicial que corresponde a uma previsão de 06 horas do Modelo Global.

Tabela 3.5 - Experimento, assimilando as radiosondas. Para cada Operação incluindo a data da radiosondagem, posição e horário e o período que foram inseridas nas simulações.

OPERAÇÃO	Data → N ^o	Posição(S-W)/Horário(UTC)	EXP
23	02/11/2004→1	38.12-53.55/ 19	02/11/2004 às 18
	02/11/2004→2 *	38.43-53.68/ 21	-
	02/11/2004→3	39.00-53.89/ 23	03/11/2004 às 00
	03/11/2004→4	39.54-54.11/ 02	03/11/2004 às 06
	03/11/2004→5	40.01-54.30/ 05	03/11/2004 às 06
24	28/10/2005→6 *	38.54-52.51/ 02	-
	28/10/2005→7	38.76-52.68/ 03	28/10/2005 às 06
	28/10/2005→8	38.95-52.82/ 05	28/10/2005 às 06
	28/10/2005→9	39.13-52.93/ 07	28/10/2005 às 06
	28/10/2005→10	39.42-53.15/ 08	28/10/2005 às 06
	28/10/2005→11	39.60-53.26/ 09	28/10/2005 às 12
	28/10/2005→12	39.77-53.36/ 10	28/10/2005 às 12
	28/10/2005→13	40.00-53.50/ 12	28/10/2005 às 12
	28/10/2005→14	40.04-53.52/ 13	28/10/2005 às 12
	28/10/2005→15 *	40.18-53.61/ 14	-
	28/10/2005→16 *	40.35-53.82/ 16	-
	28/10/2005→17 *	40.54-54.03/ 18	-
26	16/10/2007→18	39.52-54.50/ 05	16/10/2007 às 06
	16/10/2007→19	39.68-54.62/ 07	16/10/2007 às 06
	16/10/2007→20	39.81-54.77/ 08	16/10/2007 às 06
	16/10/2007→21	40.11-55.15/ 12	16/10/2007 às 12

Legenda:

h horário das radiosondagens X horário da assimilação

* Radiosondas que não foram assimiladas

N^o Quantidade de radiosondas

O experimento CTL foi realizado, para os períodos mencionado na Tabela 3.4, assimilando o conjunto de dados observacionais do global-pré e AIRS. Para todas as rodadas do CTL, nos quatro horários sinóticos, foram armazenadas as análises geradas, o FG, e as saídas em binários convertidas em grib (para visualização).

O FG gerado pelo CTL foi utilizado somente no primeiro horário da rodada do EXP, ficando depois independente, e os dados das radiosondas foram inseridos, juntamente com o global-pré e AIRS. Também para o EXP, nos quatro horários sinóticos, foram armazenadas as análises geradas, o FG, e as saídas em binários convertidas em grib. É importante ressaltar que a única diferença entre os experimentos EXP e CTL é a inclusão ou não dos dados das radiosondas.

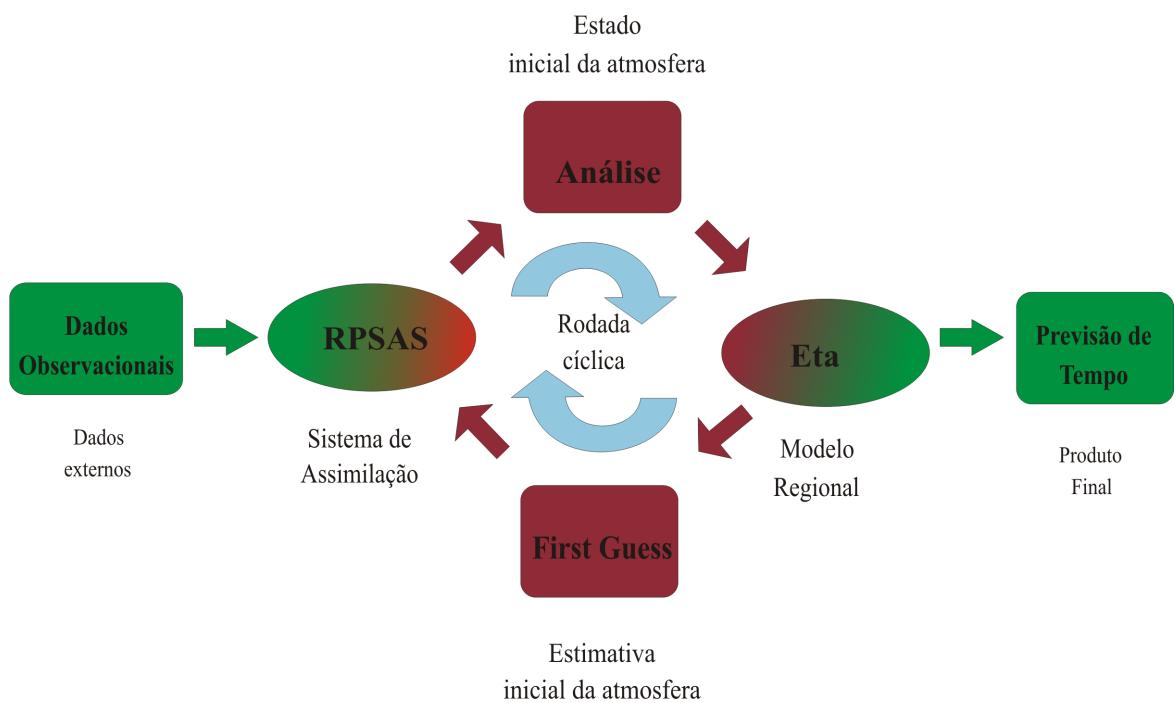


Figura 3.4 - Diagrama ilustrativo do fluxo de dados em uma rodada cíclica na versão regional do modelo PNT do CPTEC.

Fonte: Adaptada de [Sapucci \(2005\)](#).

4 RESULTADOS - DADOS *IN SITU*

4.1 Análise Sinótica da Atmosfera para Região Estudada.

A região da CBM, situada no sudoeste da América do Sul, apresenta na parte atmosférica, a passagem e eventual permanência de sistemas meteorológicos que ocorrem em distintas escalas de tempo e espaço. Os mais frequentes são de escala sinótica, tais como ciclones, cavados, vórtices e sistemas frontais, podendo mudar as condições meteorológicas presente na região ([SATYAMURTY et al., 1998](#)).

Um dos principais sistemas meteorológicos que atuam nessa região são os ciclones extratropicais associados às frentes frias. Entre as latitudes de 15 e 60 °S e as longitudes 30 e 70 °W ocorrem a cada ano cerca de 100 sistemas ciclônicos em superfície ([SATYAMURTY et al., 1990](#)). Durante os meses de junho, julho e agosto, a densidade de sistemas ciclônicos é maior que nos demais meses do ano ([SIMMONDS; KEAY, 2000](#)). A parte oriental do continente sul americano e o Oceano Atlântico entre as latitudes de 20 e 35 °S são as áreas preferenciais para ocorrência de ciclogênese ([TALJAARD, 1972](#); [GAN; RAO, 1991](#); [SIMMONDS; KEAY, 2000](#)).

O clima desta região apresenta uma forte sazonalidade devido à presença de um sistema permanente de altas pressões, conhecido como Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), situado em média, em torno de 30 °S. Caracterizado por ser um sistema de bom tempo que se forma sobre o oceano, o qual tem temperaturas elevadas como consequência da intensa radiação solar, característica das latitudes tropicais além da alta umidade devido a intensa evaporação marítima ([MORAN; MORGAN, 1994](#)).

Para ajudar na análise observacional da atmosfera, além do estudo termodinâmico, faz-se necessário conhecer as condições sinóticas presentes na região. Desta forma, fez-se uma análise geral das condições sinóticas durante o período estudado, para as quatro operações. A Figura 4.1 mostra os sistemas atmosféricos atuantes no período da OP23 para os dias 2 e 3 de novembro de 2004.

Através das cartas sinóticas (Figura 4.1) observa-se a formação de um sistema frontal (Painel C) que avança sobre o continente no sentido sudoeste-nordeste, provocando a redução da pressão e o aumento da temperatura na vanguarda. Após sua passagem, a pressão aumenta e a temperatura diminui devido à penetração do ar frio do centro de alta pressão situado na retaguarda da frente. Tem-se que a PNM situa-se em torno de 1013 Hectopascal (hPa).

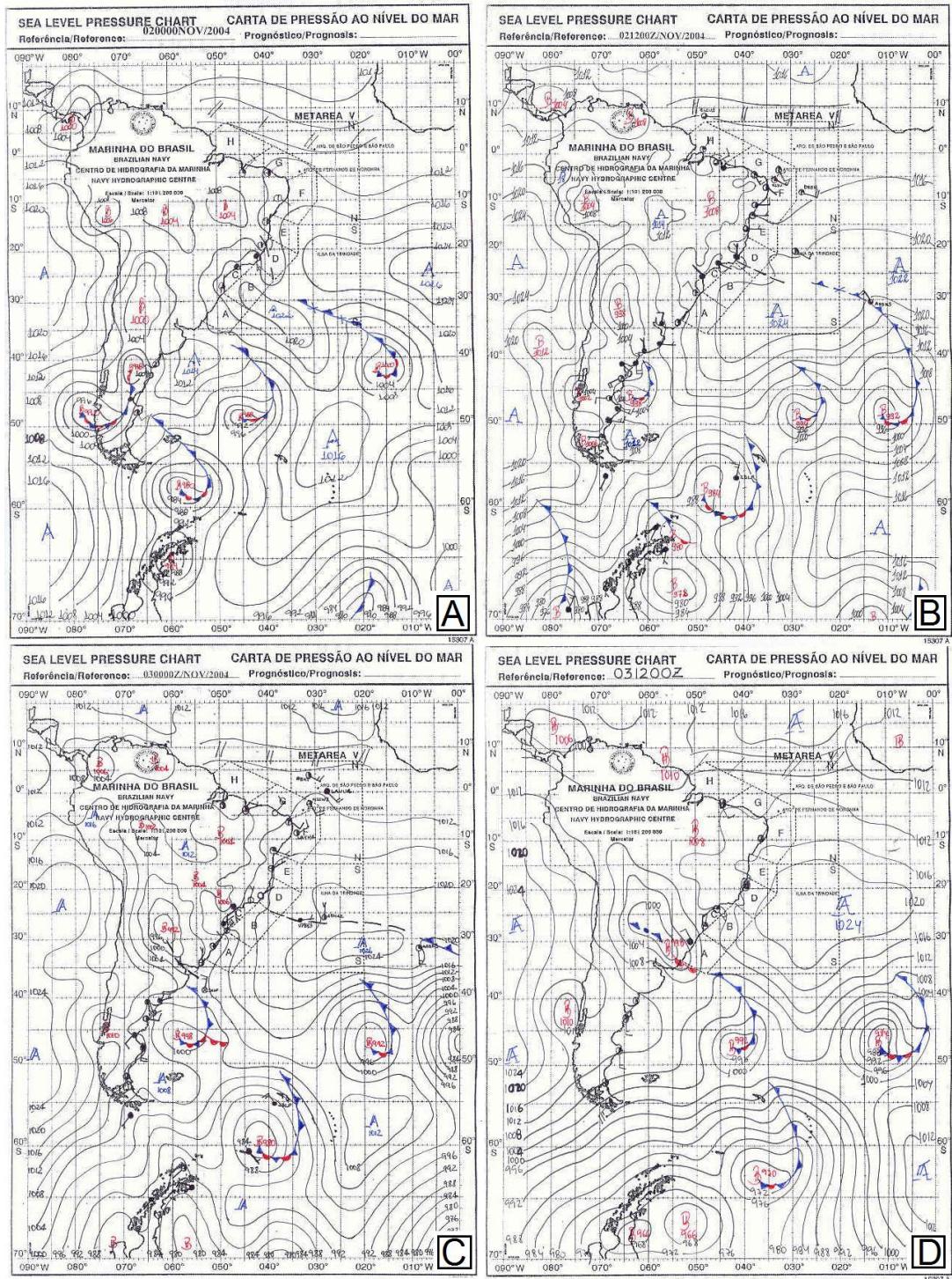


Figura 4.1 - Carta sinótica de pressão ao nível do mar. Painel A: dia 2 de novembro de 2004 no horário das 00 UTC. Painel B: dia 2 de novembro de 2004 no horário das 12 UTC. Painel C: dia 3 de novembro de 2004 no horário das 00 UTC. Painel D: dia 3 de novembro de 2004 no horário das 12 UTC.

Fonte: Marinha do Brasil.

A Figura 4.2 mostra os sistemas atmosféricos atuantes no período da OP24 para o dia 28 de outubro de 2005. Tem-se a presença de um sistema frontal próximo a 40°S e 50°W (Painel B), que se intensifica e avança para o oceano, esse sistema é formado devido a massa de ar frio se deslocar sobre uma região mais quente (neste caso, uma frente fria), a camada atmosférica é aquecida gerando instabilidade. O movimento convectivo resultante transfere o ar aquecido para níveis mais elevados.

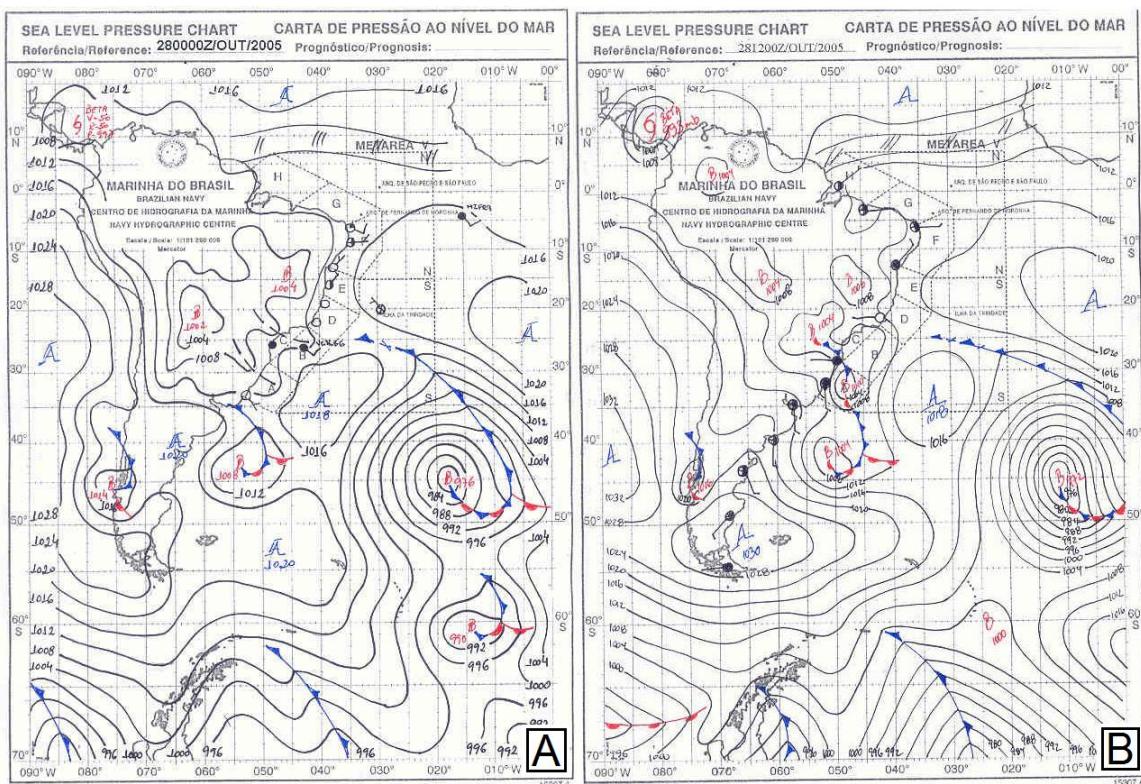


Figura 4.2 - Carta sinótica de pressão ao nível do mar. Painel A: dia 28 de outubro de 2005 no horário das 00 UTC. Painel B: dia 28 de outubro de 2005 no horário das 12 UTC.

Fonte: Marinha do Brasil.

Para OP25 (Figura 4.3) observa-se um sistema de alta pressão entre 38°S - 40°S e 56°W - 52°W (Painel A), onde as sondagens foram realizadas, que se desloca para o oceano devido a entrada de um sistema frontal (Painel C).

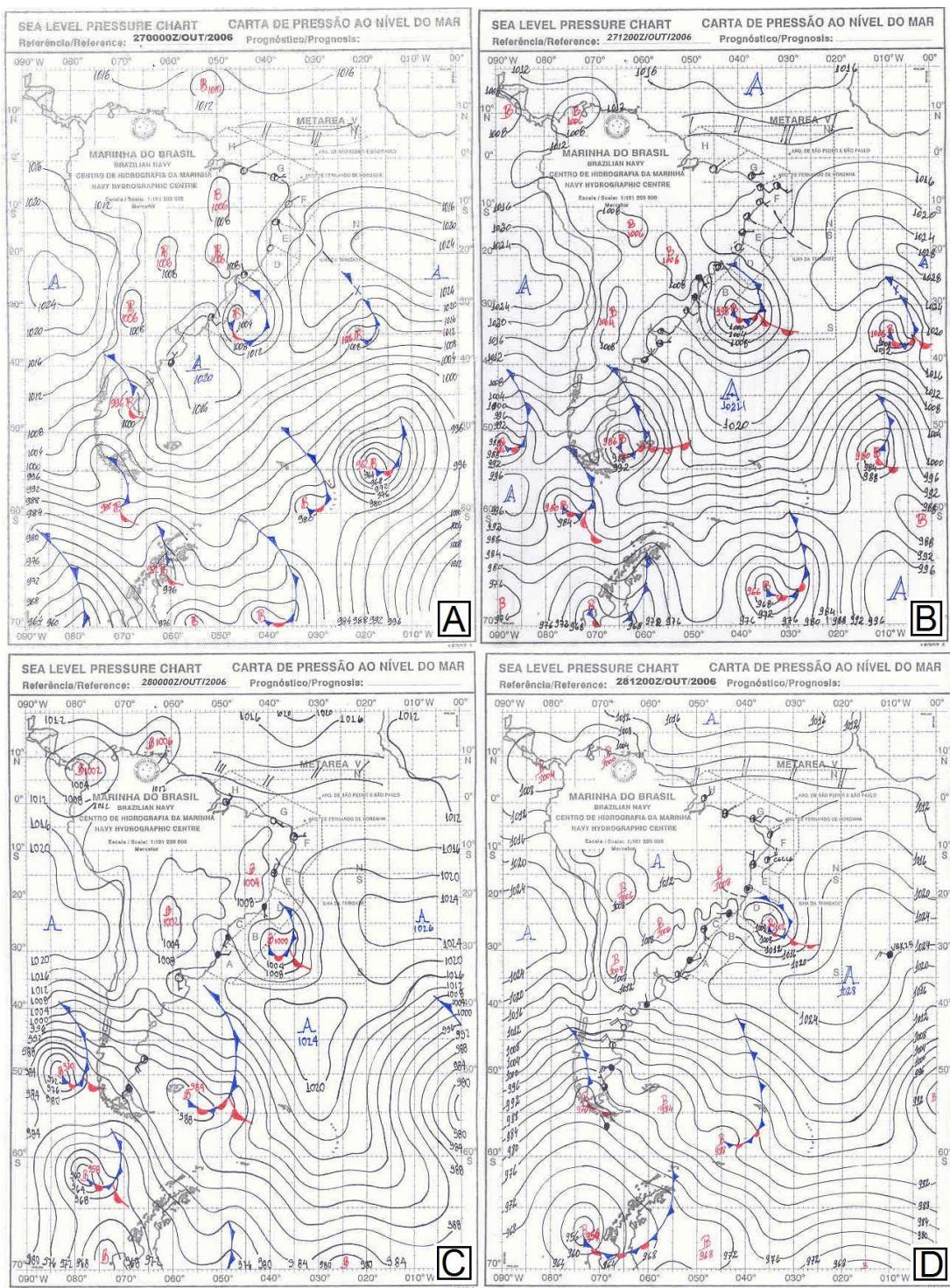


Figura 4.3 - Carta sinótica de pressão ao nível do mar. Painel A: dia 27 de outubro de 2006 no horário das 00 UTC. Painel B: dia 27 de outubro de 2006 no horário das 12 UTC. Painel C: dia 28 de outubro de 2006 no horário das 00 UTC. Painel D: dia 28 de outubro de 2006 no horário das 12 UTC.

Fonte: Marinha do Brasil.

Neste caso, o valor da pressão atmosférica é superior a 1013 hPa (alta pressão associada a um anticiclone) e como o ar está mais pesado, consequentemente estará mais frio e seco, provocando correntes descendente. Sob tais condições, o ar próximo à superfície do oceano vai, de modo gradual, adquirindo características uniformes de temperatura e umidade desse sistema.

A Figura 4.4 mostra no período da OP26, um sistema de baixa pressão (Painel A), próxima a 40°S e 55°W. Ocorre movimentos ascendentes, com transporte de calor e umidade para níveis mais elevados. Simultaneamente, existe ar que se desloca para substituir o ar quente em elevação, dando origem a ventos mais fortes neste caso. Entre os horários das 00 e 12 UTC, período em que as sondagens foram realizadas, ocorre a formação de um sistema frontal.

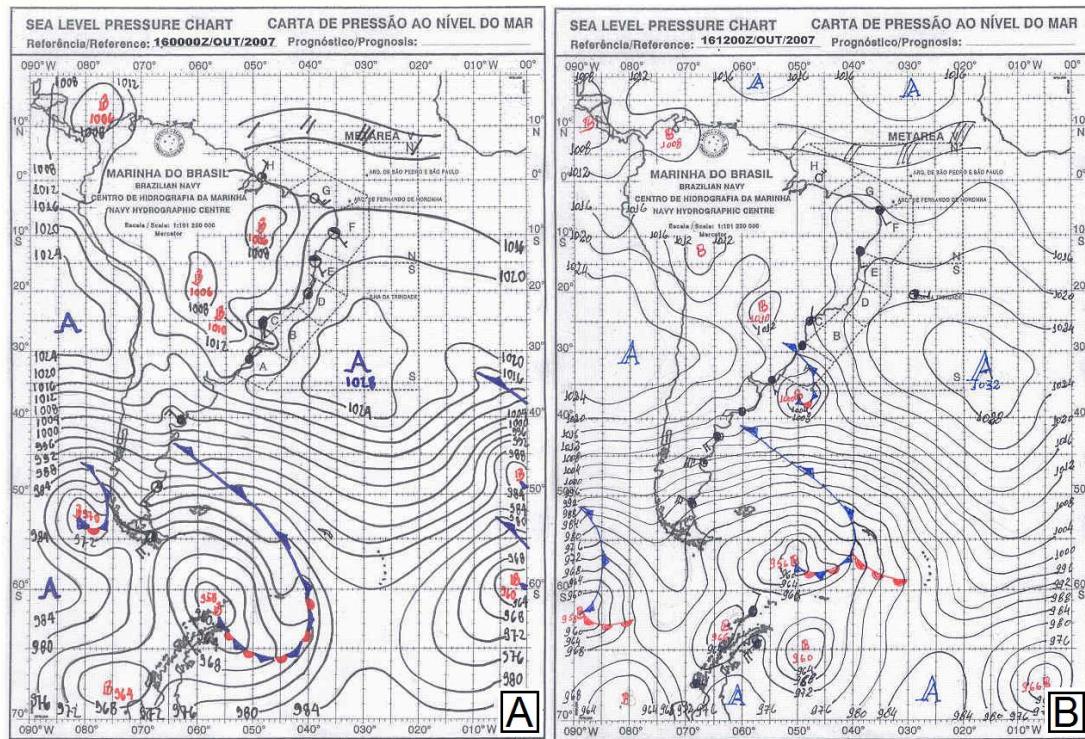


Figura 4.4 - Carta sinótica de pressão ao nível do mar. Painel A: dia 16 de outubro de 2007 no horário das 00 UTC. Painel B: dia 16 de outubro de 2007 no horário das 12 UTC.

Fonte: Marinha do Brasil.

4.2 Análise Sinótica do Oceano para Região Estudada.

As Figuras 4.5 e 4.6 mostram as posições de lançamento das radiossondas atmosféricas durante as OP23, OP24, OP25 e OP26, respectivamente, bem como a situação sinótica da superfície oceânica descritos pelos campos de TSM (medidos pelo sensor AMSR-E) e de magnitude do vento (medida pelo QuikScat) na data da amostragem da atmosfera pelas radiossondas. A CB é definida com tons de cores entre laranja e vermelho, enquanto a CM é definida com tons de azul.

A latitude de separação da CB é caracterizada por uma modulação sazonal segundo Peterson e Stramma (1991), ou seja, a corrente estende-se mais ao sul durante o verão em relação a latitude média de separação (36°S) e durante o inverno, mais ao norte. Para OP23 e OP24 (Figura 4.5) e OP25, a latitude de separação ocorre em 35°S , já para OP26 a latitude está mais ao norte em 33°S .

Após a separação da costa a CB continua fluindo em direção ao pólo até um limite de 42°S para OP's 23 e 24, já para OP25 em 40°S e OP26 em 41°S , que está de acordo com (PETERSON; STRAMMA, 1991) no qual o limite médio está em uma faixa latitudinal compreendida entre os paralelos 39°S e 42°S .

A CM acompanha a região da quebra da plataforma continental até aproximadamente 39°S de latitude, onde a corrente se separa da costa e segue em direção a bacia Atlântica. Observa-se nas OP's 24, 25 e 26 a formação de vórtices de núcleo quente originados a partir da CB típicos da região segundo Souza (2005), que ocorrem devido a instabilidade causada pela interação entre as águas quentes e salinas da CB, e as águas frias e menos salinas da CM.

Para todas as OP's, nota-se a frente entre as águas subtropicais (CB) e subantárticas (CM) na vizinhança da latitude de 39°S . Os valores da TSM da CB e CM está por volta de 18°C e 7°C , respectivamente, onde mostra uma característica única nessa região que apresenta fortes gradientes térmicos. O máximo valor de TSM sobre a CB com valor de 20°C e o mínimo valor de TSM sobre a CM com valor de 5°C é observado na OP25, apresentando um forte gradiente térmico horizontal de $0.1^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Analizando a magnitude do vento para a CB os valores se encontram entre 6,8 e 10 m/s para OP23 e 8 m/s para OP24 (Figura 4.5), enquanto na CM entre 6 e 8 m/s

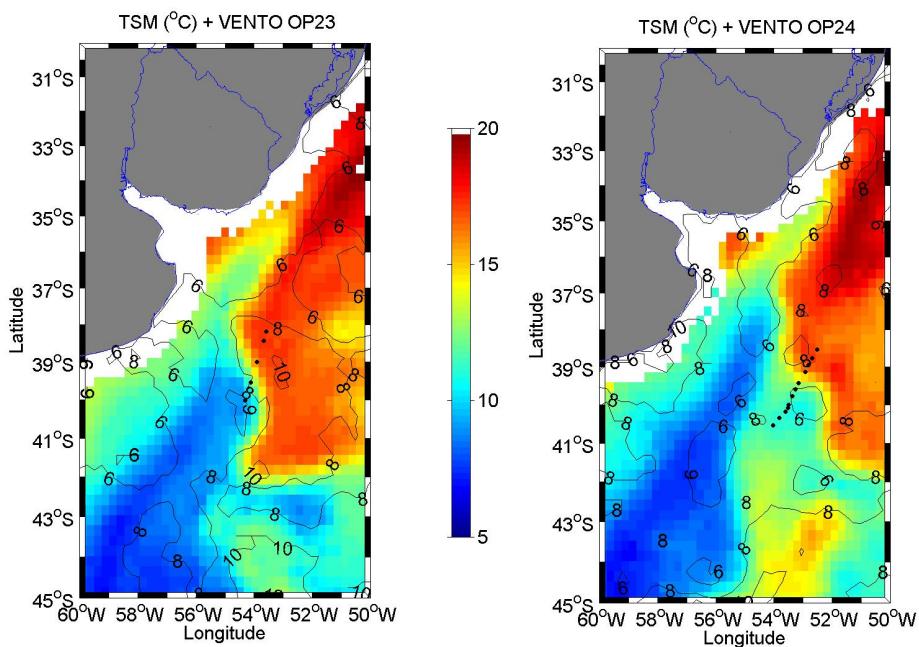


Figura 4.5 - Posições das radiosondas atmosféricas (pontos negros) a partir do NApOc Ary Rongel nas OP23 e OP24 (2004 e 2005), juntamente com a magnitude do vento obtida pelo escaterômetro a bordo do satélite QuikScat, sobrepostos ao mapa de TSM (cores) obtido pelo sensor AMSR-E do satélite Aqua.

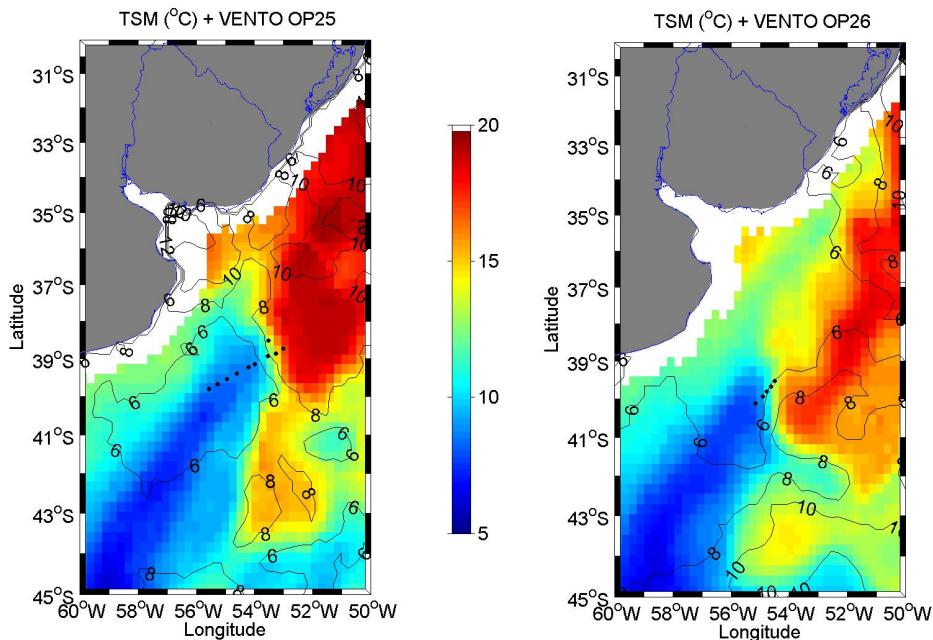


Figura 4.6 - O mesmo para as OP25 e OP26 (2006 e 2007).

para ambas operações. Nas OP's 25 e 26 (Figura 4.6), observa-se valores entre 8 e 10 m/s (OP25) e 6 à 8 m/s (OP26) sobre a CB, no entanto sobre a CM os valores não ultrapassam 6 m/s para essas operações. Nota-se que para todas as OP's a presença de núcleos quentes sobre a CM.

Observa-se que o vento é bem ajustado pelo campo de TSM, ou seja, ventos mais intensos sobre a CB indicam sobre essa região uma instabilidade acentuada na qual ocorre maior turbulência. Essas variações de intensidade e direção do vento são importantes, devido ao mesmo desempenhar um papel decisivo na distribuição de calor e umidade na região, que serão analisadas na próxima seção.

4.3 Características da CLA na CBM.

A CLA é variável no tempo e espaço, variando de centenas de metros à quilômetros, dependendo do balanço de energia da superfície. No oceano esta altura pode ser superior a 800 metros em regiões tropicais (ARYA, 2001), porém em regiões extratropicais, como analisada aqui, esta altura poder ser inferior. A estimativa da altura da CLA neste trabalho foi feita através de análise subjetiva dos perfis de temperatura potencial virtual (θ_v) e razão de mistura (ou umidade específica, q), buscando encontrar uma média e/ou um padrão, utilizando dados coletados *in situ* para todas as operações.

Inicialmente foram plotadas para todas as radiossondas, a estimativa da altura da CLA segundo Munley e Hipps (1991), como por exemplo, na Figura 4.7 e 4.8, onde mostram o perfil da θ_v e da q , para CB e CM, respectivamente. As propriedades de θ_v e q são bem misturadas na CLC e, ao atingirem a camada de inversão, o gradiente dessas propriedades apresenta uma inclinação aguda, deixando de ser constante com a altura (z). A partir dessa acentuada inclinação, determina-se a camada de inversão. Admite-se que a altura da CLA corresponde a base desta camada no primeiro ponto onde o perfil da temperatura aumenta e o perfil da umidade específica decresce rapidamente (FISCH et al., 2004).

No caso da CB (Figura 4.7), a inversão de θ_v e q ocorre aproximadamente em 800 metros para este caso, o perfil da temperatura aumenta e da umidade decresce, podendo ser visto claramente na figura. Até a altura de 800 metros, as propriedades

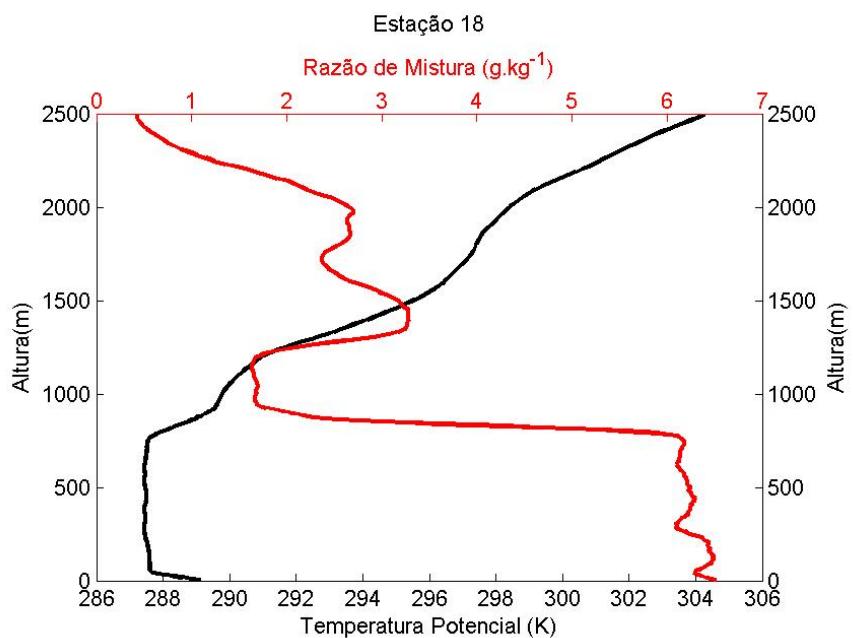


Figura 4.7 - Altura da CLA na região da CB, com a Temperatura Potencial Virtual e Razão de Mistura medidas através da radiossonda no dia 27 de outubro de 2006 às 13 UTC.

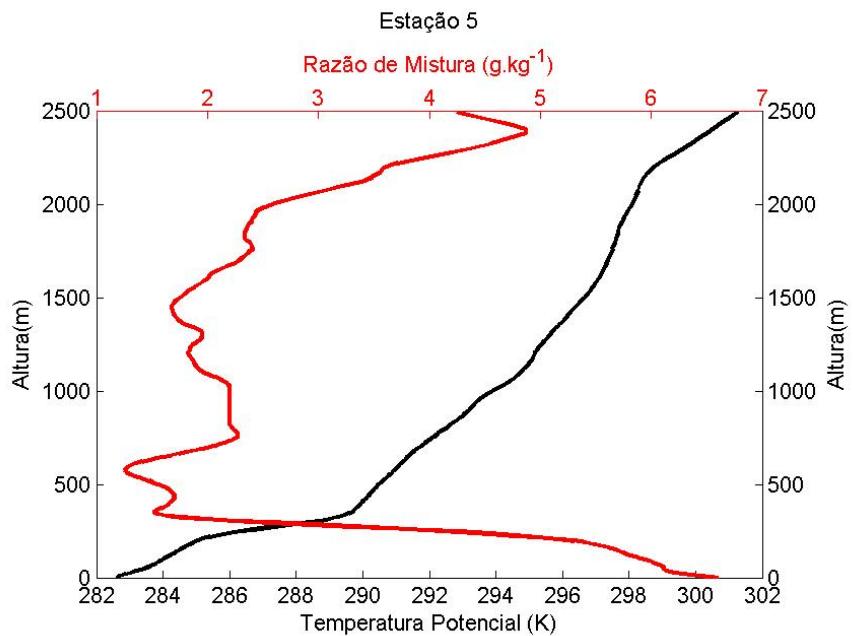


Figura 4.8 - Altura da CLA na região da CM, com a Temperatura Potencial Virtual e Razão de Mistura medidas através da radiossonda no dia 03 de novembro de 2004 às 05 UTC.

são bem misturada. Já no caso da CM (Figura 4.8), a inversão ocorre aproximadamente em 200 metros, com uma camada estável.

Para todas as operações, fez-se uma separação através da posição (lat-lon) caracterizando as sondagens realizadas na região quente e região fria da frente na CBM. Após serem plotados para todos os dias e horários, os valores da altura da CLA foram armazenados (Tabela 4.1), e posteriormente encontrou-se uma média para os quatro anos analisados, para CB e CM.

Tabela 4.1 - Posições (lat-lon) e horários (UTC) das radiosondagens, separando as regiões quente (Q) e fria (F) para estimar a altura da CLA.

OP	Lat-Lon/horário(UTC)	Região: Quente (Q) e Fria (F)	Altura da CLA (m)
23	38.12-53.55/19	Q	250
	38.43-53.68/21	Q	500
	39.00-53.89/23	Q	630
	39.54-54.11/02	F	250
	40.01-54.30/05	F	200
24	38.54-52.51/02	Q	680
	38.76-52.68/03	Q	860
	38.95-52.82/05	Q	750
	39.13-52.93/07	Q	750
	39.42-53.15/08	Q	1000
	39.60-53.26/09	F	600
	39.77-53.36/10	F	300
	40.00-53.50/12	F	500
	40.04-53.52/13	F	400
	40.18-53.61/14	F	500
	40.35-53.82/16	F	620
	40.54-54.03/18	F	200
25	38.73-53.00/13	Q	800
	38.86-53.27/14	Q	1500
	38.94-53.53/16	Q	1500
	39.14-53.99/18	F	800
	39.23-54.20/19	F	600
	39.40-54.60/21	F	600
	39.55-54.95/22	F	500
	39.68-55.26/00	F	300
	39.81-55.57/02	F	700
26	39.52-54.50/05	Q	1000
	39.68-54.62/07	Q	900
	39.81-54.77/08	F	700
	40.11-55.15/12	F	200

A Figura 4.9 mostra a estimativa média da altura da CLA para CB, que ocorre

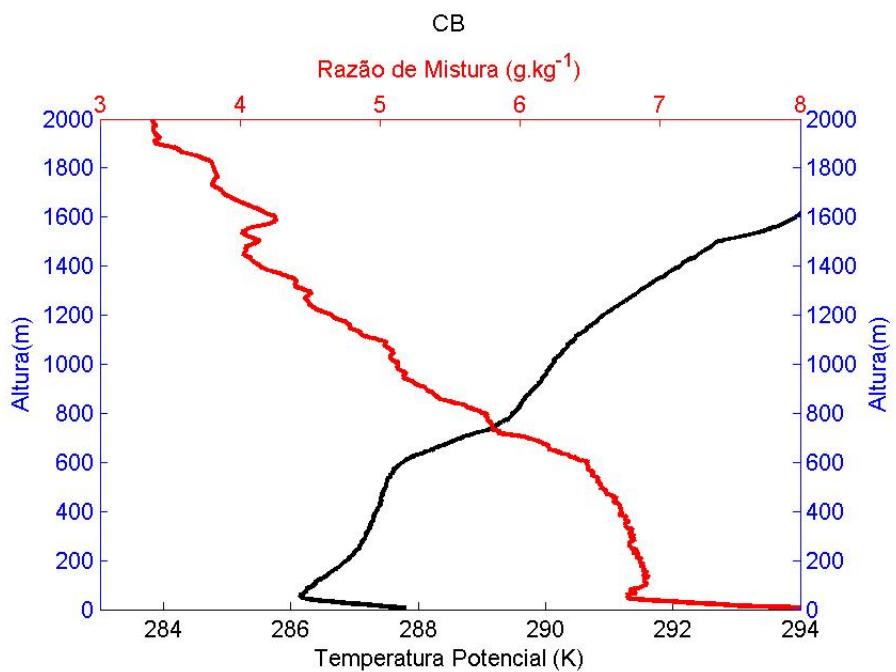


Figura 4.9 - Média da Altura da CLA na região da CB.

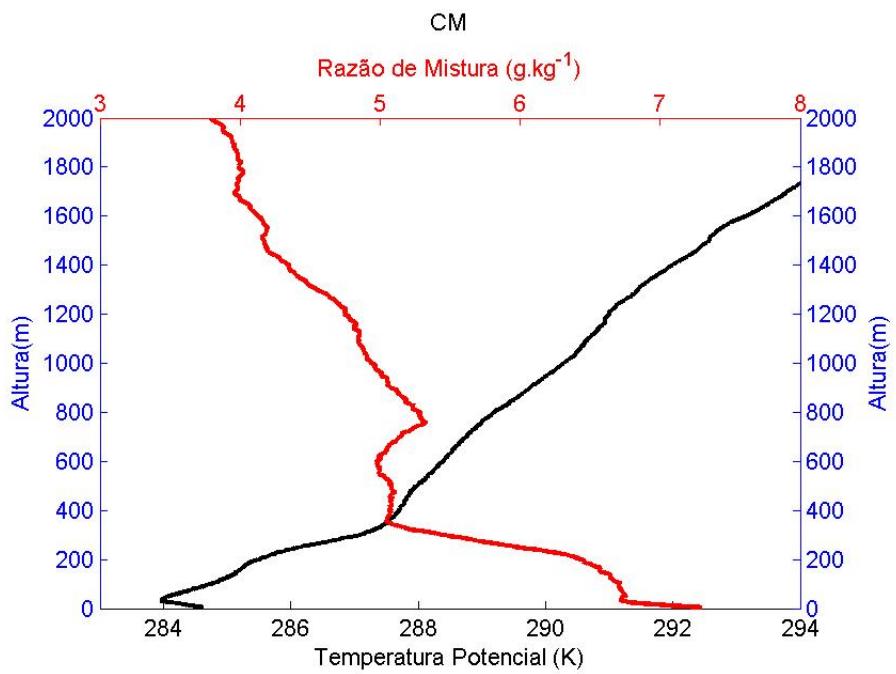


Figura 4.10 - Média da Altura da CLA na região da CM.

por volta de 700 metros. Neste nível, o valor de θ_v em 288 K e a q em 294 g/kg. A altura da CLA sobre a CM (Figura 4.10) está em aproximadamente 300 metros, com valores de θ_v e q bem menores. Essa diferença na altura está no fato de que sobre a região da CB, mais instável, observa-se um maior fluxo turbulento entre os níveis baixos e altos.

A fim de analisar a estrutura da CLA através dos fluxos turbulentos da temperatura e umidade, foram investigados somente para a OP25, por exemplo, os perfis da θ_v e q ilustrados na Figura 4.11 e na Figura 4.12, respectivamente, obtida através de radiosondas atmosféricas.

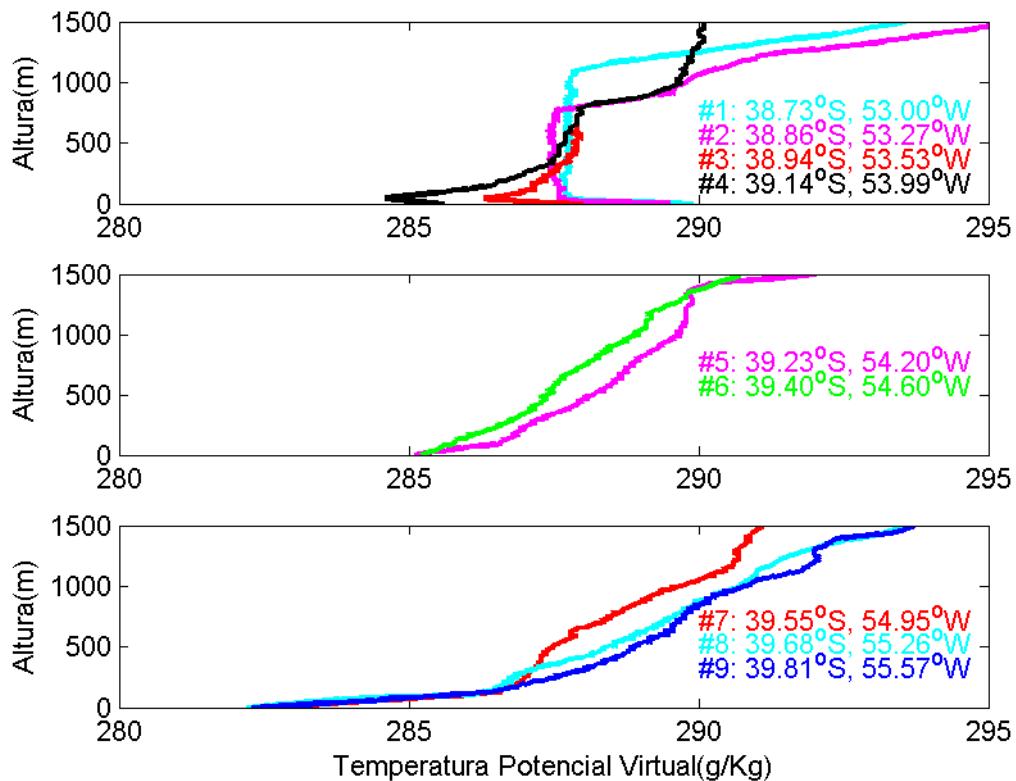


Figura 4.11 - Perfil Vertical da Temperatura Potencial Virtual (K). Medidas através de radiosondas nos dias 27 e 28 de outubro de 2006.

Usando como parâmetro a temperatura potencial virtual (θ_v) em função da altura, a Figura 4.11 descreve o comportamento da estabilidade estática da atmosfera, onde a CLA pode ser dividida em camada instável, estável e neutra.

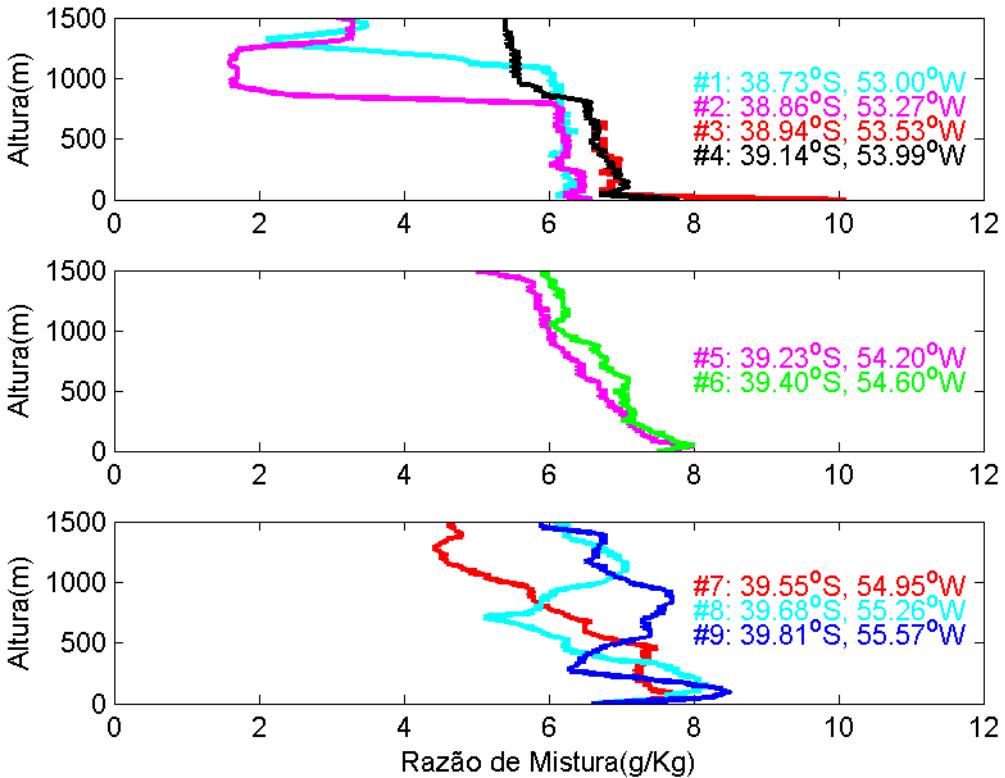


Figura 4.12 - Perfil Vertical da Umidade (g/kg). Medidas através de radiosondas nos dias 27 e 28 de outubro de 2006.

A Figura 4.11 é dividida em três partes. No painel superior nota-se uma camada instável, onde a temperatura diminui com a altura, posteriormente há uma forte inversão térmica que é seguida por uma camada neutra. Nessa região onde foram feitas as sondagens localiza-se as águas quentes da CB.

Na figura do meio, nota-se uma camada estável, ali se encontra a região da frente entre a CB e a CM, com forte gradiente térmico. E no painel inferior uma camada estável também é observada, seguida por uma camada neutra associada à presença das águas frias da CM.

A Figura 4.12 apresenta o perfil vertical da umidade específica. Da mesma forma que a Figura 4.11, o painel superior apresenta o perfil das radiosondas na região das águas quentes da CB. Nota-se uma camada limite convectiva espessa e homogênea, com um aumento de umidade à medida em que as radiosondas foram amostrando águas mais ao sul. No painel do meio observa-se um aumento da umidade bem pró-

ximo à superfície, diminuindo com a altura. No painel inferior, a umidade aumenta até cerca de 100 metros, diminuindo consideravelmente com a altura.

Estes perfis mostram que, sobre a CB sendo mais instável um maior transporte de fluxos turbulentos de temperatura e umidade ocorre, sendo mais homogêneos e constantes entre baixos e altos níveis. Por outro lado, sobre a CM mais estável, esse transporte fica menos intenso se limitando apenas em baixos níveis.

4.4 Estabilidade Estática versus Hidrostática e Fluxos de Calor.

Associados a análise do papel da estabilidade estática na região, investigou-se como o vento em superfície e os fluxos de calor são afetados pela turbulência presente na CLA. Usando como parâmetros a estabilidade, definido como $TSM - Tar$ em ($^{\circ}\text{C}$), velocidade do vento em superfície (m/s) e fluxos de calor (W/m^2), para todas as operações (Figuras 4.13, 4.14, 4.15 e 4.16). Os dados foram coletados a partir da estação meteorológica do navio enquanto o NApOc Ary Rongel cruzava a região da CBM.

Para OP23, Figura 4.13 (painel superior), o parâmetro de estabilidade do ar apresenta valores negativos nas latitudes 37°S e 38°S indicando uma atmosfera estável, que se neutraliza, ou seja, $TSM = Tar$ nas latitudes seguintes até 39°S sobre a CB. Próximo a frente oceânica (40°S), o parâmetro apresenta valores positivos indicando uma atmosfera instável. Sobre a CM, logo após a frente, observa-se valores negativos indicando uma atmosfera estável que depois se neutraliza. Nota-se que a diferença no parâmetro ($TSM - Tar$) não ultrapassa $\pm 4^{\circ}\text{C}$.

O painel central, mostra a velocidade do vento em superfície com valor de $20\ m/s$ sobre a CB, diminuindo próximo a frente, chegando a $5\ m/s$ sobre a CM. No painel inferior os fluxos apresentam valores de até $100\ W/m^2$ sobre a CB diminuindo sobre a CM para $-20\ W/m^2$.

Na Figura 4.14 (painel superior) da OP24, o parâmetro de estabilidade mostra sobre a CB valores positivos próximo a 37°S até 40°S (onde se localiza a frente) indicando instabilidade na região, e entre 40°S até 42°S valores negativos indicam estabilidade sobre a CM. Nota-se que a diferença no parâmetro ($TSM - Tar$) para essa operação também não ultrapassa $\pm 4^{\circ}\text{C}$. A velocidade do vento em superfície (painel central) alcança $15\ m/s$ sobre a CM diminuindo próximo a frente com valores próximos a $8\ m/s$, chegando a $12\ m/s$ sobre a CM. O fluxo de calor chega a $250\ W/m^2$ sobre a

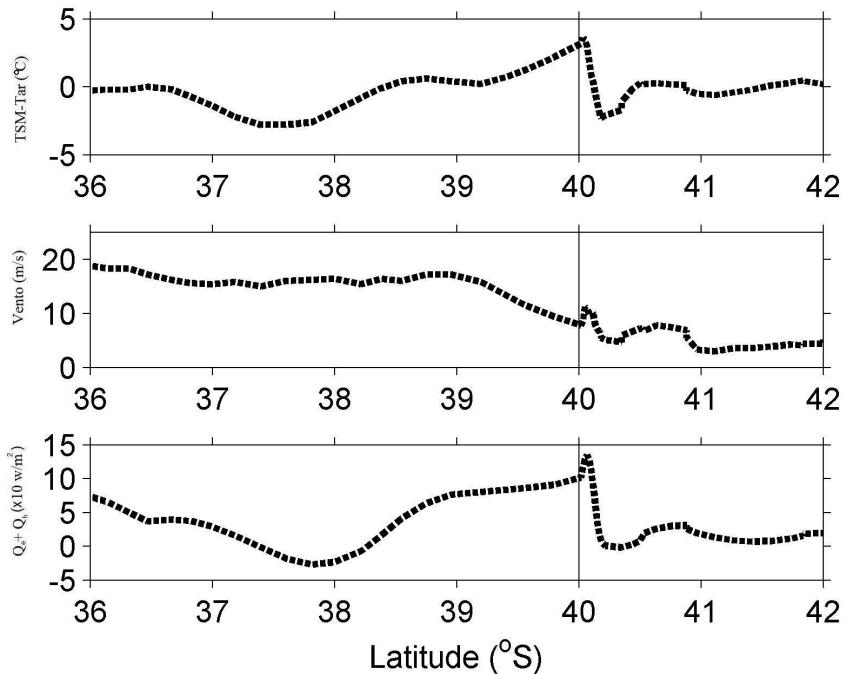


Figura 4.13 - No painel superior tem-se o parâmetro de estabilidade dado pela $TSM - Tar$ ($^{\circ}\text{C}$). No painel central, a velocidade do vento (m/s). No painel inferior os fluxos de calor sensível mais o fluxo de calor latente $\times (10\text{W}/\text{m}^2)$. Todos os dados são amostrados ao longo das trajetórias do NApOc Ary Rongel enquanto cruzava a região da CBM. A frente oceanográfica entre a CB (quente) e CM (fria) na OP23 se localiza em cerca de 40°S .

CB reduzindo para 20 W/m^2 após passar pela frente, sobre a CM (painel inferior).

Para OP25, Figura 4.15 (painel superior), o parâmetro de estabilidade é positivo sobre toda a região da CB indicando instabilidade, logo após a frente oceânica ($\approx 39^{\circ}\text{S}$) o valor torna-se negativo sobre a CM indicando estabilidade na região. Observa-se uma diferença no parâmetro ($TSM - Tar$) menos acentuada de 2°C até -4°C . Os valores da velocidade do vento em superfície (painel central) sobre a CB se encontram em 25 m/s diminuindo para 10 m/s quando se aproxima da frente, aumentando novamente para 25 m/s sobre a CM. No painel inferior, os fluxos de calor são constantes com valores de 250 W/m^2 sobre a CB, onde decai rapidamente após passar pela frente apresentando valores de -50 W/m^2 na CM. Como na OP23, os valores negativos de fluxo coincide também com o parâmetro de estabilidade.

Na Figura 4.16 (painel superior) da OP26, uma pequena diferença de temperatura é observado sobre a CB, indicando pouca instabilidade na região. Após passar pela frente ($\approx 39.5^{\circ}\text{S}$), a diferença aumenta até -2°C indicando estabilidade sobre a

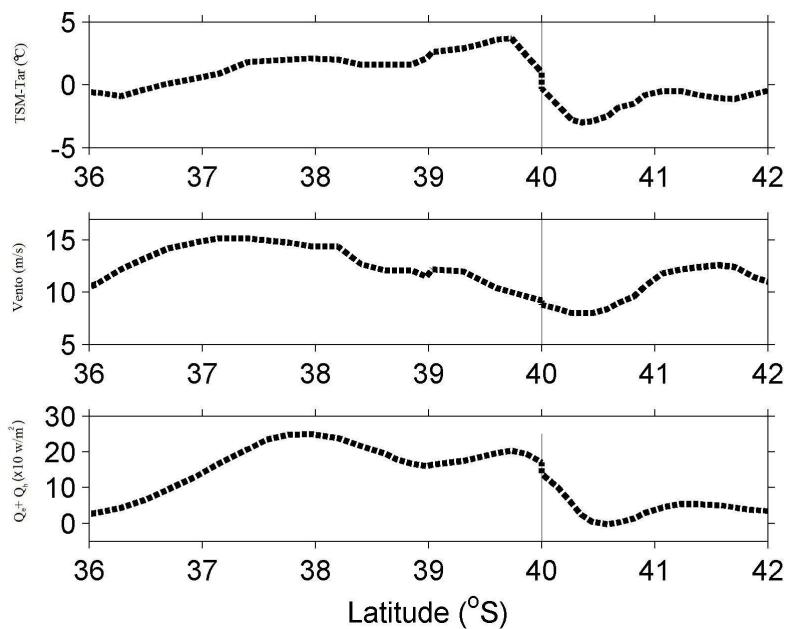


Figura 4.14 - A frente oceanográfica entre a CB (quente) e CM (fria) na OP24 se localiza em cerca de 40 °S.

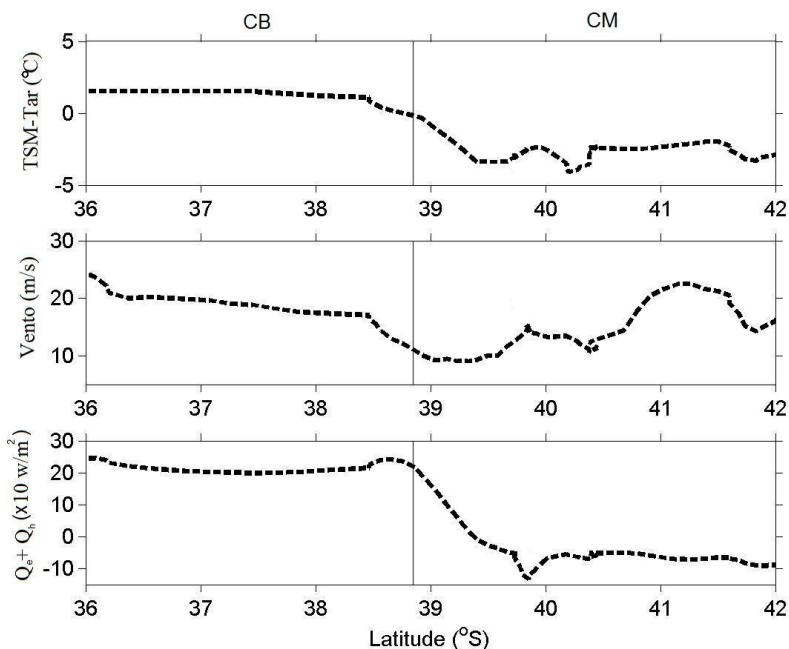


Figura 4.15 - A frente oceanográfica entre a CB (quente) e CM (fria) na OP25 se localiza em cerca de 39 °S.

CM. No painel central os valores da velocidade do vento em superfície chegam até 13 m/s na CB, diminuindo sobre a CM. Os fluxos de calor variam com valores entre 20 W/m² e 80 W/m² sobre a CB, já sobre a CM os valores são menores e constantes chegando até -10 W/m².

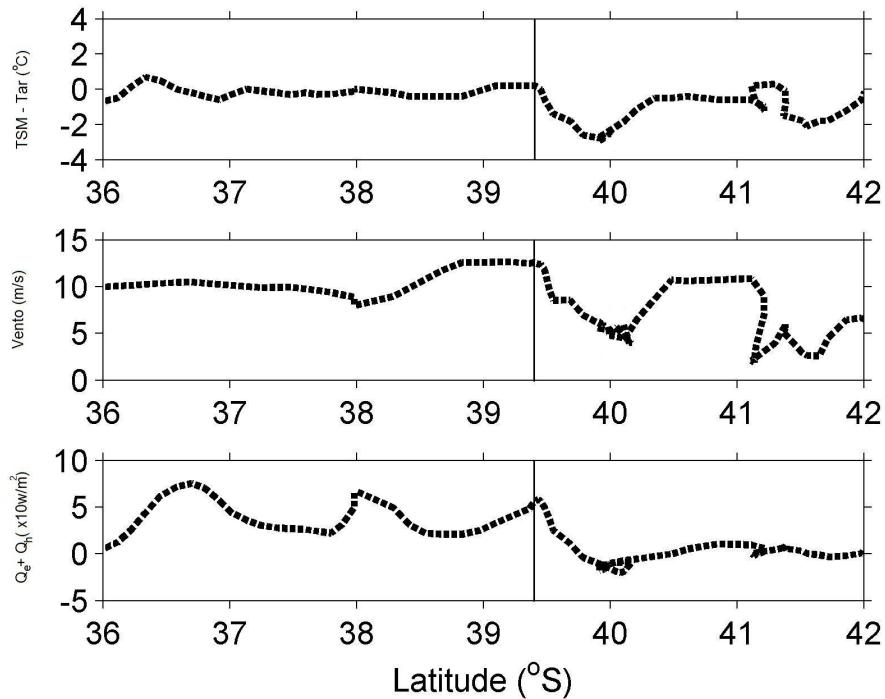


Figura 4.16 - A frente oceanográfica entre a CB (quente) e CM (fria) na OP26 se localiza em cerca de 39.5 °S.

Contudo, o parâmetro de estabilidade (painel superior) das Figuras (4.13, 4.14, 4.15 e 4.16) mostraram para todas as operações que, sobre o lado quente da frente, valores positivos indicam que a CLA está estratificadamente instável, o que estimula a turbulência atmosférica e o fluxo de calor do oceano para a atmosfera, pois o ar está mais frio e se aquece pelo contato com a superfície do oceano (mais quente), absorvendo umidade do mar. Sobre o lado frio da frente os valores negativos encontrados indicam que a CLA está estratificadamente estável, mostrando que o *Tar* é maior que a *TSM*, no qual o fluxo agora é da atmosfera para o oceano, ocorrendo menos turbulência.

O vento em superfície (painel central) da Figura acompanha a estabilidade na região, sendo mais intenso no lado quente com valores entre 10 m/s e 20 m/s, diminuindo

em média para 10 m/s sobre o lado frio da frente, isso para todas as OP's. Observa-se que sobre a frente oceânica entre a CB e CM, denotada por um corte vertical nas Figuras (4.13, 4.14, 4.15 e 4.16), a intensidade do vento muda abruptamente com valores entre $12\text{-}20\text{ m/s}$ para $5\text{-}10\text{ m/s}$.

O fluxo de Calor Sensível (Q_s) está relacionado com a variação de temperatura entre o oceano e a atmosfera, sendo influenciado pela diferença entre TSM e do ar, e pela velocidade do vento. Ventos fortes e grandes diferenças de temperatura acarretam em fluxos maiores, como é o caso na CB. Por outro lado, sobre a CM, observa-se fluxos menores.

Os fatores que influenciam a variabilidade do fluxo de Calor Latente (Q_l) são primariamente a velocidade do vento e a umidade relativa. Ventos fortes e ar seco propiciam muito mais a evaporação da água do que ventos fracos combinados com umidade relativa próxima de 100%. Isso indica que (painel inferior) das Figuras (4.13, 4.14, 4.15 e 4.16), sobre o lado quente ocorre um maior fluxo de calor e umidade para a atmosfera, acarretando uma maior transferência de energia.

Associados a análise do papel da estabilidade hidrostática na região, a Figura 4.17 mostra a PNM (hPa) relacionado a TSM ($^{\circ}\text{C}$) para as OP's 23 e 24. Na CB os valores de pressão de 1015 hPa variam para 1006 hPa a medida que se aproxima da frente ($\approx 40^{\circ}\text{S}$), aumentando novamente para 1017 hPa sobre a CM. A TSM acompanha essa variabilidade com valores de $\approx 17^{\circ}\text{C}$ sobre a CB, diminuindo em cerca de 10°C sobre a CM.

Para essas operações se observa um padrão esperado, onde temperaturas maiores associam-se a baixa pressão ocorrendo um transporte ascendente de calor e umidade para altos níveis. Por outro lado, valores menores de temperatura, observa-se alta pressão associado a transportes descendentes de calor para baixos níveis, como consequência ventos mais intensos podem ser observados onde a pressão é menor, concordantes a hipótese de [Lindzen e Nigam \(1987\)](#). O campo de pressão juntamente com o mecanismo de estabilidade estática é modulado localmente pelo gradiente de TSM presente na região da CBM.

Para as OP's 25 e 26 (Figura 4.18), temperaturas maiores ($\approx 20^{\circ}\text{C}$) sobre a CB não estão associadas a baixa pressão, pelo contrário, observa-se uma alta pressão entre 1016 hPa e 1021 hPa em ambas operações, e sobre a CM, temperaturas menores

(cerca de 12 °C) se associam também a alta pressão com valores entre 1017 hPa à 1014 hPa. Isso está relacionado a influência de sistemas de grande escala atuantes no período da radiossondagem, no qual altera os valores de pressão, como citado na seção 4.1 (Figura 4.3 e Figura 4.4), onde a alta pressão presente interfere e modula a dinâmica na região da CBM.

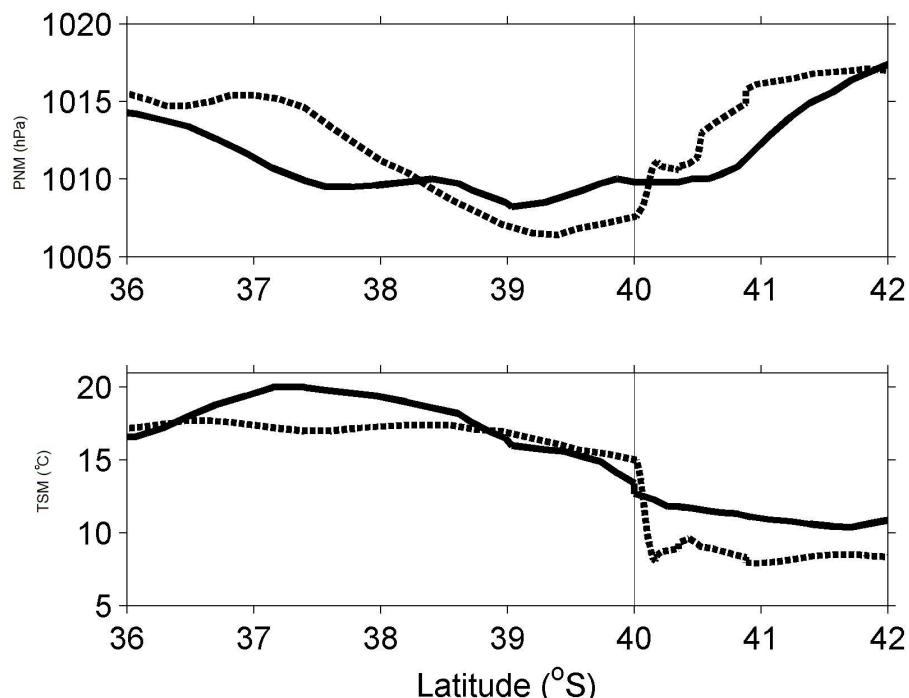


Figura 4.17 - Na parte superior tem-se a Pressão ao nível do mar (hPa) e abaixo a TSM (°C), para OP23 (linha pontilhada) e OP24 (linha contínua).

Os resultados mostram que a estabilidade estática exerce um papel importante para um melhor entendimento dos processos na CLA. Onde se verifica instabilidade (sobre a CB), os ventos são mais intensos, e os fluxos de calor variam em cerca de 250 W/m^2 . Sobre a CM (mais estável), os ventos são menos intensos e os fluxos variam em cerca de -50 W/m^2 . Quando a superfície do oceano está mais quente que o ar adjacente (sobre a CB), a CLA torna-se bem misturada. Ao contrário sobre a CM, com uma camada mais estável.

Vale notar que as diferenças observadas na estrutura da CLA na região das águas quentes da CB e na região das águas frias da CM, estão de acordo com [Pezzi et al.](#)

(2009), onde as características sobre as águas quentes mostram que a instabilidade sobre o lado norte da CBM, aumenta o transporte de momentum e a velocidade do vento em superfície. Situação inversa ocorre sobre as águas frias, no lado sul da CBM, que sendo estável não altera a velocidade do vento em superfície e ocorre menos transporte vertical de calor para a atmosfera.

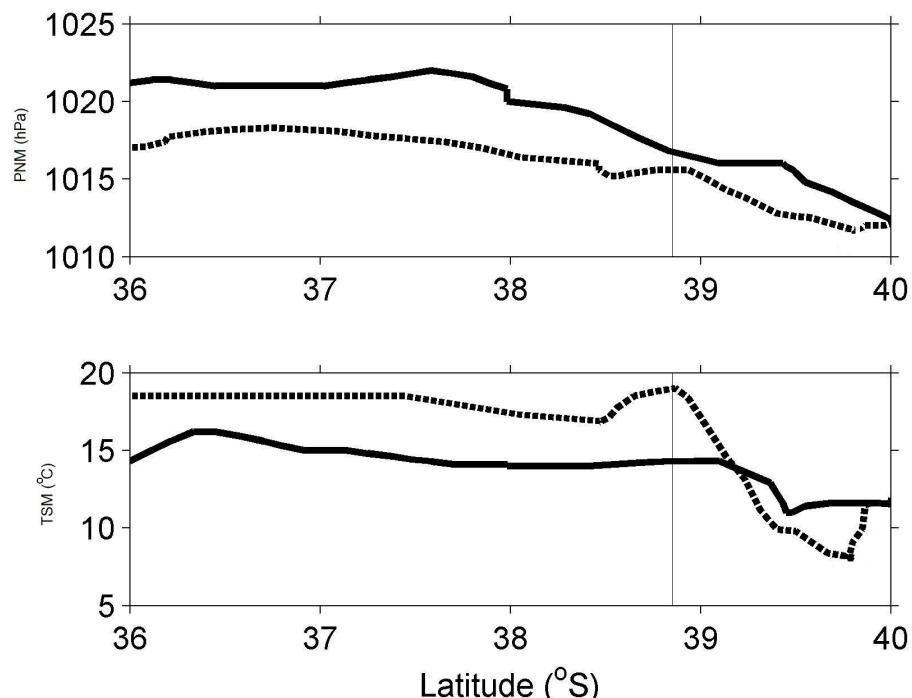


Figura 4.18 - Na parte superior tem-se a Pressão ao nível do mar (hPa) e abaixo a TSM ($^{\circ}C$), para OP25 (linha pontilhada) e OP26 (linha contínua).

5 RESULTADOS - SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

As características sinóticas dos campos de vento simulados pelo Modelo ETA a 10 m foram comparados com as observações de vento derivadas do QuikScat para o mesmo período, com a finalidade de avaliar o desempenho do Modelo ETA em representar a circulação atmosférica na região da CBM. Os campos médios de vento do modelo foram gerados na forma de média diária durante o período de três dias. Este cálculo foi feito, para melhor comparar com os dados do QuikScat, onde foram usados médias de três dias. Os dias escolhidos são centrados nos dias em que foram efetuadas as sondagens da atmosfera durante as OP23, OP24 e OP26, que correspondem à 02 de novembro de 2004, 28 de outubro de 2005 e 16 de outubro de 2007, respectivamente.

As Figuras 5.1, 5.2 e 5.3 apresentam os campos de vento em 10 m para o experimento EXP (à esquerda) e QuikScat (à direita), para o período das operações OP23, OP24 e OP26, respectivamente.

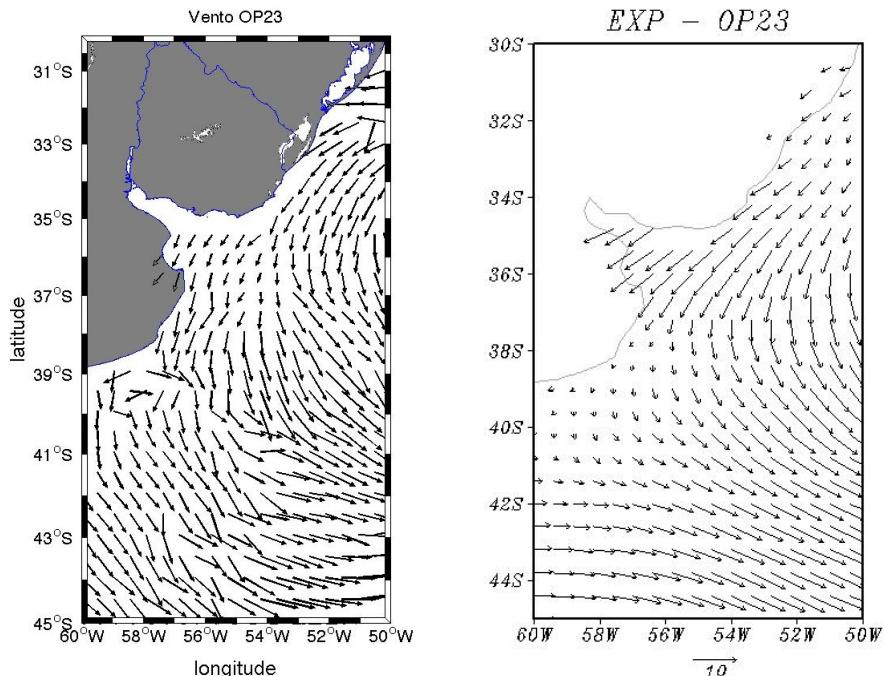


Figura 5.1 - Média de 3 dias centrada no dia 2 de novembro de 2004 (OP23) para o campo horizontal do vento a 10 m. À esquerda experimento EXP, à direita dados do QuikScat.

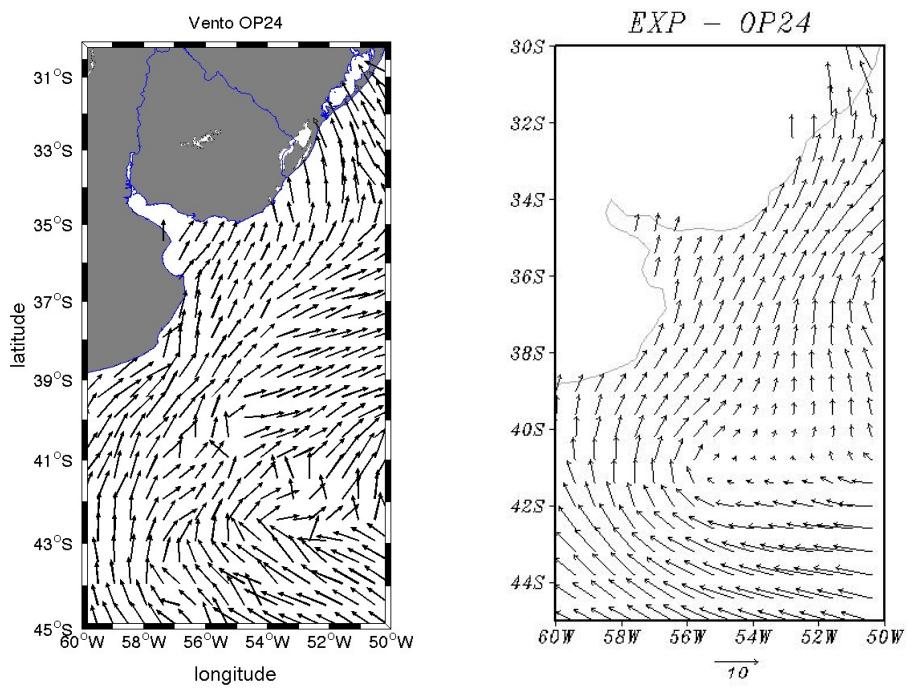


Figura 5.2 - Média de 3 dias centrada no dia 28 de outubro de 2005 (OP24).

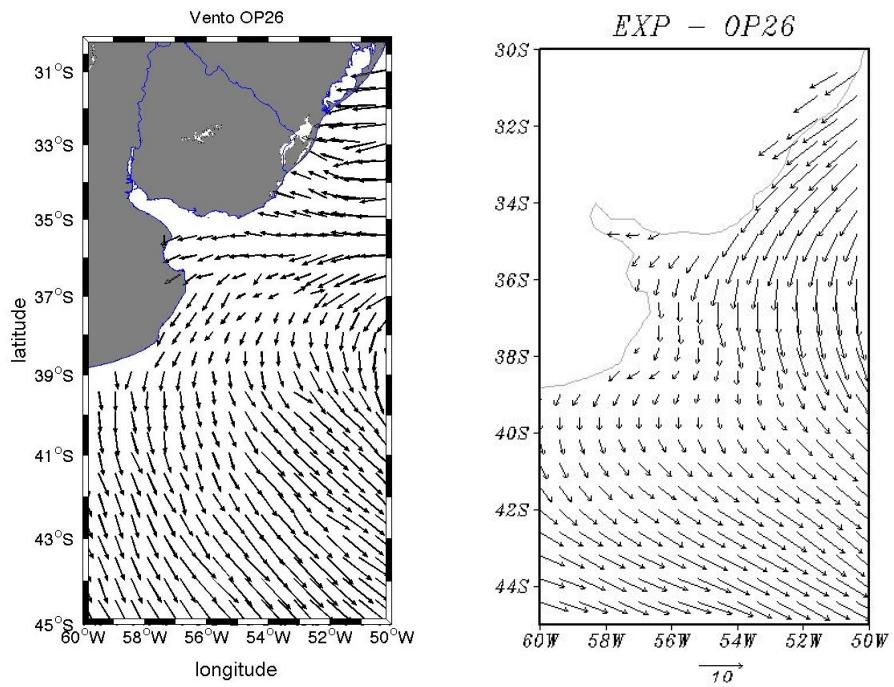


Figura 5.3 - Média de 3 dias centrada no dia 16 de outubro de 2007 (OP26).

Uma análise qualitativa mostra que o modelo ETA, apesar de não simular o vento com a mesma intensidade em todo domínio, reproduziu os padrões de circulação da grande escala para os três períodos de estudo. Por exemplo, na OP23 (Figura 5.1) o modelo superestima a velocidade do vento na região próxima a Foz do Rio da Prata e subestima um pouco mais ao Sul próximo as latitudes de 39 °S e 40 °S, comparados a informação mostrada pelo satélite. Esta visão geral sinótica dos experimentos mostra que o modelo apesar de suas limitações em simular o vento com as mesmas magnitudes em algumas regiões do domínio é capaz de reproduzir as principais características do escoamento atmosférico em baixos níveis.

5.1 Análise Sinótica com o Modelo Atmosférico ETA

Como apresentado na subseção 3.2.2 (Tabela 3.4), foram realizados para o período das radiossondagens durante as OP's 23, 24 e 26, os experimentos numéricos (EXP) usando-se a assimilação dos dados. Neste item é feita uma análise sinótica destes experimentos utilizando-se os campos de pressão ao nível do mar (hPa) com os vetores do vento em superfície (m/s) sobrepostos. Os valores mais altos de pressão são definidos em tons de vermelho, enquanto que os valores mais baixos são definidos em tons de azul.

A Figura 5.4 apresenta para o período da OP23 (03/11/2004) a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que é um sistema de alta pressão situada em torno de 30 °S e 25 °W, com valores que variam entre 1014 à 1026 hPa . Na porção oeste deste sistema observa-se ventos predominantes de nordeste localizado sobre a CB. Nas latitudes mais ao sul, a baixa pressão localizada sobre a CM varia entre 996 à 1008 hPa com ventos menos intensos de oeste. Nota-se que onde foram feitas as radiossondagens (região compreendida entre as latitudes 38 °S e 40 °S e longitude 53 °W e 54 °W), tem-se uma baixa pressão e ventos predominantes de sudoeste.

Para a OP24 (Figura 5.5) no período de 28/10/2005, observa-se que a ASAS está menos intensa sobre a região. Um sistema de alta pressão é encontrado nas proximidades da CM com valores entre 1017 à 1029 hPa e o vento em superfície é mais intenso. Uma baixa pressão está nas proximidades de onde foram feitas as radiossondagens, entre as latitudes 38 °S e 40 °S e longitude 52 °W e 54 °W.

Durante o período da OP26 (16/10/2007)(Figura 5.6), observa-se um sistema de alta pressão bem definido que apresenta valores de até 1025 hPa nas proximidades da

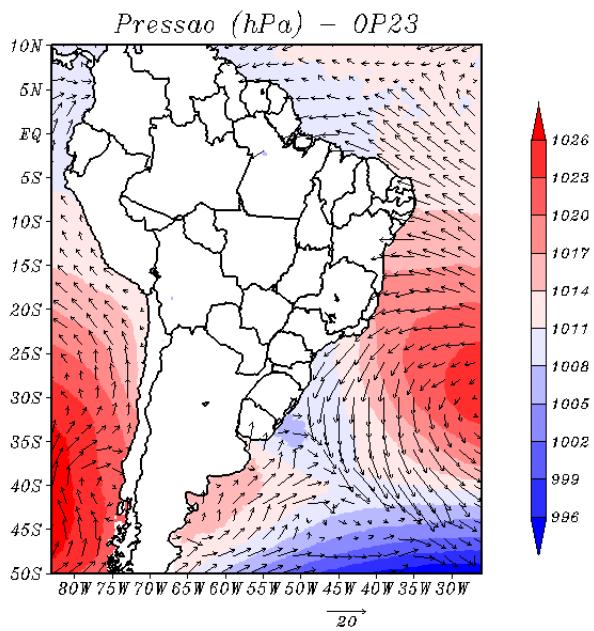


Figura 5.4 - Campo de pressão ao nível do mar (hPa) em cores e vento em superfície (m/s). Para OP23 no período 03/11/2004 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.

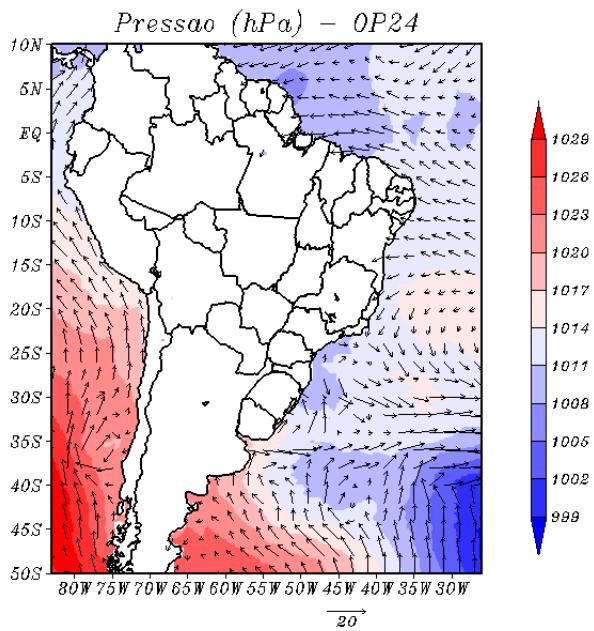


Figura 5.5 - Campo de pressão ao nível do mar (hPa) em cores e vento em superfície (m/s). Para OP24 no período 28/10/2005 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.

CB e uma baixa pressão entre 990 à 1005 hPa que se localiza sobre a CM. Sobre a frente oceânica onde foram feitas as radiossondagens entre as latitudes 39 °S e 40 °S

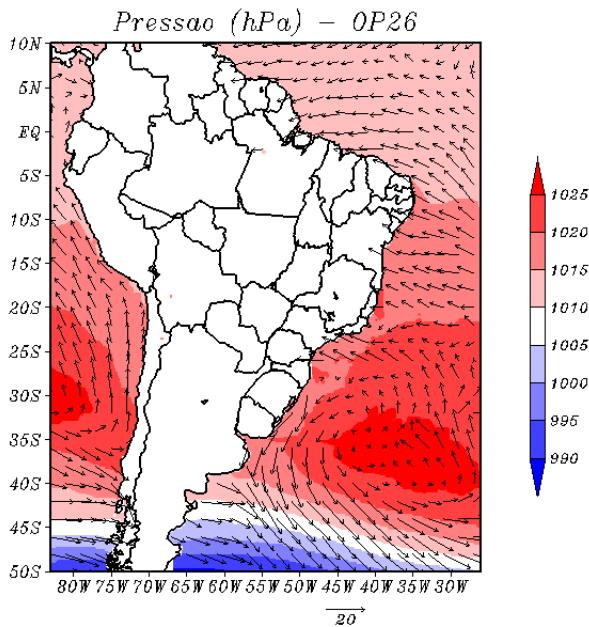


Figura 5.6 - Campo de pressão ao nível do mar (hPa) em cores e vento em superfície (m/s). Para OP26 no período 16/10/2007 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.

e longitude $54^{\circ}W$ e $55^{\circ}W$ observa-se valores entre 1010 à 1015 hPa .

Também foram analisadas a temperatura no primeiro nível sigma do modelo atmosférico. Este parâmetro tem valor constante igual a 1 sobre o continente e sobre o oceano é a TSM (em $^{\circ}C$). Estas análises foram feitas para as mesmas operações (Figuras 5.7, 5.8 e 5.9) utilizando o experimento EXP. A CB encontra-se dentro da região definida com tons de vermelho, enquanto a CM encontra-se dentro da região definida com tons de azul.

Para as OP23 (Figura 5.7) e OP24 (Figura 5.8), os valores de TSM variam entre $7^{\circ}C$ à $12^{\circ}C$ sobre a CM até próximo a latitude de $42^{\circ}S$, aumentando para $13^{\circ}C$ à $18^{\circ}C$ sobre a CB. Já na OP26 (Figura 5.9) os valores variam entre $9^{\circ}C$ à $14^{\circ}C$ sobre a CM até próximo a frente em $41^{\circ}S$, aumentando para $15^{\circ}C$ à $21^{\circ}C$ sobre a CB, observa-se um gradiente mais intenso para essa operação.

A análise feita a partir dos resultados numéricos sugere que o modelo atmosférico consegue representar as condições sinóticas presentes na região da CBM. As características simuladas, de certa forma, representam o que foi visto na análise sinótica apresentada no item 4.1.

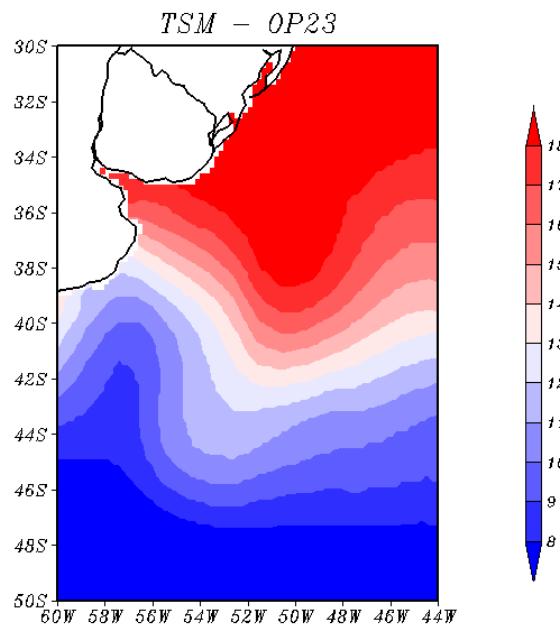


Figura 5.7 - Campo de TSM ($^{\circ}\text{C}$). Para OP23 no período 03/11/2004 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.

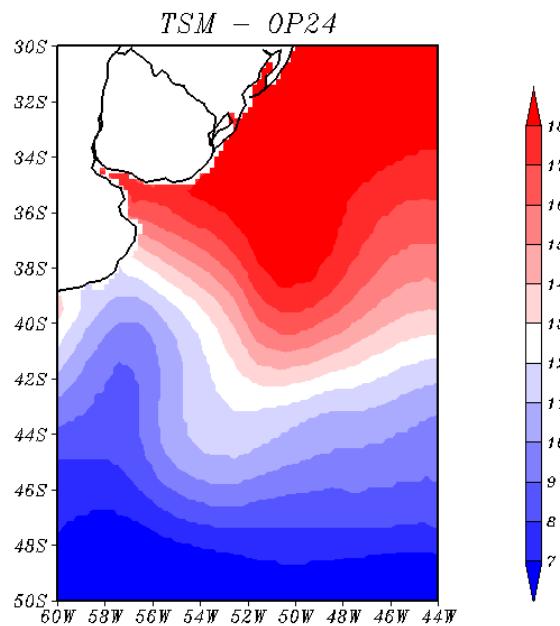


Figura 5.8 - Campo de TSM ($^{\circ}\text{C}$). Para OP24 no período 28/10/2005 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.

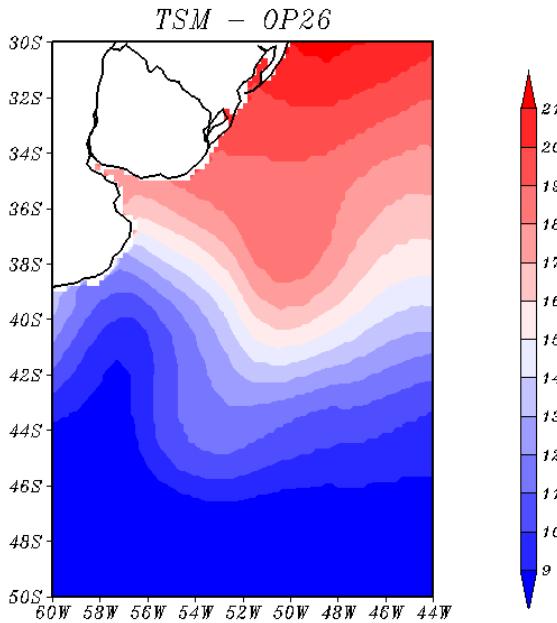


Figura 5.9 - Campo de TSM ($^{\circ}\text{C}$). Para OP26 no período 16/10/2007 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC.

5.2 Características da CBM.

Para a análise do transporte de calor, através do componente meridional do vento (V), velocidade vertical (W) e da PNM (hPa) os campos anteriores de TSM foram utilizados como base para a escolha da melhor área que representasse a CBM.

A Figura 5.10 mostra, nos painéis superiores, as simulações da componente meridional do vento (V em m/s) e da temperatura potencial (θ convertidas em $^{\circ}\text{C}$). Abaixo está o painel com a TSM ($^{\circ}\text{C}$). A posição do corte meridional é próxima ao local onde foram lançadas as radiossondas, para esse caso da OP23 em 53°W .

Próximo aos 40°S pode ser vista a frente oceânica entre as águas quentes da CB e águas frias da CM na parte (b) da Figura (5.10), no qual temperaturas próximas à 19°C (CB) diminuem para 15°C (próxima a frente) até chegar a 11°C (CM), observa-se também que a temperatura potencial sobre a CB é mais alta do que sobre a CM. Essa diferença de temperatura ($TSM-Tar$) acaba por influenciar a CLA na região (Figura 5.10 (a)). Nesta figura observa-se ventos em superfície mais fortes sobre a CB com uma atmosfera mais instável. Já no lado frio observa-se uma camada mais estável com ventos fracos sobre a CM. Os ventos são de norte do lado

quente e de sul do lado frio, ocorrendo assim uma convergência sobre a região da CBM.

Para OP24 analisando a Figura (5.11), a frente oceânica entre as águas quentes da CB e águas frias da CM está próximo aos 39.5°S , com valores entre 18°C sobre a CB passando para 11°C sobre a CM. Na parte atmosférica, focando-se principalmente na CLA, observa-se um menor gradiente de temperatura entre TSM e Tar , no qual influencia o vento em superfície tornando-o mais homogêneo em ambas as correntes, no entanto, ventos em superfície ainda são mais intensos sobre a CB, com vento predominante de norte.

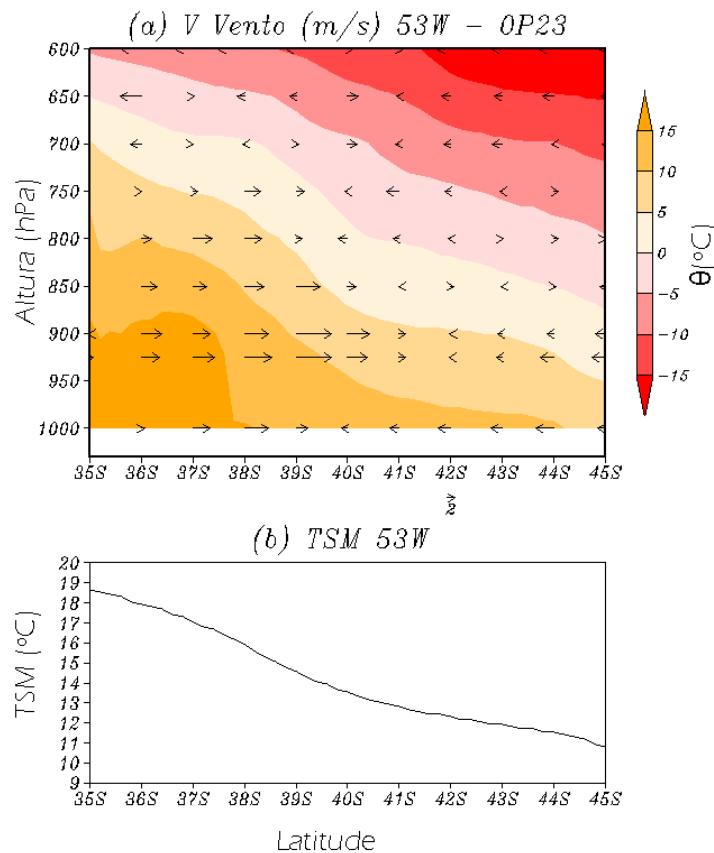


Figura 5.10 - Para OP23: Painel (a) componente meridional do vento (V) em m/s e da temperatura potencial (θ) em $^{\circ}\text{C}$, em 53°W . Painel (b) Valor médio de TSM ($^{\circ}\text{C}$).

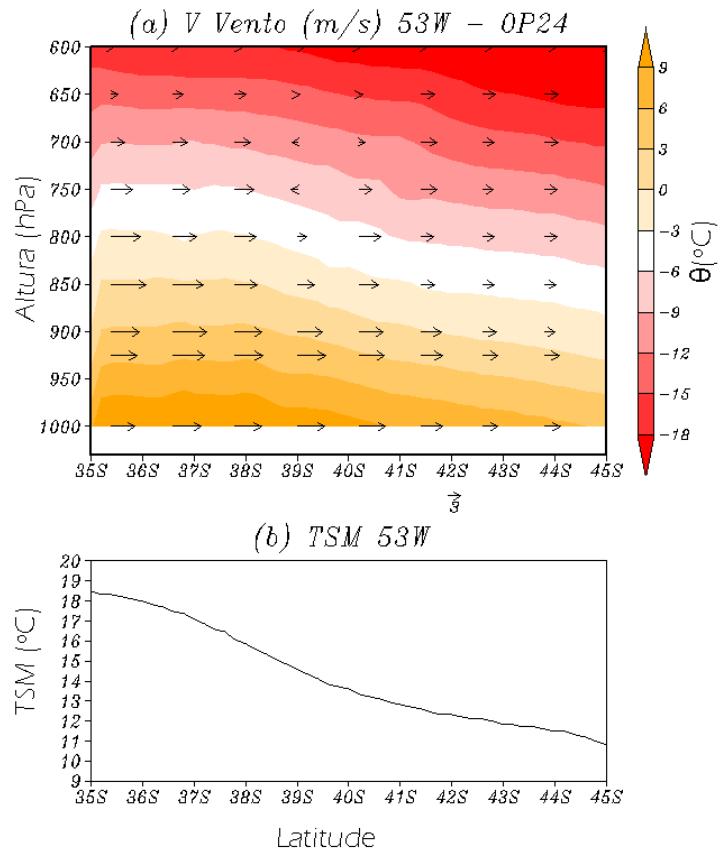


Figura 5.11 - Para OP24: Painel (a) componente meridional do vento (V) em m/s e da temperatura potencial (θ) em $^{\circ}C$, em $54^{\circ}W$. Painel (b) Valor médio de TSM ($^{\circ}C$).

Da mesma maneira que a OP23, na Figura 5.12 (b) para OP26, observa-se próximo aos $40^{\circ}S$ a frente oceânica entre as águas quentes da CB e águas frias da CM, no qual temperaturas próximas à $19^{\circ}C$ (CB) diminuem para $14^{\circ}C$ (próxima a frente) até chegar a $11^{\circ}C$ (CM). Na parte (a) da mesma figura, observa-se ventos em superfície mais fortes sobre a CB com uma camada de mistura mais instável em contrapartida uma camada mais estável com ventos fracos sobre a CM. Os ventos são de sul para este caso.

Pode-se ver que o modelo atmosférico reproduz o mecanismo de instabilidade da CLA, onde sobre as águas quentes (CB) a CLA torna-se instável, causando assim um aumento na turbulência, com menor cisalhamento que influencia o aumento do vento em superfície. Por outro lado, sobre as águas frias (CM) com uma CLA mais

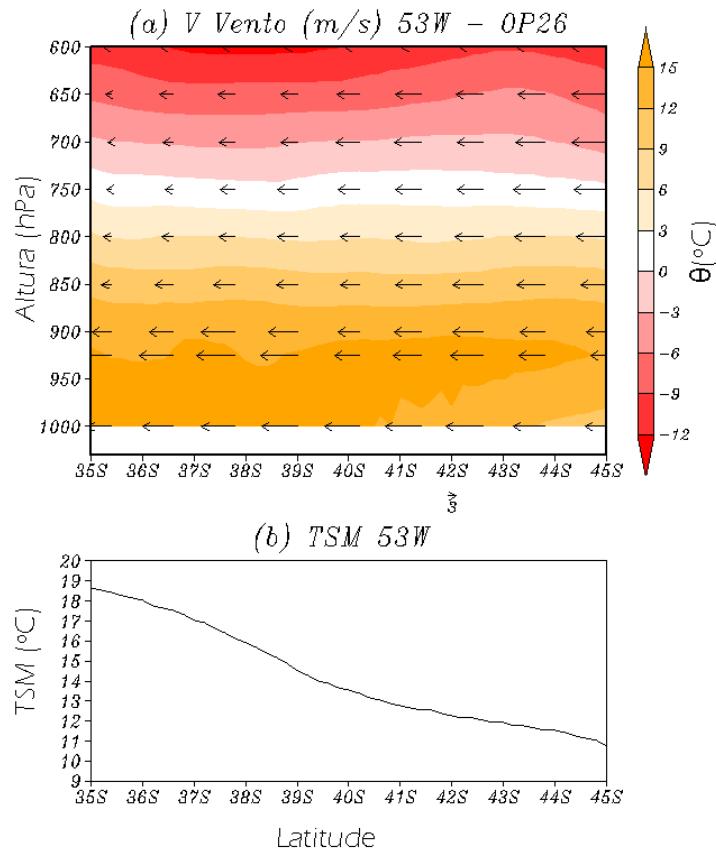


Figura 5.12 - Para OP26: Painel (a) componente meridional do vento (V) em m/s e da temperatura potencial (θ) em ${}^{\circ}\text{C}$, em 53°W. Painel (b) Valor médio de TSM (${}^{\circ}\text{C}$).

estável, observa-se uma diminuição do vento em superfície.

As Figuras 5.13, 5.14, 5.15, mostram para as OP's 23, 24 e 26 respectivamente a Velocidade Vertical do Vento (W em m/s) em cores, e sobrepostos a decomposição da circulação em relação as componentes meridional e vertical do vento (V, W em m/s). Para melhor visualização ambos os valores foram multiplicados por 10^2 devido a componente vertical do vento ser usualmente 3 ordens de magnitude menor que a componente horizontal. Os valores negativos são definidos em tons de verde, enquanto que os valores positivos são definidos em tons de roxo.

Observa-se para as OP's 23 e 24 (Figuras 5.13 e 5.14) que, sobre as águas frias da CM os valores chegam a $-5 m/s$ indicando um movimento descendente sobre essa região,

por outro lado sobre as águas quentes da CB valores de até 3 m/s indicam movimento ascendente sobre a região. O campo do vento acompanha essa tendência, onde se observa uma circulação local na região devido a presença do acentuado gradiente de TSM. Vale ressaltar que na CBM as regiões de movimento ascendente podem ser associadas a instabilidade da CLA, como é o caso na região sobre a CB.

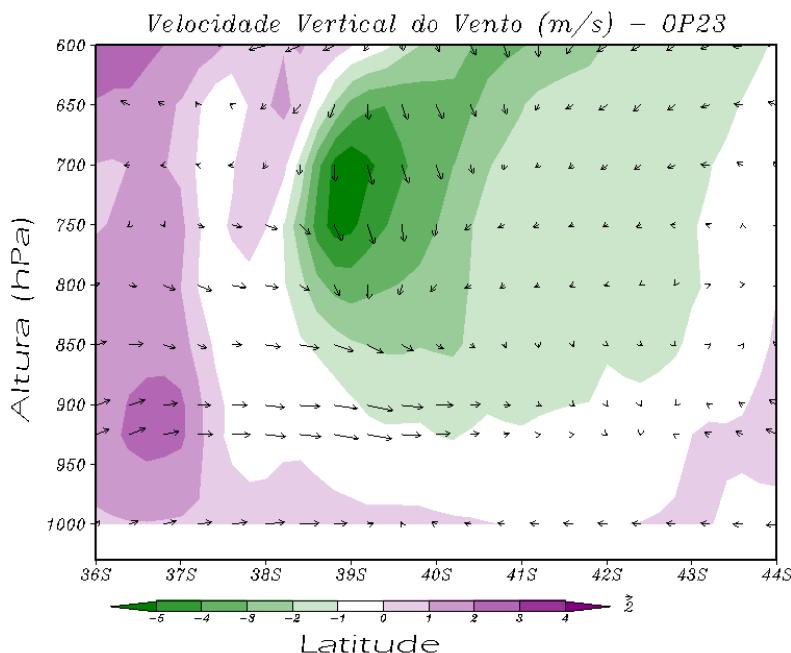


Figura 5.13 - Para OP23 no período de 03/11/2004 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC. Velocidade Vertical do Vento (m/s) em cores, sobrepostos a circulação meridional do vento (m/s), ambos (\times por 10^2). Uma média entre as longitudes 54°W e 50°W foi feita para o corte meridional, no qual a frente estava bem definida.

Na OP26 (Figuras 5.15), observa-se valores menos intenso para a Velocidade Vertical do Vento, sobre a CM até 1.5 m/s mostrando um fraco movimento ascendente e sobre a CM de até -1.2 m/s mostrando também um fraco movimento descendente. A circulação meridional do vento esperada só é observada em baixos níveis. Este padrão observado pode estar associado a influência do sistema de mesoescala que atuou sobre a região durante a operação.

Também para o experimento EXP foram analisadas o campo meridional de PNM (h/Pa) associado a TSM ($^{\circ}\text{C}$), como visto nas Figuras 5.16, 5.17 e 5.18. O período analisado se estendeu na média de 3 dias da data escolhida.

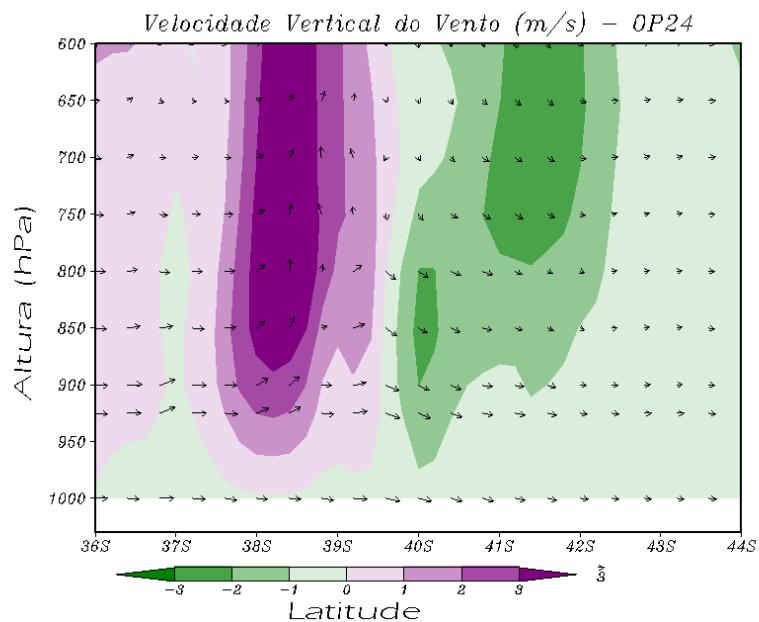


Figura 5.14 - Para OP24 no período de 28/10/2005 utilizando uma média entre os horários das 06 e 12 UTC. Velocidade Vertical do Vento (m/s) em cores, sobrepostos a circulação meridional do vento (m/s), ambos (\times por 10^2). Uma média entre as longitudes 54°W e 50°W foi feita para o corte meridional, no qual a frente estava bem definida.

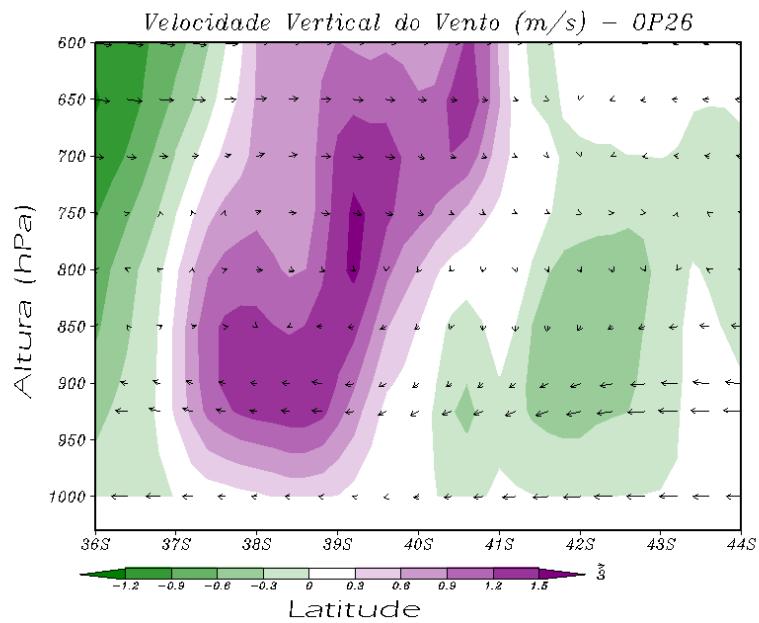


Figura 5.15 - O mesmo para OP26 no período de 16/10/2007.

Para as OP's 23 e 24 (Figuras 5.16 e 5.17), temperaturas maiores associam-se a baixa pressão ocorrendo um movimento ascendente de calor e umidade para altos níveis. Por outro lado, valores menores de temperatura, observa-se alta pressão associado a movimentos descendentes de calor para baixos níveis, concordantes a hipótese de Lindzen e Nigam (1987). A estabilidade hidrostática juntamente com o mecanismo de estabilidade estática é localmente modulado pelo gradiente de TSM presente na região da CBM para essas operações.

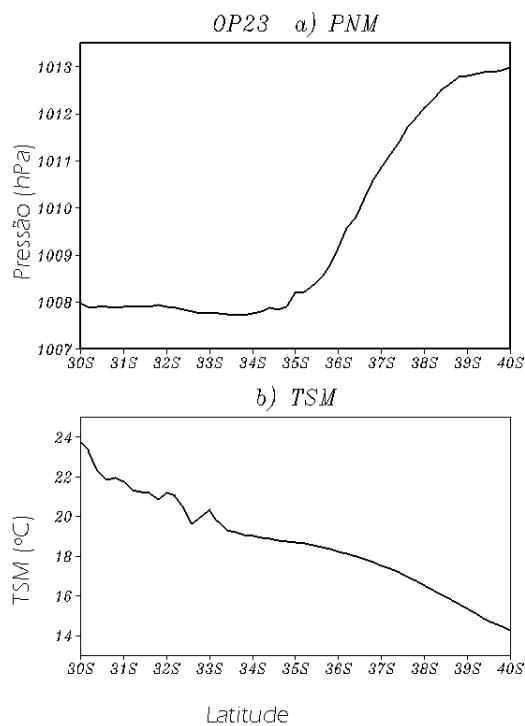


Figura 5.16 - Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) PNM em (hPa). Painel b) TSM em ($^{\circ}C$). Para o corte meridional uma média entre as longitudes $55^{\circ}W$ e $51^{\circ}W$ foi realizada.

Já na OP26 (Figuras 5.18), temperaturas maiores sobre a CB não estão associadas a baixa pressão, pelo contrário, observa-se uma alta pressão, e sobre a CM, temperaturas menores se associam a baixa pressão. Isso está relacionado a influência de sistemas de grande escala atuantes no período da radiossondagem, onde a alta pressão presente interfere e modula a dinâmica na região da CBM.

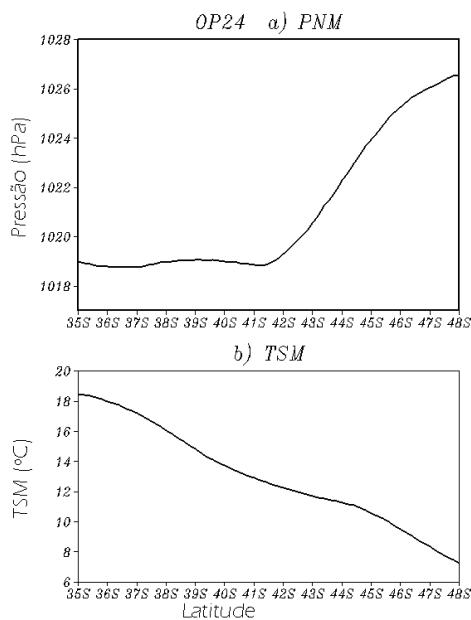


Figura 5.17 - Para OP24 no período de 28/10/2005 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) PNM em (hPa). Painel b) TSM em (°C). Para o corte meridional uma média entre as longitudes 55°W e 51°W foi realizada.

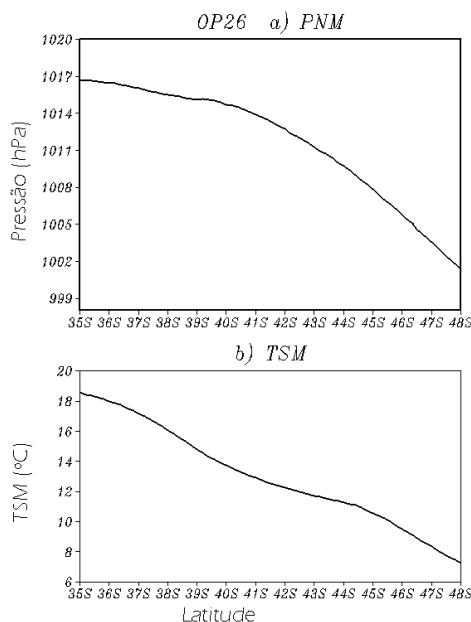


Figura 5.18 - O mesmo para OP26 no período de 16/10/2007.

5.3 Impacto das radiossondagens nas simulações

Nesta seção é analisado o impacto da inclusão das radiossondagens (EXP) nos experimentos comparando-se com as simulações sem a inclusão destas radiossondagens (CTL). Para tanto, analisou-se algumas variáveis como o fluxo de calor latente e sensível, componente zonal e meridional do vento em superfície e perfis de umidade relativa, vento meridional e zonal.

A Figura 5.19 representa a região da CBM durante a OP23 onde as radiossondagens foram lançadas. Esta figura apresenta o campo de TSM em ($^{\circ}\text{C}$), sobrepostos em contorno o fluxo de Calor Latente (W/m^2) e os vetores do vento em superfície (m/s). Observa-se no painel A onde tem-se apenas o experimento EXP os valores de fluxo de Calor Latente são sempre negativos mostrando assim que sobre a região, para este caso, ocorre perda de calor do oceano para a atmosfera, com menor intensidade sobre a CM com $-60 \text{ W}/\text{m}^2$ chegando até $-240 \text{ W}/\text{m}^2$ sobre a CB. Os ventos são de oeste sobre a CM em direção ao norte sobre a CB.

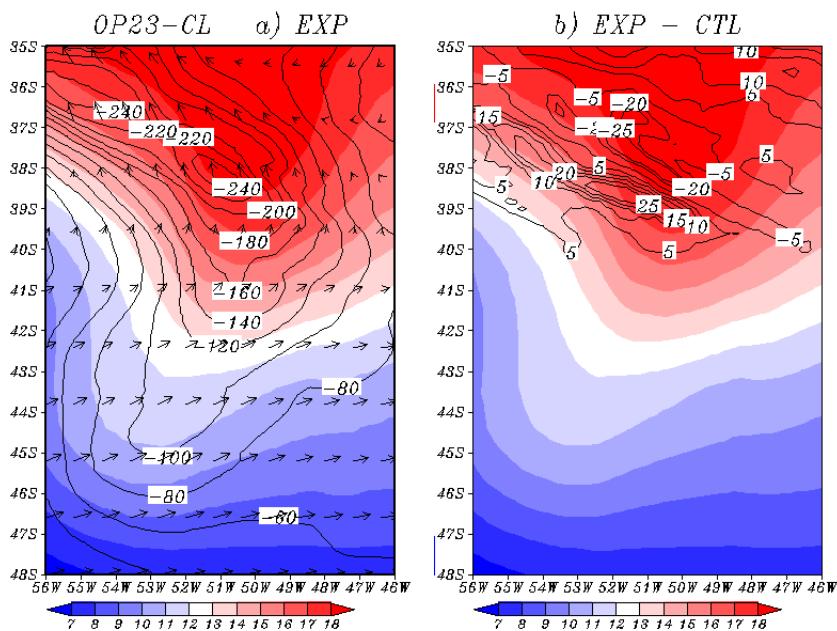


Figura 5.19 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Latente (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Latente.

O painel B da Figura 5.19 mostra a diferença dos experimentos EXP e do CTL, onde observa-se na área onde foram feitas as radiossondagens entre 38°S e 39°S que a diferença é positiva, ou seja, os valores do fluxo de Calor Latente no CTL são maiores do que os valores do EXP, portanto o experimento CTL está superestimando os valores de Calor Latente comparados ao EXP.

O mesmo ocorre para OP24 (Figura 5.20), onde no painel A observa-se valores de Calor Latente sobre a CM de até -150 W/m^2 com ventos de leste, chegando a -240 W/m^2 sobre a CB com ventos de sul. A diferença entre os experimentos EXP e CTL são menores (painel B), mas ainda assim o CTL superestima os valores de Calor Latente sobre a região das radiossondagens, entre 38°S e 40°S.

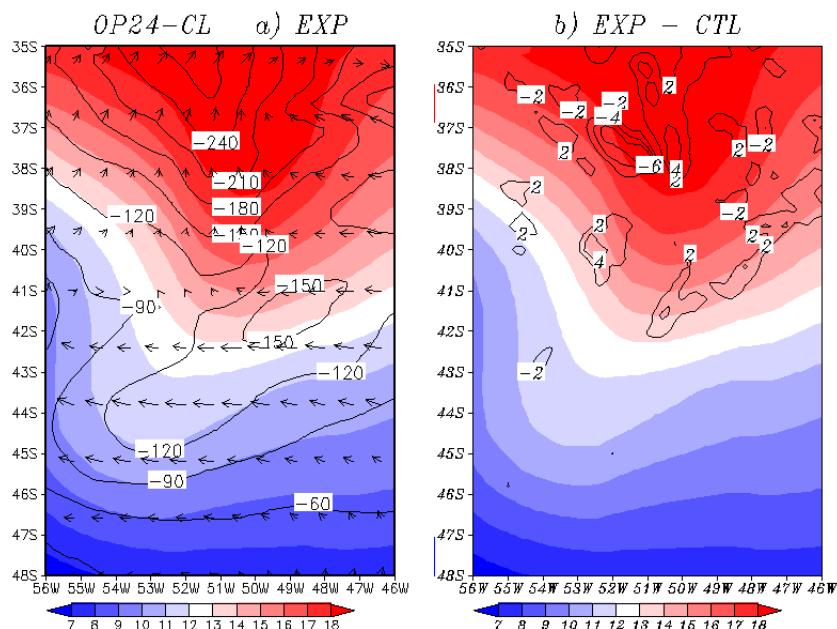


Figura 5.20 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Latente (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP24 no período de 28/10/2005 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Latente.

Para OP26 (Figura 5.21) observa-se no painel A que os valores de Calor Latente para ambas regiões apresentam valores semelhantes de até -50 W/m^2 , os ventos são de norte sobre a CB seguindo em direção a leste sobre a CM. No painel B, a diferença entre o EXP e o CTL é mínima, isso se deve ao fato de que nessa operação ocorreram menos radiossondagens do que nas outras, influenciando pouco os valores de Calor

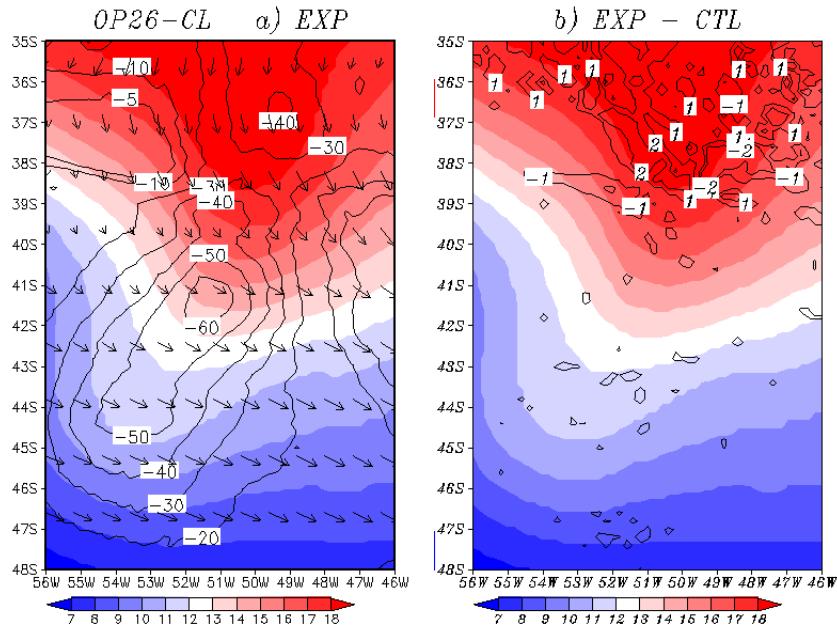


Figura 5.21 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Latente (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP26 no período de 16/10/2007 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Latente.

Latente.

O fluxo de Calor Sensível também foi analisado para as operações OP23 (Figura 5.22) e OP24 (Figura 5.23) (painel A). O fluxo é menor sobre a CM chegando até $-40 \text{ W}/\text{m}^2$ na OP23 e $-50 \text{ W}/\text{m}^2$ na OP24, onde aumenta sobre a CB para $-90 \text{ W}/\text{m}^2$ na OP23 e $-70 \text{ W}/\text{m}^2$ na OP24. Esses valores negativos mostram que a região está cedendo umidade para atmosfera, e o fato do vento estar mais intenso sobre a região da CB pode ajudar a explicar os maiores valores verificados sobre a mesma. No painel B, a diferença do experimento EXP e do CTL é positiva na área onde foram feitas as radiossondagens, mostrando assim que o CTL também está superestimando os valores de Calor Sensível para as OP23 e OP24.

Já para OP26 (Figura 5.24), os valores de Calor Sensível não ultrapassam $\pm 9 \text{ W}/\text{m}^2$ em ambas regiões (painel A). Observa-se que em algumas áreas para valores negativos ocorre liberação de calor, no caso da CB, e valores positivos mostram retenção de calor, para este caso prevalecendo sobre a CM. Os ventos são de norte em direção à leste. No painel B, sobre a região das radiossondagens a diferença entre o EXP e o CTL é inexistente, porém nas latitudes mais ao norte, observa-se valores positivos

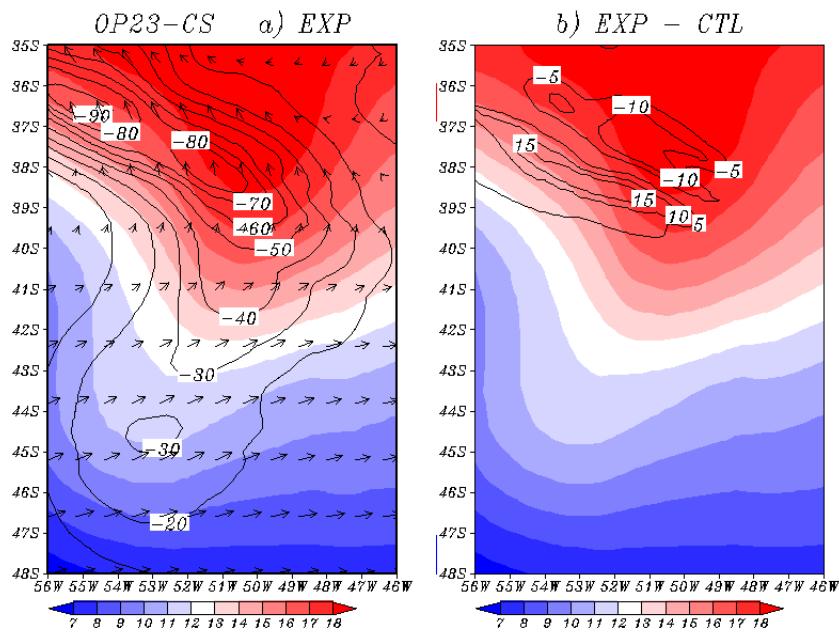


Figura 5.22 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Sensível (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Sensível.

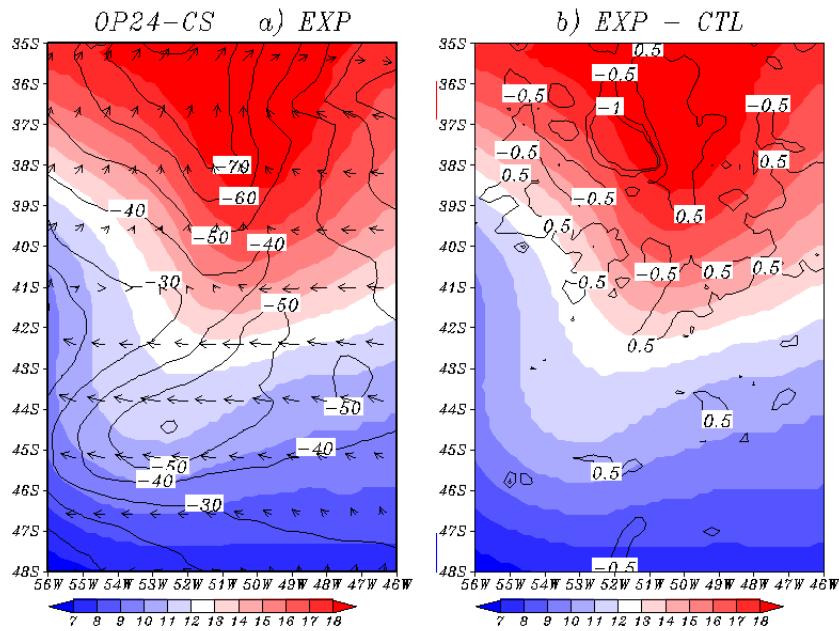


Figura 5.23 - O mesmo para OP24 no período de 28/10/2005.

onde a TSM é maior, mostrando que o experimento CTL está superestimando valores de Calor Sensível nessa região em relação ao EXP.

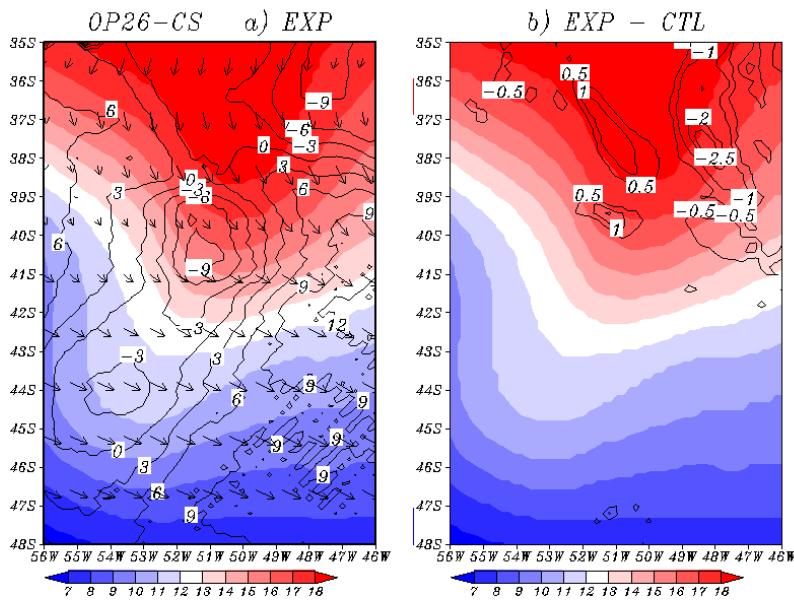


Figura 5.24 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o fluxo de Calor Sensível (linhas de contorno) em (W/m^2) e o Vento em superfície (vetores) em (m/s). Para OP26 no período de 16/10/2007 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL, para o Calor Sensível.

As Figuras 5.25 e 5.26 mostram para OP23, o Vento Zonal e Meridional respectivamente, onde para ambos, o painel A é o experimento EXP e o painel B o EXP - CTL. Na Figura 5.25 (painel A), a componente zonal do vento apresenta valores negativos sobre a CB, que se torna positivo nas proximidades da CM. A diferença dos experimentos (painel B), mostra valores positivos nas latitudes abaixo de 38°S , ou seja, o experimento CTL está superestimando também os valores da componente zonal do vento nessa região. O mesmo se observa para a componente meridional do vento (Figura 5.26), que apresenta valores positivos sobre a CB.

Também para OP24, as Figuras 5.27 e 5.28 mostram o Vento Zonal e Meridional respectivamente. Para a componente zonal do vento (painel A) observa-se valores negativos sobre a CM e positivos sobre a CB. No painel B valores positivos são encontrados próximo a frente entre as correntes, mostrando assim que sobre essa região a componente zonal do vento é superestimado. Para a componente meridional do vento, as diferenças positivas e negativas são observadas também na frente.

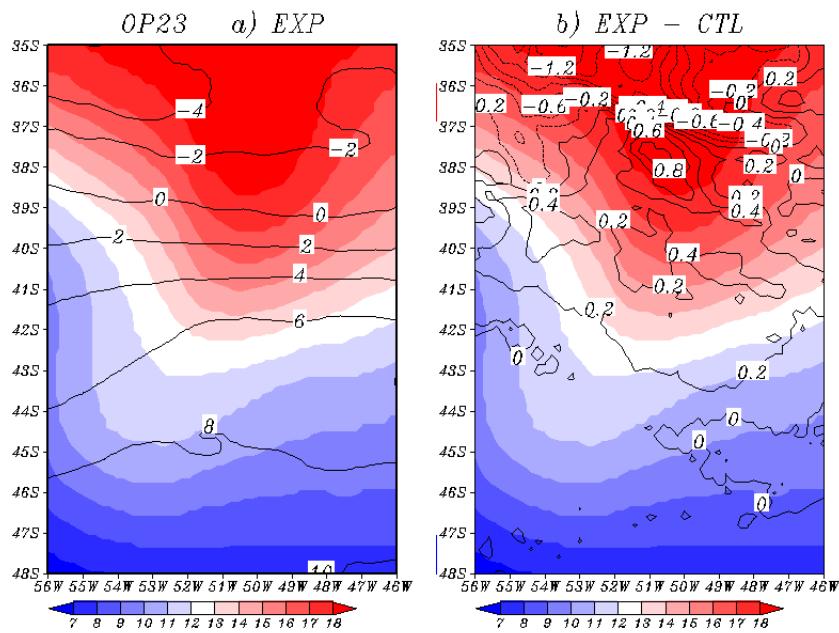


Figura 5.25 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o Vento Zonal (linhas de contorno) em (m/s). Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.

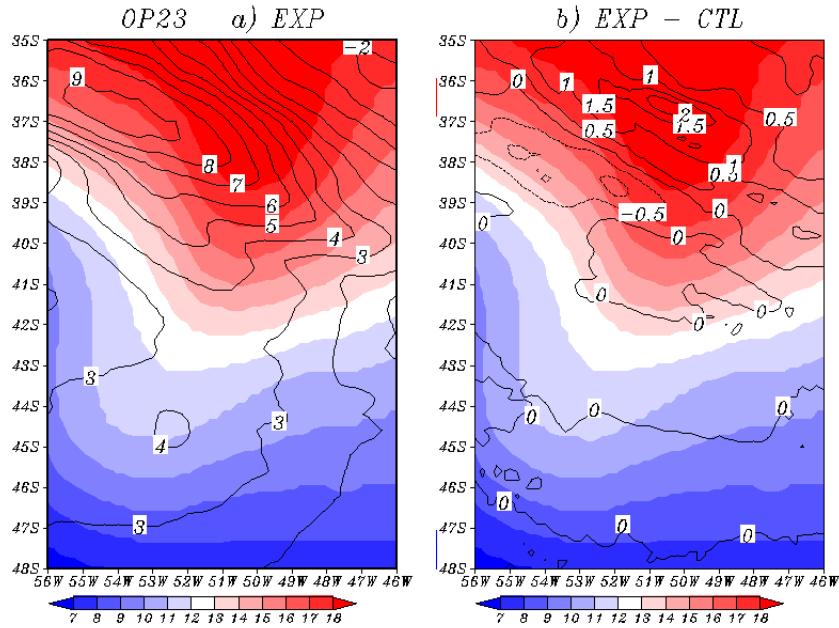


Figura 5.26 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o Vento Meridional (linhas de contorno) em (m/s). Para OP23 no período de 03/11/2004 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.

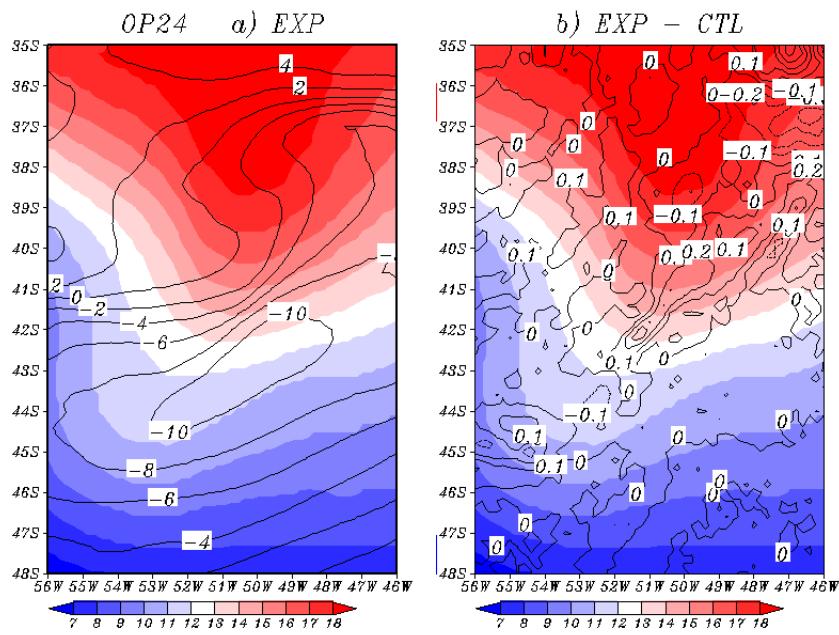


Figura 5.27 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o Vento Zonal (linhas de contorno) em (m/s). Para OP24 no período de 28/10/2005 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.

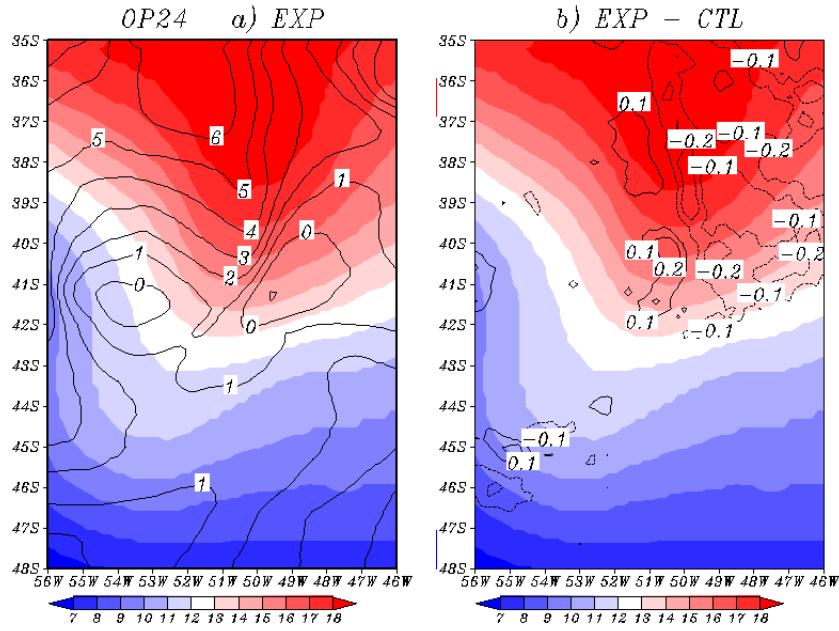


Figura 5.28 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o Vento Meridional (linhas de contorno) em (m/s). Para OP24 no período de 28/10/2005 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.

Na OP26 (Figuras 5.29 e 5.30), para as mesmas variáveis, a componente zonal do vento é positiva ao contrário da componente meridional sendo negativa (painel A).

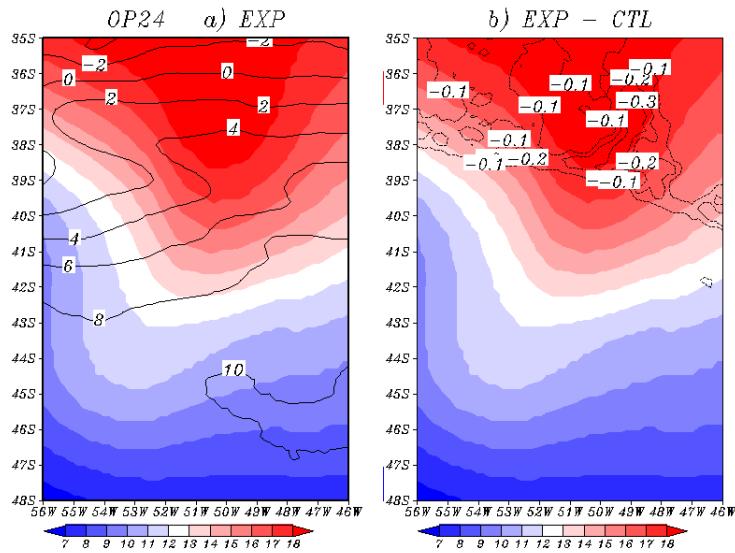


Figura 5.29 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o Vento Zonal (linhas de contorno) em (m/s). Para OP26 no período de 16/10/2007 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.

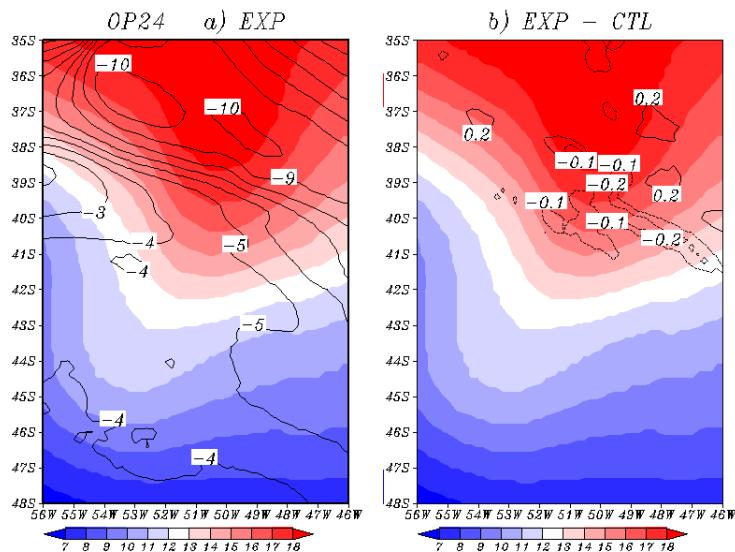


Figura 5.30 - TSM (escala sombreada) em ($^{\circ}\text{C}$), o Vento Meridional (linhas de contorno) em (m/s). Para OP26 no período de 16/10/2007 às 12 UTC utilizando uma média de três dias. Painel a) Experimento EXP. Painel b) EXP - CTL.

Para as diferenças do experimento EXP e CTL (painel B), observa-se valores negativos tanto para a componente zonal quanto para componente meridional, indicando assim que o EXP representa com mais precisão os valores dessas componentes, apesar das diferenças serem pequenas em torno de 0.1 m/s e 0.2 m/s .

A Figura 5.31 para OP23 mostra os perfis verticais de umidade relativa tanto dos dados *in situ* quanto das simulações feitas com o modelo ETA, onde está definida a radiossondagem (em amarelo), o experimento CTL (preto) e experimento EXP (verde), conforme a legenda. São exibidos os dados do dia 03/11/2004 no horário das 00 UTC (esquerda), onde foi assimilada uma radiosonda, para qual observa-se que tanto o EXP como o CTL se aproximaram do valor inicial de umidade (com valor de $\approx 80\%$). Até o nível de 650 hPa as duas simulações superestimam os valores de umidade, posteriormente, o experimento EXP antes de 300 hPa tende a se aproximar um pouco mais das medidas da radiosonda. Em altos níveis os valores das duas simulações tendem a subestimar a umidade. A diferença dos valores das simulações com os da radiosonda chegam em até 30% em níveis médios.

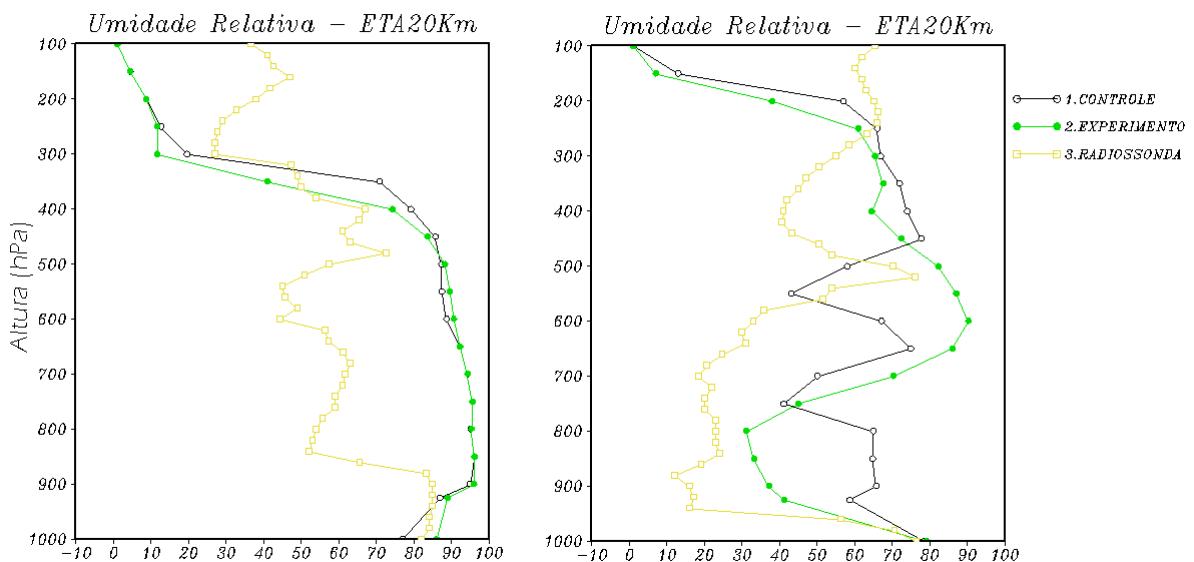


Figura 5.31 - Perfil Vertical da Umidade Relativa para OP23. Radiosondagem (amarelo), ETA incluindo radiosondagens (EXP) (verde) e sem radiosondagens CTL (preto). À esquerda para o dia 03/11/2004 às 00 UTC. A direita para o dia 03/11/2004 às 06 UTC.

Ainda para OP23, são exibidos os perfis do dia 03/11/2004 no horário das 06 UTC (direita), agora assimilando duas radiosondas. O valor inicial da umidade é bem

representado por ambos experimentos, com valor de 80%. O experimento EXP em baixos níveis se aproxima mais da radiosonda, tendendo nos próximos níveis a representar melhor o perfil de umidade, apesar dos valores não serem tão próximos. Enquanto que o experimento CTL representa melhor em níveis médios a radiosonda.

Na Figura 5.32 para OP24, são exibidos os perfis do dia 28/10/2005 no horário das 06 UTC (esquerda) e as 12 UTC (direita), ambos assimilando quatro radiosondas. Observa-se que para os dois horários, o experimento EXP tende a representar o perfil mais próximo do observado pela radiosonda, apesar de iniciar o valor de umidade acima do valor observado. Em altos níveis apenas o EXP representa uma aproximação no perfil da radiosonda, a partir do nível de 600 hPa o CTL não apresenta valores.

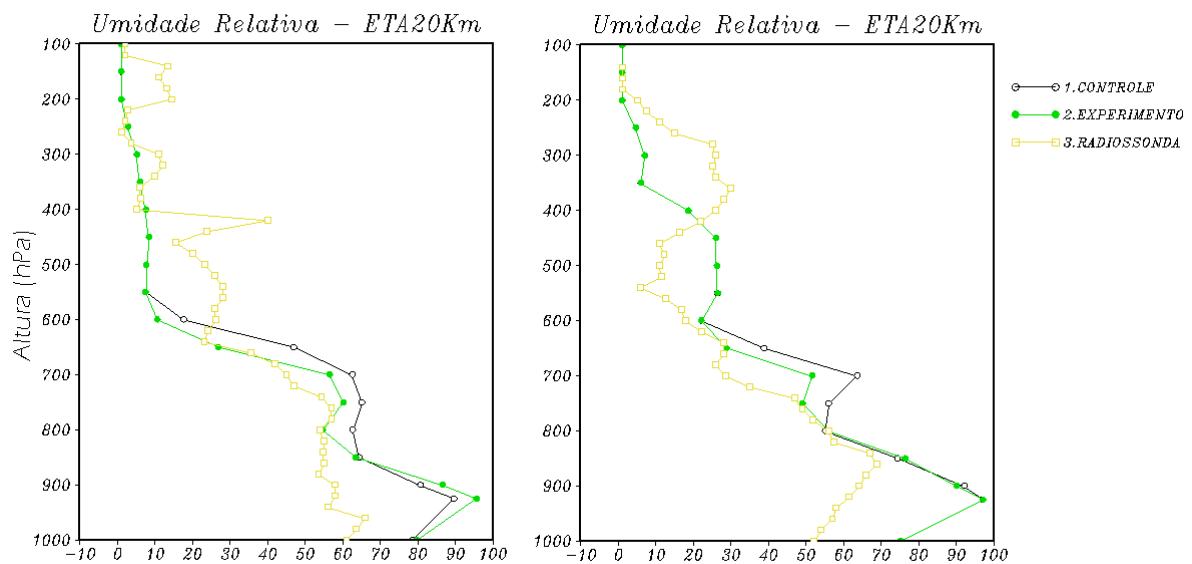


Figura 5.32 - Perfil Vertical da Umidade Relativa para OP24. Radiossondagem (amarelo), ETA incluindo radiosondagens (EXP) (verde) e sem radiosondagens CTL (preto). À esquerda para o dia 28/10/2005 às 06 UTC. A direita para o dia 28/10/2005 às 12 UTC.

Para OP26 (Figura 5.33), são exibidos os perfis do dia 16/10/2007 no horário das 06 UTC (esquerda), onde foram assimiladas três radiosondas, no qual observa-se que tanto o EXP quanto o CTL subestimam o valor da umidade (em cerca de 10%). Próximo a 800 hPa os perfis tendem a se aproximar do perfil da radiosonda, porém em altos níveis continuam a subestimar os valores. No horário das 12 UTC (direita), onde foi assimilado uma radiosonda, ambas simulações não representam o perfil

da radiossonda. Nota-se que para essa operação as simulações não se diferem muito entre si quanto a representação do perfil.

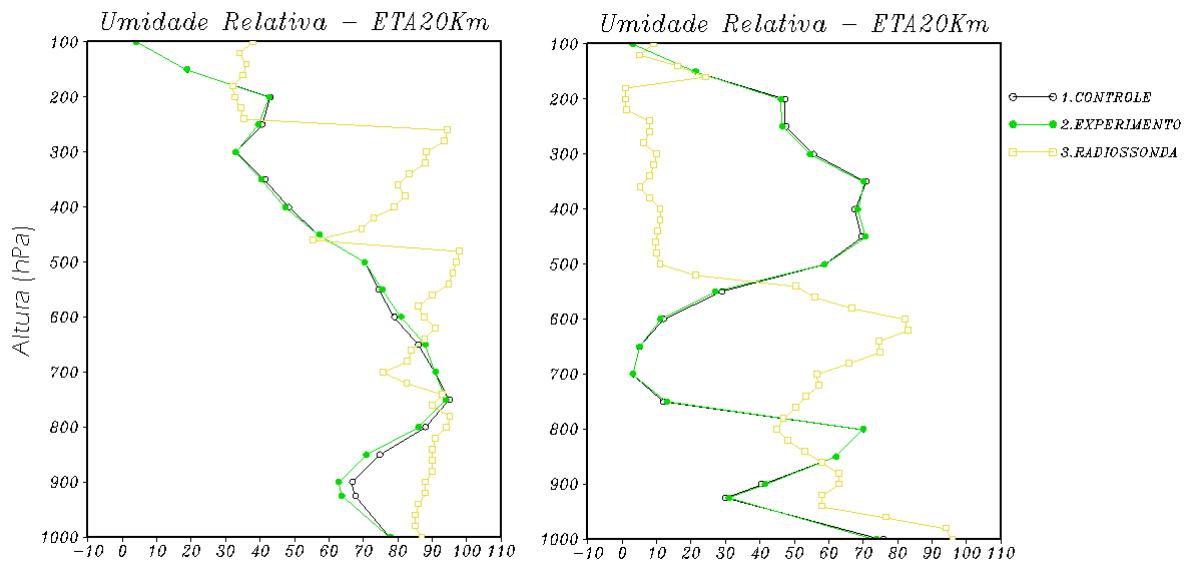


Figura 5.33 - Perfil Vertical da Umidade Relativa para OP26. Radiossondagem (amarelo), ETA incluindo radiossondagens (EXP) (verde) e sem radiossondagens CTL (preto). À esquerda para o dia 16/10/2007 às 06 UTC. A direita para o dia 16/10/2007 às 12 UTC.

Foi analisado também os perfis do Vento Meridional (esquerda) e Zonal (direita) para as OP's 23, 24 e 26, conforme as Figuras 5.34, 5.35 e 5.36 respectivamente, onde foi definida a radiossondagem (em amarelo), o experimento CTL (preto) e experimento EXP (verde). Os horários das 06 UTC para OP23 e 12 UTC para OP24 e OP26 foram analisados a fim de que todas as radiossondagens tivessem sido assimiladas.

Observa-se na Figura 5.34 (esquerda) que o EXP apresenta o valor inicial do Vento Meridional mais próximo da radiossonda do que o CTL, se ajustando melhor ao perfil nos próximos níveis. Ambas simulações subestimam os valores do Vento Meridional. Para o Vento Zonal (direita), o valor inicial das simulações não condizem com o valor observado (perfil da radiossonda), em baixos níveis o valor é subestimado e em altos níveis superestimado, no entanto o perfil do experimento tende a se aproximar mais do perfil da radiossonda.

Na OP24 (Figura 5.35) para o Vento Meridional (esquerda), o valor inicial é melhor simulado pelo perfil do EXP e observa-se um melhor ajuste em baixos e altos níveis

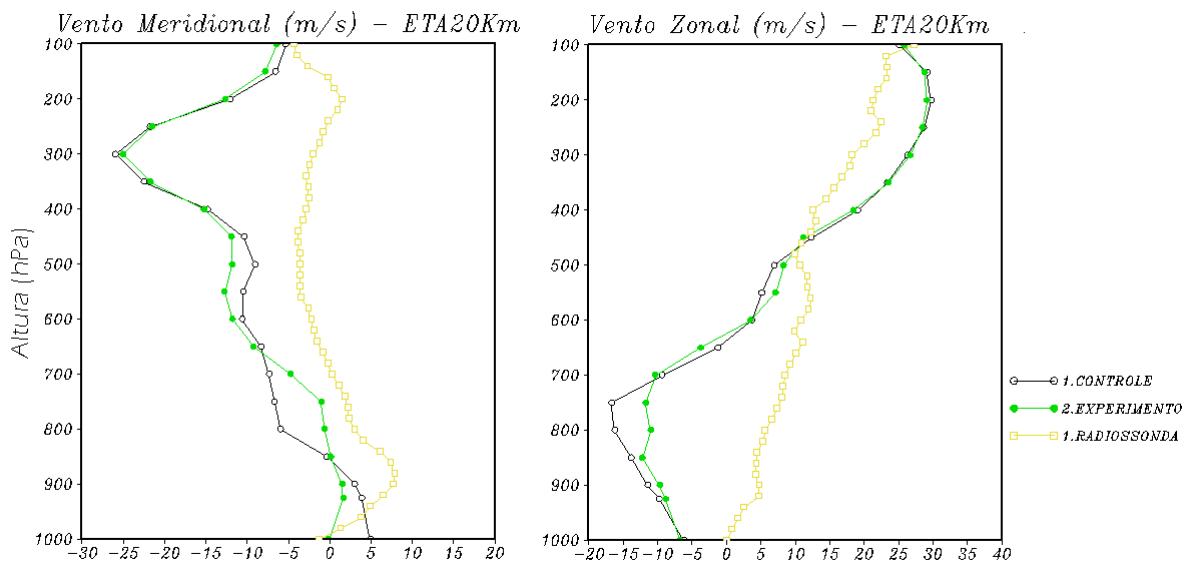


Figura 5.34 - Perfil Vertical do Vento Meridional (esquerda) e Zonal (direita) para OP23. Radiosondagem (amarelo), ETA incluindo radiosondagens (EXP) (verde) e sem radiosondagens CTL (preto). Para o dia 03/11/2004 às 06 UTC.

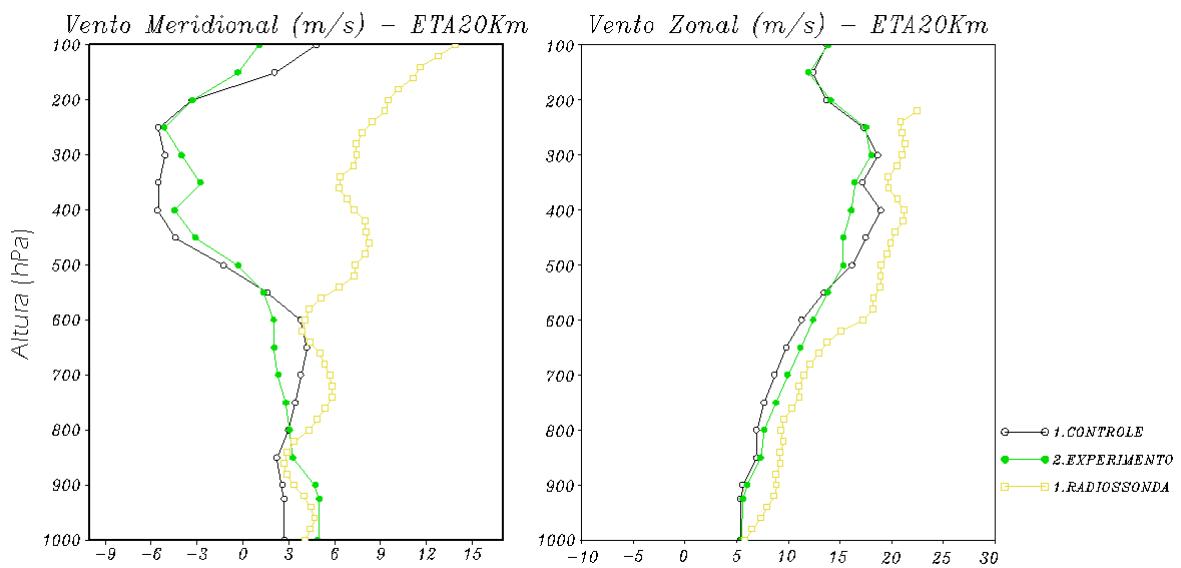


Figura 5.35 - Perfil Vertical do Vento Meridional (esquerda) e Zonal (direita) para OP24. Radiosondagem (amarelo), ETA incluindo radiosondagens (EXP) (verde) e sem radiosondagens CTL (preto). Para o dia 28/10/2005 às 12 UTC.

para essa simulação. Ao contrário nos níveis médios o CTL se aproxima mais da radiossonda. Para o Vento Zonal (direita), os perfis simulados iniciam-se com um valor próximo a radiossonda. Nota-se uma representação mais precisa em níveis médios pelo EXP, apesar do perfil subestimar os valores do Vento Zonal.

Para a Figura 5.36 (esquerda), observa-se que o EXP apresenta neste perfil valores mais próximos aqueles obtidos pela radiossondagem em baixos níveis, já em altos níveis o perfil observado (radiossonda) é melhor representado pelo CTL. Ambas simulações superestimam os valores do Vento Meridional. No caso do Vento Zonal (direita) apesar do CTL apresentar um perfil mais ajustado do que o EXP até o nível de 500 hPa, em altos níveis o mesmo subestima os valores comparados a radiossondagem enquanto que o EXP continua a representar o perfil.

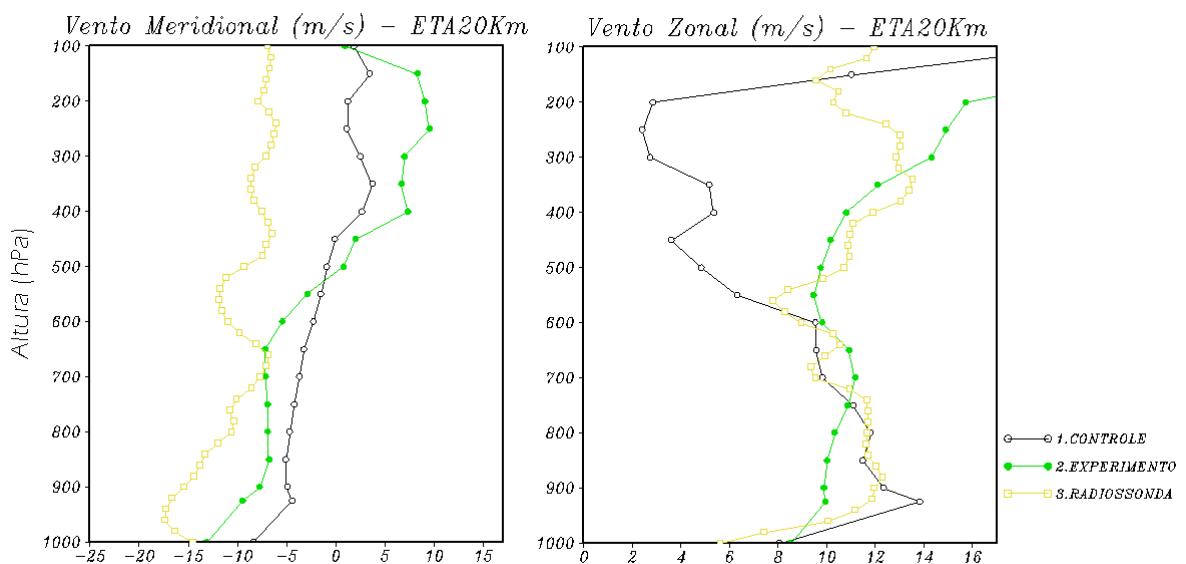


Figura 5.36 - Perfil Vertical do Vento Meridional (esquerda) e Zonal (direita) para OP26. Radiosondagem (amarelo), ETA incluindo radiosondagens (EXP) (verde) e sem radiosondagens CTL (preto). Para o dia 16/10/2007 às 12 UTC.

6 CONCLUSÃO

Neste trabalho, foram apresentados resultados sobre a investigação dos mecanismos físicos responsáveis pela interação oceano-atmosfera que ocorre na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), utilizando-se de dados observados *in situ* e simulações numéricas. Durante o período em que se realizaram as Operações Antárticas 23, 24, 25 e 26, a posição da frente oceânica, que caracteriza a CBM, localizou-se, em média, na latitude de 39 °S. Essa frente apresentou um forte gradiente térmico horizontal na superfície do mar de aproximadamente $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Esse gradiente ocorre entre as águas da porção quente da frente, relacionadas à Corrente do Brasil (CB) e as águas da porção fria, relacionadas à Corrente das Malvinas (CM) e foi anteriormente descrito por muitos autores, entre eles ([SOUZA; ROBINSON, 2004](#));([PEZZI et al., 2005](#));([SOUZA et al., 2006](#)) e ([PEZZI et al., 2009](#)).

A análise da estrutura vertical da CLA realizada através da média temporal dos dados *in situ* coletados na região de estudo mostrou que a altura média do topo da CLA sobre a CB (lado quente da CBM) foi de aproximadamente 700 metros, reduzindo para aproximadamente 300 metros sobre a CM (lado frio da CBM). Essa diferença na altura do topo da camada limite deve-se ao fato de que sobre a região da CB, a CLA é mais instável e consequentemente apresenta um maior desenvolvimento vertical enquanto que sobre a CM a camada é mais estável, desenvolve-se pouco verticalmente e consequentemente tem o topo mais raso, concordantes com ([PEZZI et al., 2005](#)) e ([PEZZI et al., 2009](#)) para a mesma região.

Os resultados deste trabalho sugerem que a CLA é modulada localmente pelo forte gradiente de TSM, através do mecanismo físico de estabilidade estática que se estabelece sobre a região da CBM. Sobre o lado quente da frente oceanográfica, as diferenças de temperaturas entre a superfície do oceano e a atmosfera imediatamente acima é maior (com a temperatura da superfície do mar maior que a temperatura do ar) causando o estabelecimento de uma CLA instável e bem misturada. O vento, em boa parte da camada e em superfície, é mais intenso. Também na porção quente da frente, encontram-se os maiores valores de fluxo de calor sensível e latente, chegando a valores de até $25\text{ }W/\text{m}^2$ para OP24 e OP25. Por outro lado, sobre o lado frio da frente oceanográfica, onde os valores da TSM são inferiores a temperatura do ar, se verifica que a baixa atmosfera apresenta um grande cisalhamento vertical, com ventos em superfície menos intensos e também com menores valores de fluxo de calor de até $2\text{ }W/\text{m}^2$ para OP25, na interface oceano-atmosfera. Esses processos sugeridos

pelos resultados do presente trabalho estão em acordo com trabalhos realizados em outras regiões frontais, como o proposto por (HAYES et al., 1989) e (WALLACE et al., 1989) que estudaram a estabilidade da CLA no Pacífico Equatorial. Os resultados também estão em consonância com aqueles obtidos por (PEZZI et al., 2005), (TOKINAGA et al., 2005) e (PEZZI et al., 2009).

De uma forma inédita, este trabalho também abordou a questão científica relacionada com a chamada hipótese de estabilidade hidrostática, sugerida por (LINDZEN; NIGAM, 1987), a variação do campo de pressão ao nível do mar, aparentemente é modulado pelo contraste termal que ocorre na região da CBM. Os experimentos investigados aqui, as OP23 e OP24 mostram claros indícios de que a CLA se ajustariam a essa hipótese.

Nas OP25 e OP26, o mecanismo de estabilidade hidrostática não pode ser verificado, possivelmente devido à influencia de sistemas de grande escala atuantes no período das radiossondagens, interferindo e modulando a dinâmica local na região da CBM.

As simulações numéricas feitas com o modelo atmosférico reproduziram os padrões de circulação de grande escala e as condições sinóticas presentes na região da CBM para três períodos incluídos nesse estudo, durante as OP23, OP24 e OP26, que correspondem a 2 de novembro de 2004, 28 de outubro de 2005 e 16 de outubro de 2007, respectivamente. Essas simulações foram realizadas incluindo-se as observações das radiosondas através da assimilação desses dados. O modelo atmosférico foi capaz de reproduzir os mesmos mecanismos de instabilidade da CLA que foram observados nos dados obtidos *in situ*.

Um dos principais achados com esta parte do estudo, foi que a simulação numérica é sensível a assimilação destes dados, em parte melhorando a qualidade das simulações. A análise das diferenças entre o experimento EXP (que assimilou as radiossondagens) e CTL (que não assimilou as radiossondagens) com relação aos fluxos de calor e as componentes do vento em superfície, demonstrou que o EXP representou com mais precisão estes valores sobre a região da frente oceanográfica (onde foram feitas as radiossondagens). Neste caso, a inclusão dos dados das radiosondas tiveram um impacto positivo, melhorando os resultados do modelo. Nos perfis de umidade relativa e componentes meridional e zonal do vento, a partir da inserção dos dados observacionais das radiosondas nas simulações, o perfil da atmosfera simulado no EXP representou melhor a atmosfera real nos baixos e altos níveis, quando comparados

com os resultados do experimento CTL.

A partir dos estudos feitos neste trabalho percebe-se a importância do aprofundamento do estudo da interação oceano-atmosfera nessa região. Um aspecto é através da continuidade das campanhas de coleta de dados *in situ* na região da CBM. Com o aumento do número de observações poderiam ser estabelecidas séries temporais mais longas e, consequentemente, mais representativas para se estudarem os fenômenos físicos que ocorrem na região de estudo. Como extensão deste trabalho, também se sugere avaliar melhor o impacto dos fenômenos de grande escala sobre a CLA e tentar se distinguir qual o impacto e parcelas de contribuição na modulação da CLA do fatores locais da CBM versus os de grande escala. Ou seja, entender com maiores detalhes qual seria a resposta relativa da modulação da CLA frente ao acentuado gradiente horizontal de TSM e frente à influência dos sistemas de grande escala (sistemas frontais, ciclones e anticiclones) que atingem a CBM. Paralelo a isto, simulações numéricas por períodos de tempo mais longo que contemplasse estes aspectos locais e de grande escala poderiam ser realizadas para se avaliar melhor a física envolvida nessas questões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHRENS, C. D. **Meteorology today**: Stability and cloud development. 2007. Disponível em:
[<http://lgmacweb.env.uea.ac.uk/e046/teaching/meteorology.htm>](http://lgmacweb.env.uea.ac.uk/e046/teaching/meteorology.htm). Acesso em: 10 abril 2008. [44](#), [45](#)
- ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2001. 420 p. [41](#), [68](#)
- BLACK, T. L. The new nmc mesoscale eta model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, p. 256–278, 1994. [48](#)
- CAMPOS, E. J. D. **Stationary rossby waves in western boundary current extensions**. Tese (Doutorado) — Universidade de Miami, 1990. [35](#)
- CAMPOS, E. J. D.; LENTINI, C. D.; MILLER, J. L.; PIOLA, A. R. Interannual variability of the sea surface temperature in the south brazil bight. **Geophysical Research Letters**, p. 2061–2064, 1999. [34](#)
- CARDOSO, A. O.; CAVALCANTI, I. F. A.; DIAS, P. L. S.; BARBOSA, H. M. J. Experimento de sensibilidade com o MGCA CPTEC/COLA na relação de anomalias de TSM do Atlântico subtropical sul com precipitação no Sul/Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XVI -(CBMET), Florianópolis, SC. **Anais** ..., Rio de Janeiro: SBMET, 2006. Papel. (INPE-14293-PRE/9381). Disponível em:
[<http://www.sbm.org.br/congresso/index.html>](http://www.sbm.org.br/congresso/index.html). Acesso em: 19 mar. 2008. [34](#), [35](#)
- CHELTON, D.; SCHLAX, M.; WITTER, D.; RICHMAN, J. Geosat altimeter observations of the surface circulation of the southern ocean. **Journal Geophysical Research**, v. 95, p. 17.877–17.903, 1990. [30](#)
- CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K.; SCHLAX, M. G.; THUM, N.; FREILICH, M. H.; WENTZ, F. J.; GENTEMANN, C. L.; MCPHADEN, M. J.; SCHOPF, P. S. Observations of coupling between surface wind stress and sea surface temperature in the eastern tropical pacific. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1479–1498, 2001. [33](#), [40](#)

CHOU, S. C. Modelo regional ETA. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 1, n. especial 10 anos, p. on line, 1996. (INPE-12512-PRE/7814). Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/27.html>>. Acesso em: 15 abril 2008. [56](#)

CINTRÁ, R.; ARAVEQUIA, J. A. Apresentação do método de geração de dados para assimilação do modelo ETA/CPTEC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., Brasilia. **Anais ...**, p. 5. CD-ROM, 1998. (INPE-10827-PRE/6283). Disponível em: <<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/06.09.13.20>>. Acesso em: 17 abril 2008. [49](#)

DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. A.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in uruguay and southern brazil and sea surface temperature in the pacific and atlantic oceans. **Journal of Climate**, v. 11, p. 251–271, 1998. [34](#)

DOYLE, J. D. Coupled atmosphere-ocean wave simulations under high wind conditions. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 12, p. 3087–3099, 2002. [29](#)

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of ar-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. **Geophysical Research**, v. 101, n. C2, p. 3747–3764, 1996. [46](#)

FISCH, G.; TÓTA, J.; MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; LYRA, R. F. d. F.; NOBRE C. A. DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 47–59, 2004. [68](#)

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over south america. **Mon. Wea. Rev.**, v. 119, p. 1293–1302, 1991. [61](#)

GIAROLLA, E. **Investigação numérica da variabilidade de mesoescala na confluência das correntes Brasil-Malvinas induzida pela atmosfera**. Tese (Doutorado) — Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, 1999. [35](#)

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. **Journal of Climate**, v. 2, n. 12, p. 1500–1506, 1989. [33, 110](#)

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation end predictability.** London: Cambridge University Press, 2003. 341 p. [47](#)

KUO, Y. H.; REED, R. J.; LOW-NAM, S. Effects of surface energy during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western atlantic. **Mon. Wea. Rev.**, v. 119, p. 457–476, 1991. [40](#)

LEGECKIS, R.; GORDON, A. L. Satellite observations of the brazil and falkland currents - 1975 to 1976 and 1978. **Deep-Sea Research**, p. 375–401, 1982. [37, 39](#)

LENTINI, C. A. D.; OLSON, D. B.; PODESTÁ, G. P. Statistics of brazil current rings observed from avhrr: 1993 to 1998. **Geophysical Research Letters**, 2002. [39](#)

LINDZEN, R. S.; NIGAM, S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, p. 2418–2436, 1987. [55, 78, 93, 110](#)

LIU, T. W.; XIE, X.; POLITO, P. S.; XIE, S. P.; HASHIZUME, H. Atmospheric manifestation of tropical instability wave observed by quikscat and tropical rain measuring mission. **Geophysical Research Letters**, v. 27, p. 2545–2548, 2000. [33, 39, 43](#)

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal Atmosphere Science**, v. 31, p. 1791–1806, 1974. [48](#)

MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Revista Meteorología Aeronáutica**, v. 44, p. 195–202, 1984. [48](#)

MIRANDA, L. B.; KATSURAGAWA, M. **Estrutura térmica da região sudeste do Brasil, outubro e novembro.** São Paulo:Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, p. 1–14, 1991. [36](#)

MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. **Meteorology**:the atmosphere and the science of weather. [S.l.]: Macmillan Publish. Co., 1994. [61](#)

MUNLEY, W. G.; HIPPS, L. E. Estimation of regional evaporation for a tall-grass prairie from measurements of properties of the atmospheric boundary layer.

Water Resources Research, v. 27, n. 2, p. 225–230, 1991. [68](#)

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. New York: Routledge., 1987. 435 p. [41](#)

PANOFSKY, H.; DUTTON, J. A. **Atmospheric turbulence**. New York: Wiley-Interscience, p. 397, 1984. [46](#)

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the south atlantic ocean. **Progress in Oceanography**, p. 1–73, 1991. [36](#), [37](#), [38](#), [66](#)

PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I. The first south atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change. **Geophysical Research Letters**, 2005. [29](#)

PEZZI, L.; VIALARD, J.; RICHARDS, K. J.; MENKES, C.; ANDERSON, D. Influence of ocean-atmosphere coupling on the properties of tropical instability waves. **Geophysical Research Letters**, v. 31, 2004. [34](#), [40](#)

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of enso and tropical atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over south america: a numeral study. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 205–212, 2001. [34](#), [35](#)

PEZZI, L. P.; RICHARDS, K. J. The effects of lateral mixing on the mean state and eddy activity of an equatorial ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. C12, p. 3371, 2003. [39](#)

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. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. D19103, 2009. [29](#), [30](#), [47](#), [55](#), [80](#), [109](#), [110](#)

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, A. E.; MATA, M. M. Ocean-atmosphere in situ observations at the brazil-malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, 2005. [30](#), [40](#), [41](#), [43](#), [47](#), [55](#), [109](#), [110](#)

PIOLA, A. R.; RIVAS, A. L. Corrientes en la plataforma continental. **El Mar Argentino y sus recursos pesqueros**, v. 1, n. 1, p. 119–132, 1997. [38](#)

PIVA, E. D. **Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul.** 2001. Inpe, São José dos Campos. 40

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. 40

ROBINSON, A. R. **Overview and summary of eddy science.** Tese (Doutorado) — Springer-Verlag, New York, 1982. 35

ROUAULT, M.; LEE-THORP, A. M.; LUTJEHARMS. The atmopsheric boundary layer above the agulhas current during alongcurrent winds. **Journal of Physical Oceanography**, v. 30, n. 1, p. 40–50, 2000. 47

SAPUCCI, L. F. **Estimativas do I WV utilizando receptores GPS em bases terrestres no Brasil:** sinergia entre a Geodésia e a Meteorologia. Tese (Doutorado) — Unesp-FCT, Presidente Prudente-SP, 2005. 59

SARAIWA, J. M. B. **Previsão de tempo na Região Sul: Efeitos Locais e Influência da Liberação de Calor Latente.** Tese (Doutorado) — IAG/USP, 1996. 40

SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C. C.; GAN, M. A. Cyclonic vortices over south america. **Tellus.**, v. 42A, p. 194–201, 1990. 61

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. Tropics south america: Meteorology of the southern hemisphere. **Meteorological Monograph**, p. 119–139, 1998. 61

SILVA, A. M.; PFAENDTNER, J.; GUO, J.; SIENKIEWICZ, M.; COHN, S. Assessing the effects of data selection with dao's physical-space statistical analysis system. In:INTERNATIONAL WMO SYMPOSIUM ON ASSIMILATION OF OBSERVATION IM METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 1995, Tokio. **Proceedings Tokio: WMO.** 49

SIMMONDS, I.; KEAY, K. Mean southern hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year ncep-ncar reanalysis. **J. Climate.**, v. 13, p. 873–885, 2000. 61

SINCLAIR, M. R. An objective cyclone climatology for the southern hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, p. 2239–2256, 1994. [40](#)

_____. A climatology of cyclogenesis for the southern hemispheric. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, p. 16011619, 1995. [40](#)

SMITH, P. J. The importance of the horizontal distribution of heating during extratropical cyclone development. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 3692–3694, 2000. [40](#)

SMITH, S. D.; FAIRALL, C. W.; GEERNAERT, G. L.; HASSE, L. Air-sea fluxes: 25 years of progress. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 78, n. 3-4, p. 247–290, 1996. [46](#)

SOUZA, R. B. O oceano austral e o brasil. **Le Monde Diplomatique Brasil**, São Paulo, p. 32–34, 2008. [30](#)

SOUZA, R. B.; MATA, M. M.; GARCIA, C. A. E.; KAMPEL, M.; OLIVEIRA, E. N.; LORENZZETTI, J. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core eddy south of the brazil-malvinas confluence region. **Remote Sensing of Environmental**, n. 100, p. 52–66, 2006. [39](#), [109](#)

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the brazilian coastal current. **Continental Shelf Research**, v. 24, n. 2, p. 241–262, 2004. [109](#)

SOUZA, R. B. de. **Oceanografia por satélites**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. 300 p. [39](#), [66](#)

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Dordrecht- Kluwer Academic., 1988. 665 p. [41](#)

TALJAARD, J. J. Synoptic meteorology in the southern hemisphere. **Meteorology of the Southern Hemisphere**, **Meteor. Monogr.**, v. 35, p. 139–213, 1972. [61](#)

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S. P. Sst-induced wind variations over brazil/malvinas confluence: Satellite and in-situ observations. **Journal of Climate**, 2005. [30](#), [40](#), [43](#), [55](#), [110](#)

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic scale waves over subtropical south america. **Mon. Wea. Rev.**, v. 130, p. 684699, 2002.

[40](#)

WALLACE, J. M.; MITCHELL, T. P.; DESER, C. The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial pacific: Seasonal and interannual variability. **Journal of Climate.**, 1989. [33, 43, 110](#)

WALTER, J. S. **Princípios de análise meteorológica**. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico S.A., 1969. 460 p. [41](#)

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

Notas Técnico-Científicas (NTC)

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

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

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

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

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

Programas de Computador (PDC)

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

Pré-publicações (PRE)

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