

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**DESCRIÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA
SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE
ATRAVÉS DE DADOS OBSERVACIONAIS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Fernando Rossato

**Santa Maria, RS, Brasil
2015**

DESCRIÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE ATRAVÉS DE DADOS OBSERVACIONAIS

Fernando Rossato

Dissertação apresentada ao curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS),
como requisito para obter o grau de
Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Ronald Buss de Souza

**Santa Maria, RS, Brasil
2015**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**DESCRIÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA SOBRE O
OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE ATRAVÉS DE DADOS
OBSERVACIONAIS**

elaborada por
Fernando Rossato

como requisito parcial para a obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Ronald Buss de Souza
(Presidente/Orientador)

Prof. Dr. Maurício Magalhães Mata (FURG)

Prof. Dr. Franciano Scremin Puhales (UFSM)

Santa Maria, 27 de maio de 2015

Aos meus pais Naldo Roque Rossato e Sirlei Regina
Ragagnin Rossato por todo apoio e incentivo.

AGRADECIMENTOS

A Deus em primeiro lugar, por me dar força para seguir em frente perante aos desafios.

Aos meus pais, minha irmã e meu cunhado por sempre apoiarem minhas decisões e torcerem por mim.

Ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFSM e ao Centro Regional Sul do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CRS-INPE) pela infraestrutura.

A Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro.

Aos professores do curso de mestrado em Meteorologia pelo conhecimento transmitido.

Ao meu orientador professor Dr. Ronald Buss de Souza pela paciência, confiança, incentivo e ensinamentos transmitidos desde os tempos de graduação e pela estrutura através dele disponibilizada.

Aos colegas da Meteorologia (graduação e pós) pelo auxílio e incentivo nos momentos difíceis.

Aos colegas do Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS) pela ajuda e pelos momentos de descontração.

Aos amigos do “Fiascobol” de Faxinal do Soturno pelo carinho, apoio e por tantos momentos juntos.

A FAPESP pelo apoio ao projeto SAMOC (Processo No. 2011/50552-4) e ao CNPq pelo apoio aos projetos ACEX (Processo No. 558108/2009-1) e INCT da Criosfera (Processo No. 704222/2009).

Ao comandante e a tripulação do NOc. Alpha Crucis pela ajuda na coleta de dados em campo.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

DESCRIÇÃO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA SOBRE O OCEANO ATLÂNTICO SUDOESTE ATRAVÉS DE DADOS OBSERVACIONAIS

AUTOR: FERNANDO ROSSATO

ORIENTADOR: RONALD BUSS DE SOUZA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 27 de maio de 2015

Entre os dias 3 a 12 de dezembro de 2012, o Navio Oceanográfico Alpha-Crucis realizou estações oceanográficas no Oceano Atlântico Sudoeste em apoio aos projetos SAMOC (*South Atlantic Meridional Overturning Circulation*) e ACEX (*Atlantic Ocean Carbon Experiment*). Durante o cruzeiro de pesquisa, o navio realizou 19 medições, com o lançamento de balões meteorológicos com radiossondas. A partir dos dados coletados pelas radiossondas, foi possível verificar a variabilidade da camada limite atmosférica marinha (CLAM) durante distintas condições sinóticas atuantes na área e período de estudo. A partir de dados meteorológicos e oceanográficos coletados ao longo de toda a derrota do navio através da estação meteorológica automática e do termosalinógrafo de bordo, foi possível estimar os fluxos de calor latente e sensível entre o oceano e a atmosfera a partir de parametrizações *bulk*. Para entender a importância dos mecanismos de forçamento local impostos pela temperatura da superfície do mar (TSM) e de grande escala imposto pelas condições sinóticas vigentes no período de estudo, as 19 medições foram divididas em 4 transectos realizados ao longo da trajetória, onde os dados foram agrupados com respeito às condições atmosféricas sinóticas atuantes. Os resultados do trabalho demonstram que, na ausência de sistemas transientes de grande escala atuantes na região de estudo, a CLAM foi modulada pelo campo de TSM. Isso foi observado no primeiro transecto, onde a CLAM apresentou-se espessa e turbulenta com seu topo em torno de 600 m e com fluxos de calor mais intensos (chegando até 209 W/m² de calor latente e 47 W/m² de calor sensível) principalmente sobre as águas quentes associadas à Corrente do Brasil (CB). Sobre águas mais frias, a CLAM foi mais rasa, em torno de 200 m e com fluxos de calor menos intensos (chegando até 1,4 W/m² de calor latente e -16,8 W/m² de calor sensível). No segundo transecto, com a formação de um ciclone extratropical, nota-se o impacto das condições sinóticas influenciando a evolução da CLAM durante a condição pré-frontal, onde se verificou uma estratificação da CLAM. Na condição pós-frontal, a CLAM apresentou-se bem desenvolvida, com uma altura de 1200 m e os fluxos de calor latente (média de 290 W/m² e com pico de 468 W/m²) e calor sensível (média de 18 W/m² e com pico de 45 W/m²) indicam um fluxo de calor do oceano para a atmosfera muito mais intenso em sua componente latente. Por outro lado, na região pré-frontal, valores mais baixos de fluxos de calor latente (média de 18 W/m² e com um mínimo de -15,8 W/m²) e calor sensível (-63,4 W/m²) foram encontrados. Durante o terceiro transecto com a incursão da massa de ar quente, a CLAM ficou mais rasa sobre as águas mais frias da Corrente Costeira do Brasil. Ao longo de todo o terceiro transecto a TSM esteve menor que a temperatura do ar e esse apresentou uma camada limite estável. Ao longo do último transecto, verificou-se uma ciclogênese secundária na costa do Rio Grande do Sul, imediatamente ao norte do ciclone que havia se formado nas proximidades da desembocadura do Rio da Prata. Esse se desenvolveu rapidamente e se deslocou para o Oceano Atlântico Sudoeste, deixando a região de estudo sob o setor frio do ciclone. Com a incursão da massa de ar frio, a CLAM ficou mais espessa e turbulenta com seu topo em torno de 600 m. Os valores dos fluxos de calor latente variaram entre 461,2 W/m² sobre as águas quentes associadas à da CB e 30,2 W/m² sobre as águas mais frias fora do domínio dessa. Esse trabalho oferece uma análise de observações meteorológicas e oceanográficas inéditas tomadas simultaneamente no Oceano Atlântico Sudoeste. Essas observações são fundamentais para ampliar o entendimento dos processos físicos que ocorrem na interface oceano-atmosfera e tem importância primária para a previsão do tempo e clima na região sul-sudeste do Brasil.

Palavras-chave: Camada Limite Atmosférica Marinha. Fluxos de calor. Temperatura da Superfície do Mar.

ABSTRACT

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

DESCRIPTION OF ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER ON THE SOUTHWEST ATLANTIC OCEAN THROUGH OBSERVATIONAL DATA

AUTOR: FERNANDO ROSSATO

ORIENTADOR: RONALD BUSS DE SOUZA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 27 de maio de 2015

Between 3-12 December 2012, the Oceanographic Vessel Alpha Crucis held oceanographic stations in the Southwestern Atlantic Ocean in support to both SAMOC (South Atlantic Meridional Overturning Circulation) and ACEX (Atlantic Ocean Carbon Experiment) projects. During the research cruise, the vessel performed 19 measurements with the release of weather balloons with radiosondes. From the data collected by the radiosondes, it was possible to verify the variability of the marine atmospheric boundary layer (MABL) over different synoptic conditions occurring in the area and period of study. From meteorological and oceanographic data collected throughout the trajectory of the ship by an automatic weather station and the onboard termosalinograph, it was possible to estimate the latent and sensible heat fluxes between the ocean and the atmosphere from bulk parameterization. In order to better understand the importance of the local forcing mechanisms imposed by the sea surface temperature (SST) and the large-scale forcing by the current synoptic conditions in the study period, 19 measurements were divided into four transects along the complete ship's trajectory, where the data were grouped with respect to the active synoptic weather conditions in the study area. Our results demonstrate that in the absence of large-scale transient systems acting in the study area, the MABL was modulated by the SST field. This was observed in the first transect, where we found a thick and turbulent MABL with its top at around 600 m and more intense heat fluxes (up to 209 W/m² of latent heat and 47 W/m² of sensible heat) mainly over the warm waters associated with the Brazil Current (BC). Over cooler waters of the transect, outside the domain of the BC, the MABL was shallower, around 200 m, with less intense heat fluxes (up to 1.4 W/m² of latent heat and -16.8 W/m² of sensible heat). In the second transect with the formation of an extratropical cyclone in the La Plata river mouth region, we noted the impact of the synoptic atmospheric conditions influencing the evolution of the MABL during the prefrontal condition when a MABL stratification was verified. During the post frontal situation, the MABL was a well developed one, with a 1200 m height. In the post frontal environment, latent heat fluxes (average 290 W/m² with a peak of 468 W/m²) and sensible heat fluxes (average of 18 W/m² with a peak of 45 W/m²) indicate a heat flux directed from the ocean to the atmosphere much more intense in its latent component. On the other hand, in the prefrontal region, lower values of the latent heat fluxes (average of 18 W/m² with a minimum of 15.8 W/m²) and sensible heat fluxes (-63.4 W/m²) were found. During the third transect with the incursion of the warm air mass, the MABL became shallower over the cooler waters of the Brazilian Coastal Current. Along of the entire third transect the SST was lower than the air temperature and this transect presented a stable boundary layer. Throughout the fourth and final transect, there was a secondary cyclogenesis off the coast of the Rio Grande do Sul state in southern Brazil, just north of the cyclone that has been formed in the vicinity of the La Plata river mouth. This cyclone has developed rapidly and has moved toward the Southwestern Atlantic Ocean, leaving the study area in the cold sector of the cyclone. With the incursion of the cold air mass, the MABL became thicker and more turbulent with its top around 600 m. The values of latent heat fluxes ranged between 461.2 W/m² over the warm waters associated with the BC and 30.2 W/m² on the cooler waters outside the domain of the BC. This work offers an analysis of novel meteorological and oceanographic observations taken simultaneously in the Southwestern Atlantic Ocean. These observations are fundamental to widen our understanding on the physical processes occurring at the ocean-atmosphere interface and have primary importance for the weather and climate forecast of the south-southwestern region of Brazil.

Keywords: Marine Atmospheric Boundary Layer. Heat Fluxes. Sea surface temperature.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Representação esquemática da circulação superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Fonte: Adaptada de Peterson e Stramma (1991).	21
Figura 1.2 – Correntes marinhas superficiais e massas d’água ao largo da costa sul-americana e região da Confluência Brasil-Malvinas no inverno (a) e verão (b). BC: Corrente do Brasil; MC: Corrente das Malvinas; PC: Corrente da Patagônia; BCC/RGC: Corrente Costeira do Brasil ou Corrente do Rio Grande; TW: Água Tropical; SAW: Água Subantártica; SASW: Água Subantártica de Plataforma; PPW: Água da Pluma do Rio da Prata; STSW: Água Subtropical de Plataforma. Fonte: Möller <i>et al.</i> (2008).	23
Figura 1.3 – Ventos em superfície com base em análise de satélite sobrepostos à distribuição da pressão ao nível médio do mar em dezembro-janeiro-fevereiro (superior) e junho-julho-agosto (inferior). Pressões atmosféricas superiores à 1015 hPa e inferiores à 1000 hPa encontram-se em tons de azul e amarelo, respectivamente. H: centros de alta pressão; L: centros de baixa pressão. Fonte: Wallace e Hobbs (2006).	24
Figura 1.4 – Distribuição de isolinhas de frequência de ciclogênese. Fonte: Gan e Rao, 1991.	25
Figura 1.5 – Contornos de densidade de ciclogênese (0.5, 1.0, 2.0 e 4.0 unidades de número de densidade por mês e por área unitária) expressos por meio da vorticidade (ξ) em 850 hPa e em escala de cinza, ξ em 250 hPa para valores acima de 9.0. As cores denotam as diferentes áreas de ciclogênese, dentre os quais os contornos de densidade foram expressos. Fonte: Hoskins e Hodges (2005).	26
Figura 2.1 – Navio Oceanográfico Alpha-Crucis no porto de Santos (SP).	31
Figura 2.2 – Imagem de TSM do GHRSSST (<i>Group for High Resolution Sea Surface Temperature</i>) média dos dias 1-16 de dezembro de 2012 com a posição dos transectos realizadas no cruzeiro SAMOC. Em branco estão as linhas batimétricas entre 100 m e 4000 m de profundidade.	33
Figura 2.3 – Operação de enchimento do balão (esquerda) e lançamento das radiossondas atmosféricas pelo projeto ACEX a bordo do Navio Oceanográfico Alpha-Crucis.	33
Figura 3.1 – Imagem de TSM do GHRSSST (<i>Group for High Resolution Sea Surface</i>	

<i>Temperature</i>) média do dia 3-5 de dezembro de 2012 com a posição do transecto 1 (P1), onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das radiossondas realizada no Cruzeiro SAMOC.....	38
Figura 3.2 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s) a cada 6 horas a partir das 00Z do dia 03/12/12 (a) até às 12Z do dia 05/12/12 (l) ao longo do P1.....	40
Figura 3.3 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 1.....	41
Figura 3.4 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 2.....	42
Figura 3.5 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 3.....	43
Figura 3.6 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 4.....	44
Figura 3.7 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 5.....	45
Figura 3.8 – Calor latente (W/m ²) (azul) e calor sensível (W/m ²) (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P1.....	46
Figura 3.9 – Temperatura da superfície do mar (azul) e temperatura do ar (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P1.....	47
Figura 3.10 – Parâmetro de estabilidade dado pela TSM – T ar (° C) durante a realização do P1.....	47
Figura 3.11 – Intensidade do vento (m/s) durante a realização do P1.....	48
Figura 3.12 – Imagem de TSM do GHRSSST (<i>Group for High Resolution Sea Surface Temperature</i>) média dos dias 6-9 de dezembro de 2012 com a posição do Transecto 2 (P2), onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das radiossondas realizada no cruzeiro SAMOC.....	49
Figura 3.13 – Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s) a cada 6 horas a partir das 00Z do dia 06/12/12 (a) até às 06Z do dia 09/12/12 ao	

longo do P2.	51
Figura 3.14 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 6.	52
Figura 3.15 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 7.	53
Figura 3.16 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 8.	54
Figura 3.17 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 9.	55
Figura 3.18 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 10.	56
Figura 3.19 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 11.	57
Figura 3.20 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 12.	58
Figura 3.21 – Calor latente (W/m ²) (azul) e calor sensível (W/m ²) (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P2.	59
Figura 3.22 – Temperatura da superfície do mar (azul) e temperatura do ar (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P2.	60
Figura 3.23 – Parâmetro de estabilidade dado pela TSM – T ar (°C) durante a realização do P2.	60
Figura 3.24 – Intensidade do vento (m/s) durante a realização do P2.	61
Figura 3.25 – Imagem de TSM do GHRSSST (<i>Group for High Resolution Sea Surface Temperature</i>) média dos dias 9-10 de dezembro de 2012 com a posição do transecto 3 (P3), onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das radiossondas realizada no Cruzeiro SAMOC.	62
Figura 3.26 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s) a	

cada 6 horas a partir das 18Z do dia 9/12/12 (a) até às 00Z do dia 11/12/12 ao longo do P3.....	63
Figura 3.27 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 13.	64
Figura 3.28 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 14.	65
Figura 3.29 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 15.	66
Figura 3.30 - Calor latente (W/m ²) (azul) e calor sensível (W/m ²) (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P3.	67
Figura 3.31 – Temperatura da superfície do mar (azul) e temperatura do ar (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P3.	67
Figura 3.32 – Parâmetro de estabilidade dado pela TSM – Tar (°C) durante a realização do P3.....	68
Figura 3.33 – Intensidade do vento (m/s) durante a realização do P3.	68
Figura 3.34 - Imagem de TSM do GHRSSST (<i>Group for High Resolution Sea Surface Temperature</i>) média dos dias 11-12 de dezembro de 2012 com a posição do transecto 4 (P4), onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das radiossondas realizada no Cruzeiro SAMOC.	69
Figura 3.35 – Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s) a cada 6 horas a partir das 06Z do dia 11/12/12 (a) até às 06Z do dia 12/12/12 (b) ao longo do P4.	70
Figura 3.36 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T(inferior) para a radiossonda 16.	71
Figura 3.37 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T(inferior) para a radiossonda 17.	72
Figura 3.38 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T(inferior) para a radiossonda 18.	73

Figura 3.39 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T(inferior) para a radiossonda 19.	74
Figura 3.40 – Calor latente (W/m ²) (azul) e calor sensível (W/m ²) (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P4.	75
Figura 3.41 – Temperatura da superfície do mar (azul) e temperatura do ar (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P4.	76
Figura 3.42 – Parâmetro de estabilidade dado pela TSM – Tar (°C) durante a realização do P4.....	76
Figura 3.43 – Intensidade do vento (m/s) durante a realização do P4.	77

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Informações do transecto, identificação, data, horário, latitude e longitude de lançamento das radiossondas.....	35
---	----

LISTA DE ABREVIATURAS

ACAS – Água Central do Atlântico Sul

ACEx – *Atlantic Ocean Carbon Experiment*

AIA – Água Intermediária Antártica

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

AT – Água Tropical

CFS – *Climate Forecast System*

CLA – Camada limite atmosférica

CLAM – Camada limite atmosférica marinha

CLO – Camada limite oceânica

CTD – *Conductivity, Temperature, Depth*

CBM – Confluência Brasil-Malvinas

CCB – Corrente Costeira do Brasil

CG – Corrente do Golfo

CM – Corrente das Malvinas

CB – Corrente do Brasil

CNB – Corrente Norte do Brasil

CSA – Corrente Sul Atlântica

CSE – Corrente Sul Equatorial

EMA – Estação Meteorológica Automática

FAPESP – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo

IOUSP – Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

MOC – *Meridional Overturning Circulation*

NCEP – *National Centers for Environmental Prediction*

NOAA – *National Oceanic and Atmospheric Administration*

NOc – Navio Oceanográfico

PNMM – Pressão ao Nível Médio do mar

RS – Rio Grande do Sul

SAMBA – *SAMOC Basin-wide Array*

SAMOC – *South Atlantic Meridional Overturning Circulation*

Tar – Temperatura do Ar

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

XBT – *Expendable Bathy-Thermographs*

SUMÁRIO

RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
INTRODUÇÃO	17
1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	20
1.1 Circulação e massas d'águas do Oceano Atlântico Sul e região sul-sudeste do Brasil.....	20
1.2 Sistemas atmosféricos sobre o Oceano Atlântico Sudoeste	23
1.3 Camada limite atmosférica.....	27
1.4 Interação oceano-atmosfera na escala sinótica no Oceano Atlântico Sudoeste.....	28
1.5 O projeto SAMOC	30
2 DADOS E METODOLOGIA.....	31
2.1 Área de estudo e experimento de campo.....	31
2.2 Método de cálculo de fluxos de calor	35
2.3 Análise Atmosférica Sinótica na Região e Época de Estudo	36
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	37
3.1 Transecto 1	37
3.2 Transecto 2	48
3.3 Transecto 3	61
3.4 Transecto 4	68
4 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	78
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

INTRODUÇÃO

Os oceanos são um importante componente do sistema climático global, que com sua grande capacidade térmica, armazenam a energia solar para que esta possa ser transferida, na forma de calor sensível e latente, para a atmosfera. As águas oceânicas são também um importante veículo para o transporte de energia das baixas para altas latitudes, reduzindo assim o gradiente meridional de temperatura. Através destes processos, os oceanos desempenham um papel crucial como moderadores do clima global, e são a principal fonte da água precipitável sobre os continentes, abastecendo os principais rios do planeta. Através da interação oceano-atmosfera, os oceanos atuam de forma importante na formação e modificação de certos tipos de massas de ar (PEIXOTO *et al.*, 1992).

Os processos de interação do sistema acoplado oceano-atmosfera ocorrem através das interações na interface da camada limite oceânica (CLO) e camada limite atmosférica marinha (CLAM), onde se processam as trocas de *momentum* e energia (PEZZI *et al.*, 2005, 2009; ACEVEDO *et al.*, 2010; CAMARGO, *et al.*, 2013). A temperatura da superfície do mar (TSM) exerce um papel importantíssimo nesse complexo mecanismo de interações, pois é por meio da diferença de temperatura entre a superfície do mar e do ar que a energia em forma de fluxos de calor é trocada entre a atmosfera e o oceano (WELLS, 1997; PEZZI e SOUZA, 2009).

A interação entre massas de água e a atmosfera pode ser descrita através da representação dos fluxos de calor latente e sensível entre o oceano e a atmosfera. O Oceano Atlântico Sudoeste e sua região costeira são considerados regiões chave para melhor entender e prever o tempo e o clima da região sul e sudeste do Brasil (PEZZI e SOUZA, 2009).

Estudos como Pezzi *et al.* (2005), Pezzi *et al.* (2009), Acevedo *et al.*, (2010), Arsego (2012) e Camargo *et al.* (2013) mostram a importância de se estudar a interação oceano-atmosfera no Oceano Atlântico Sudoeste e, especialmente, na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), onde fortes gradientes horizontais termais ocorrem entre águas transportadas por correntes marinhas distintas. Os autores indicam que sobre as águas quentes e salinas da Corrente do Brasil (CB) ocorre um maior fluxo de calor e umidade para atmosfera, acarretando assim um

maior transporte de energia. Já no lado frio da CBM, em águas dominadas pela Corrente das Malvinas (CM), os fluxos do oceano para a atmosfera são menores, podendo atingir até valores negativos (da atmosfera para o oceano). Os autores indicam que na região da CBM a CLAM é modulada localmente pelos intensos gradientes de TSM na ausência de distúrbios transientes. Sobre águas quentes (CB) a CLAM é instável, turbulenta e por consequência os ventos são geralmente mais intensos e uniformes. Já sobre águas frias (CM), a CLAM é estável e há um acentuado cisalhamento vertical do vento. Como o Oceano Atlântico Sudoeste é apontado como uma das regiões de maior ocorrência de ciclogênese na América do Sul (GAN e RAO 1991), é comum nesta região a passagem de distúrbios transientes, como ciclones extratropicais e frentes frias. Segundo Acevedo et al. (2010) a CLAM é também modulada pelos padrões de advecção atmosférica.

Entre os dias 3 a 12 de dezembro de 2012 o navio da Universidade de São Paulo, o Navio Oceanográfico Alpha-Crucis realizou estações oceanográficas no Oceano Atlântico Sudoeste em apoio ao projeto SAMOC (*South Atlantic Meridional Overturning Circulation*). Esse projeto tem como objetivo geral entender e observar as trocas inter-oceânicas e o transporte meridional de massa e calor da célula de revolvimento meridional através de uma seção transversal ao longo de 34,5 °S, no Oceano Atlântico Sul. Em colaboração com o projeto ACEX (*Atlantic Ocean Carbon Experiment*), o navio realizou 19 medições com o lançamento de balões meteorológicos com radiossondas. A partir dos dados coletados pelas radiossondas, é possível verificar a variabilidade da CLAM durante distintas condições sinóticas atuantes entre os dias estudados.

O objetivo deste trabalho é descrever o comportamento da estrutura vertical da CLAM na interface oceano-atmosfera e os fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera sobre o Oceano Atlântico Sudoeste a partir de dados coletados *in situ* pelos projetos SAMOC e ACEX durante o período entre 3 e 12 de dezembro de 2012. Para alcançar esse objetivo, os seguintes objetivos específicos foram estabelecidos:

- Identificar os sistemas atmosféricos atuantes na região e época do estudo e descrever o impacto desses no comportamento da estrutura vertical da CLAM;
- Determinar os fluxos de calor na região e época do estudo através da parametrização de Fairall et al. (1996) e relacioná-los aos forçantes locais de TSM e aos campos meteorológicos sinóticos atuantes.

Este trabalho foi dividido em mais quatro capítulos listados a seguir:

- **Capítulo 2. Fundamentação Teórica:** Nesta seção serão apresentados alguns dos trabalhos relacionados ao tema da interação oceano-atmosfera, circulação oceânica do Oceano Atlântico Sul e sistemas atmosféricos atuantes na área de estudo.
- **Capítulo 3. Dados e Metodologia:** Este capítulo contém a descrição dos dados e metodologia usados para obtenção dos resultados.
- **Capítulo 4. Resultados e Discussões:** Apresenta a análise sinótica e a descrição do comportamento da CLAM e dos fluxos de calor no período de estudo.
- **Capítulo 5. Conclusões e Considerações e Finais:** Serão apresentadas as principais conclusões do trabalho e perspectivas de trabalhos futuros.

1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.1 Circulação e massas d'águas do Oceano Atlântico Sul e região sul-sudeste do Brasil

A circulação oceânica é basicamente composta por dois mecanismos: (i) a circulação superficial, associada ao padrão de distribuição de ventos globais que formam os giros oceânicos em diferentes escalas e (ii) a circulação termohalina, relacionada principalmente a mudanças de densidade das águas superficiais, sujeitas a processos relacionados às trocas de calor (aquecimento, resfriamento) e/ou inserção de um volume de água doce (evaporação, precipitação).

No Oceano Atlântico Sul, em contrapartida à circulação atmosférica anti-ciclônica associada ao sistema da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), a circulação oceânica superficial é dominada por um sistema de correntes que fazem parte do chamado Giro Subtropical do Atlântico Sul (Figura 1.1) (PERTERSON; STRAMMA, 1991). Todos os giros oceânicos são assimétricos e, devido a variação latitudinal da vorticidade planetária, resulta na intensificação das correntes junto ao contorno oeste das bacias, formando as chamadas correntes de contorno oeste (STOMMEL, 1948).

Perterson e Stramma (1991) em seu trabalho descreveram a circulação geral superficial do Atlântico Sul e as principais correntes marinhas que compõe o Giro Subtropical do Atlântico Sul. São elas: Corrente Sul Equatorial (CSE), Corrente do Brasil (CB), Corrente do Atlântico Sul ou Sul Atlântica (CSA) e Corrente de Benguela (Figura 1.1).

As correntes de contorno oeste são caracterizadas por fluxos intensos, estreitos e bem definidos fluindo ao longo das margens continentais (SILVEIRA et al., 2000). Porém, a CB que é a corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul, apresenta um transporte consideravelmente menor quando comparada a sua equivalente no hemisfério Norte, a Corrente do Golfo (CG), mas com uma atividade de mesoescala equivalente (LENTINI e SOUZA, 2009).

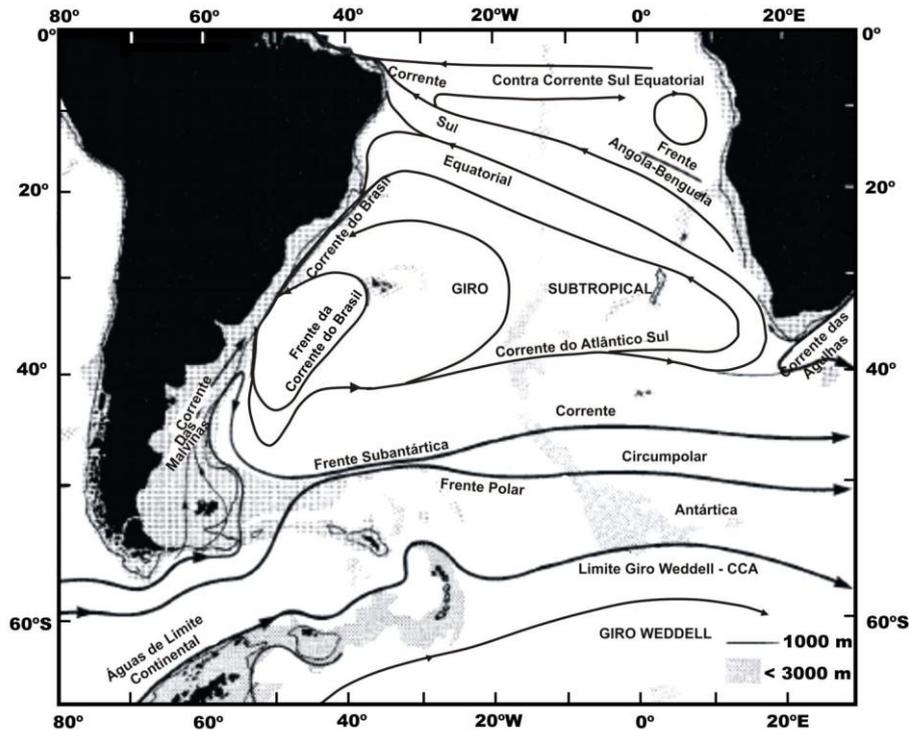


Figura 1.1 – Representação esquemática da circulação superficial do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Fonte: Adaptada de Peterson e Stramma (1991).

A CB é formada ao sul de 10 °S pela bifurcação da CSE, que forma também a Corrente Norte do Brasil (CNB). A CB transporta águas quentes e salinas sendo basicamente formada pela Água Tropical (AT) em superfície, na região do Equador, fluindo em direção ao sul ao longo da margem continental brasileira até aproximadamente 36 °S onde, nesta região, se encontra com a CM. Formada por águas de origem subantártica, a CM é caracterizada por transportar águas frias e menos salinas que as águas da CB (PERTERSON; STRAMMA, 1991).

A CM é um braço da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) deslocado para norte a partir da Passagem de Drake. Ela trás águas com características subantárticas até aproximadamente 38 °S, ponto em que a corrente também se separa da costa e segue em direção ao interior da bacia Atlântica (PERTERSON; STRAMMA, 1991).

A região de encontro entre a CB e a CM é denominada Confluência Brasil-Malvinas (CBM), uma frente oceanográfica muito dinâmica e caracterizada por gerar grandes instabilidades de mesoescala ao longo da CSA, principalmente na porção

ocidental (LENTINI e SOUZA, 2009). A CBM é também a região de formação da Água Central do Atlântico Sul (ACAS) que, após a mistura das águas da CB e da CM, se espalha em subsuperfície pelo Oceano Atlântico Sudoeste (PERTERSON; STRAMMA, 1991).

O padrão de fluxo da ACAS não é um simples movimento para norte em nível picnoclínico em toda a bacia do Oceano Atlântico Sul. Após ser formada, a ACAS passa a integrar o Giro Subtropical, circulando com as Correntes do Atlântico Sul e Benguela, e atingindo a costa da América do Sul transportada pela Corrente Sul Equatorial. Como esta corrente se bifurca em superfície parte da ACAS flui rumo ao equador, enquanto a outra porção desloca-se para o sul ao largo da costa brasileira (SILVEIRA et al., 2000).

A circulação termohalina do Oceano Atlântico Sul pode está relacionada aos mecanismos de transporte da Célula de Revolvimento Meridional (MOC) e ao cinturão termohalino global (*global conveyor belt*). Atualmente, o termo MOC é a forma mais completa de descrever o padrão global da circulação termohalina oceânica.

A MOC consiste em um sistema de circulação oceânico global composto pelas principais correntes superficiais, intermediárias e de fundo. Ela é responsável por uma grande parte do transporte de calor dos trópicos para as altas latitudes. Sua estrutura física de circulação e a sua eficiência na regulação do clima global é significativamente influenciada pela característica das massas d'água e pelas trocas inter-oceânicas destas (RINTOUL, 1991; LUMPKIN & SPEER 2007).

Yang (2015) demonstrou que a variabilidade sazonal do transporte da MOC no Atlântico em 26,5 °N é devido à redistribuição sazonal do volume de massa d'água e é impulsionado tanto pelo cisalhamento do vento local como remoto em outras latitudes.

Na região costeira do sul-sudeste do Brasil existem outros sistemas oceânicos e processos importantes. Souza e Robinson (2004) e Möller *et al.* (2008) demonstram a extensão e a importância das águas de origem continental transportadas para norte pela região costeira sul-americana, até a região sul-sudeste do Brasil. Os autores apontam que as águas do Rio da Prata atingem inteiramente a costa do Rio Grande do Sul (RS) durante o período de inverno. Essas águas, pouco salinas, dominam a plataforma continental do sul do Brasil, caracterizada por profundidades menores que 200 m.

Möller *et al.* (2008) descreveram que as águas da Pluma do Rio da Prata são transportadas pela Corrente Costeira do Brasil (CCB), também chamada de Corrente do Rio Grande (Figura 1.2), que flui para a direção nordeste. Segundo os autores, o principal fator para determinar a extensão desse transporte é o limite de ocorrência da CCB é o regime sazonal dos ventos e a vazão (descarga) do Rio da Prata.

Souza e Robinson (2004) também descreveram que a CCB apresenta forte variabilidade interanual e que as trocas sazonais da estrutura vertical e horizontal das águas transportadas por essa corrente poderiam depender não somente do regime de ventos, mas também da variabilidade interanual da CBM que, por sua vez, é forçada por processos de grande escala do Oceano Atlântico Sul e Oceano Austral.

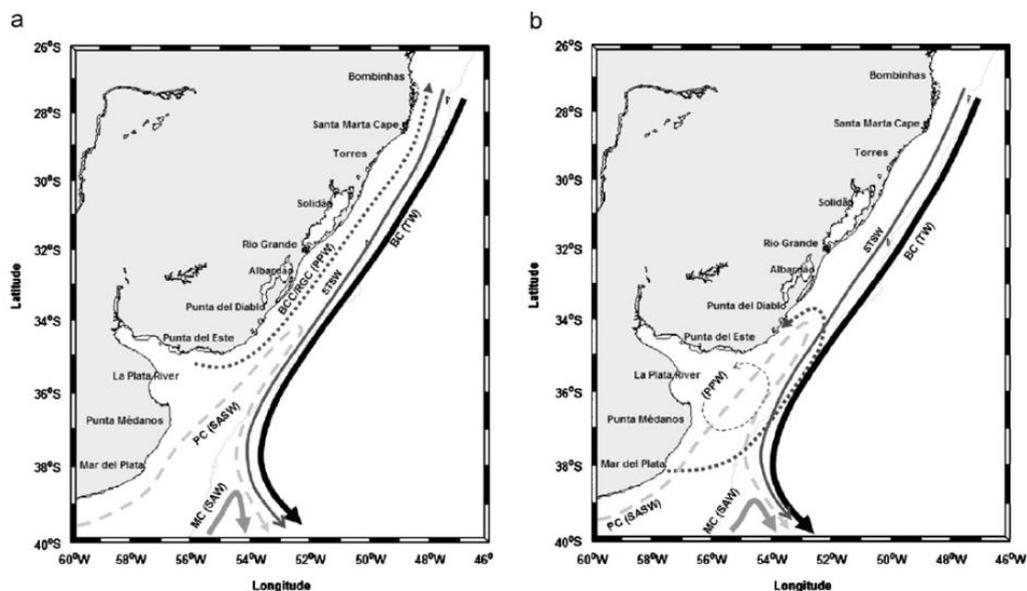


Figura 1.2 – Correntes marinhas superficiais e massas d'água ao largo da costa sul-americana e região da Confluência Brasil-Malvinas no inverno (a) e verão (b). BC: Corrente do Brasil; MC: Corrente das Malvinas; PC: Corrente da Patagônia; BCC/RGC: Corrente Costeira do Brasil ou Corrente do Rio Grande; TW: Água Tropical; SAW: Água Subantártica; SASW: Água Subantártica de Plataforma; PPW: Água da Pluma do Rio da Prata; STSW: Água Subtropical de Plataforma. Fonte: Möller *et al.* (2008).

1.2 Sistemas atmosféricos sobre o Oceano Atlântico Sudoeste

O sudeste da América do Sul e o Oceano Atlântico Sudoeste são regiões

constantemente sujeitas à passagem de sistemas atmosféricos como as frentes frias e ciclones extratropicais. A região também sofre a influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que é marcada por uma forte sazonalidade.

As Altas Subtropicais são sistemas de alta pressão semipermanentes localizados em torno de 30 °S nas regiões oceânicas, surgindo devido à subsidência da Célula de Hadley. A ASAS consiste em extensas áreas de ar subsidente, com temperaturas elevadas resultado da intensa radiação solar além da alta umidade devido à intensa evaporação marítima (MORAN; MORGAN, 1994; DEGOLA, 2013). Como mostra a Figura 1.3, a ASAS oscila meridionalmente em função da época do ano. Nos meses de verão, esse sistema encontra-se mais ao sul, deslocado zonalmente mais para leste e menos intensos. Já nos meses de inverno seu centro encontra-se deslocado mais para o norte e oeste, alcançando assim a região costeira do Brasil.

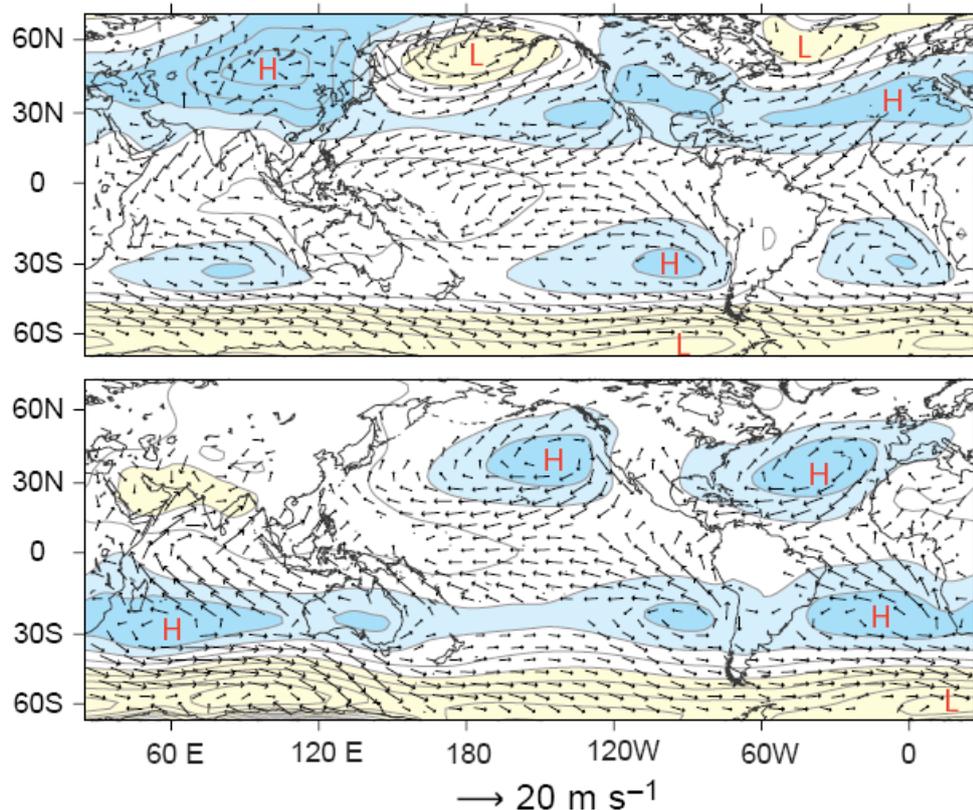


Figura 1.3 – Ventos em superfície com base em análise de satélite sobrepostos à distribuição da pressão ao nível médio do mar em dezembro-janeiro-fevereiro (superior) e junho-julho-agosto (inferior). Pressões atmosféricas superiores à 1015 hPa e inferiores à 1000 hPa encontram-se em tons de azul e amarelo, respectivamente. H: centros de alta pressão; L: centros de baixa pressão. Fonte: Wallace e Hobbs (2006).

Como exemplos de sistemas móveis de baixa pressão transientes sobre a

América do Sul e Oceano Atlântico Sul temos os ciclones extratropicais. Gan e Rao (1991) definem a ciclogênese (processo de formação e o desenvolvimento de ciclones na atmosfera) com o aparecimento da primeira isóbara fechada nas cartas sinóticas de pressão reduzida ao nível do mar, e essa característica deveria persistir pelo menos por 24 horas. No seu trabalho, os autores encontraram regiões preferencialmente ciclogenéticas na América do Sul, com dois centros de máxima ocorrência ao longo do ano, um próximo ao Golfo de San Matias, na Argentina e outro próximo ao Uruguai (Figura 1.4). Já na distribuição sazonal, o centro do Uruguai é máximo no inverno e o do Golfo de San Matias, no verão. Para as estações de transição (primavera e outono), esses centros são praticamente da mesma ordem.

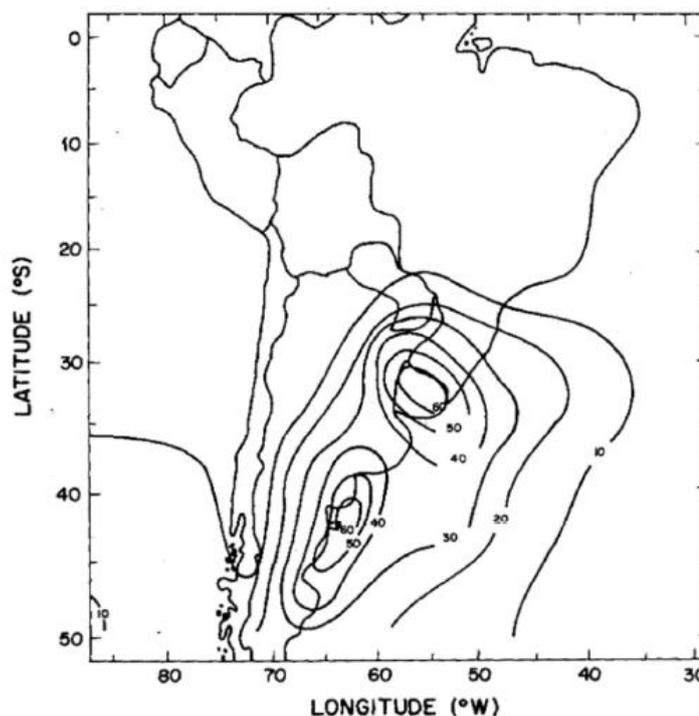


Figura 1.4 – Distribuição de isolinhas de frequência de ciclogênese. Fonte: Gan e Rao, 1991.

Hoskins e Hodges (2005) identificaram através de técnicas de rastreamento de *storm tracks* utilizando 45 anos de dados de reanálise do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), também a grande frequência de ciclogênese na costa leste do continente Sul Americano com uma terceira região sobre a Península Antártica (Figura 1.5). Segundo estes autores uma possível explicação para a distribuição de ciclogênese nessas regiões é a interação entre o escoamento permanente de oeste e as formações orográficas.

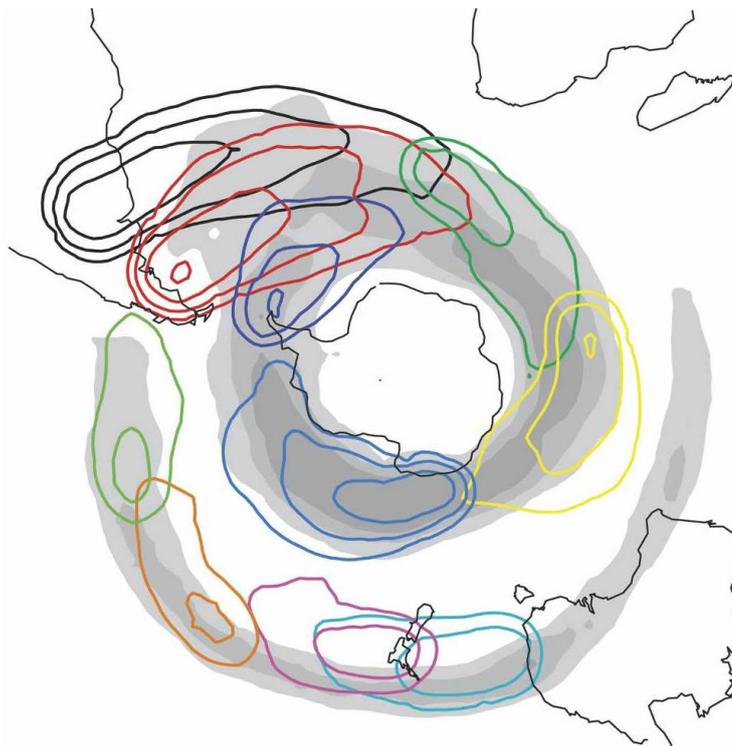


Figura 1.5 – Contornos de densidade de ciclogênese (0.5, 1.0, 2.0 e 4.0 unidades de número de densidade por mês por unidade de área) expressos por meio da vorticidade (ξ) em 850 hPa e em escala de cinza, ξ em 250 hPa para valores acima de 9.0. As cores denotam as diferentes áreas de ciclogênese, dentre os quais os contornos de densidade foram expressos. Fonte: Hoskins e Hodges (2005).

Já como exemplos de sistemas móveis de alta pressão transientes sobre a América do Sul e Oceano Atlântico Sul temos as altas pós-frontais, que são comumente associadas a cristas transientes em médios e altos níveis. Elas seguem o padrão de advecção fria e tendência positiva de pressão associados ao ambiente pós-frontal. Sendo assim, as altas pós-frontais geralmente se deslocam de sudoeste para nordeste sobre o continente e o Oceano Atlântico adjacente, seguindo o padrão de deslocamento das frentes frias (BLUESTEIN, 1993).

Cavalcanti e Kousky (2009) utilizando os critérios objetivos para determinar a passagem de um sistema frontal frio como: (i) uma diminuição da temperatura em 925 hPa de, pelo menos, 2 °C; (ii) um aumento da pressão ao nível do mar de, pelo menos, 2 hPa; e (iii) existência de vento de sul de, pelo menos, 2 m/s. Os resultados demonstram que as passagens de frentes frias são mais frequentes no centro da Argentina e há um forte gradiente térmico sobre a região sul e central do Brasil, decorrente da diminuição de incursões de frentes frias em direção ao equador. Já ao norte de 30 °S existem duas regiões onde as passagens de frentes frias são mais

frequentes, uma é ao leste dos Andes e outra região é ao longo da costa do Brasil. Há uma sazonalidade na ocorrência de passagens de frentes frias, que são mais frequentes de maio a setembro e menos frequentes dezembro a fevereiro (verão no Hemisfério Sul).

1.3 Camada limite atmosférica

De acordo com Stull (1988), define-se Camada Limite Atmosférica (CLA) a região da troposfera (primeira camada da atmosfera terrestre) que é diretamente influenciada pela superfície do planeta, e responde a suas forçantes numa escala de tempo de algumas horas ou menos. Esta camada é, particularmente, caracterizada por movimentos turbulentos gerados por forçantes mecânicas (cisalhamento do vento) e térmicas (aquecimento ou resfriamento da superfície).

A altura da CLA pode variar de dezenas de metros até 1 a 2 km de espessura, sendo a taxa de resfriamento ou aquecimento da superfície o principal responsável por esta variação (WALLACE; HOBBS, 2006). Já sobre o oceano, como a TSM é a principal forçante e como essa não varia muito ao longo do dia, a CLAM também não apresenta uma grande variabilidade diurna (STULL, 1988). De acordo com Pezzi et al. (2009) e Acevedo et al. (2010) a CLAM no Oceano Atlântico Sudoeste é também modulada pelos movimentos verticais e pelos padrões de advecção atmosférica associada à passagem de sistemas meteorológicos transientes.

A estabilidade da atmosfera pode ser determinada em função da temperatura potencial virtual, que é a temperatura potencial que o ar seco teria se tivesse a mesma densidade do ar úmido. Considerando a variação vertical da temperatura potencial virtual, temos que: (i) a atmosfera é instável quando a temperatura potencial virtual diminui com a altura; (ii) a atmosfera é neutra quando a temperatura potencial virtual é constante com a altura e (iii) a atmosfera é estável quando a temperatura potencial virtual aumenta com a altura.

Segundo estudos de Pezzi et al., (2005), um parâmetro alternativo pode ser utilizado para se estimar a estabilidade da atmosfera comparando-se a TSM com a Temperatura do Ar (Tar) na interface próxima ao oceano (TSM - Tar). Assim, valores

positivos de estabilidade ($TSM > Tar$) indicam que a CLAM está instável, o que favorece a turbulência e o fluxo de calor do oceano para a atmosfera. Já valores negativos de estabilidade ($TSM < Tar$) indicam uma CLAM estável e uma redução da turbulência e do fluxo de calor da atmosfera para o oceano ou até o inverso.

1.4 Interação oceano-atmosfera na escala sinótica no Oceano Atlântico Sudoeste

Trabalhos realizados por Pezzi et al. (2005; 2009); Acevedo et al. (2010) e Camargo et al. (2013) para a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) mostram que sobre as águas quentes e salinas da Corrente do Brasil (CB) ocorre um maior fluxo de calor e umidade para atmosfera, acarretando assim um maior transporte de energia. Já no lado frio da CBM, em águas dominadas pela Corrente das Malvinas (CM), os fluxos de calor do oceano para a atmosfera são menores, podendo atingir até valores negativos (da atmosfera para o oceano).

Segundo esses autores, na região da CBM, a CLAM é modulada localmente pelos intensos gradientes de TSM, na ausência de distúrbios transientes. Sobre águas quentes a CLAM é instável, turbulenta e por consequência os ventos são geralmente mais intensos e uniformes. Já sobre águas frias CLAM é estável e há um acentuado cisalhamento vertical do vento. Como o Oceano Atlântico Sudoeste é apontado como uma das regiões de maior ocorrência de ciclogênese na América do Sul (Gan e Rao 1991) é comum nesta região à passagem de distúrbios transientes, como frentes frias, influenciando na modulação da CLAM, sendo esta modulada pelos padrões de advecção atmosférica (ACEVEDO et al., 2010).

Acevedo et al. (2010) mostram que no caso de advecção quente sobre uma superfície mais fria cria-se uma CLAM estável. Os autores analisaram os perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica e magnitude do vento, correspondentes à condição pré-frontal. Os resultados encontrados por estes autores mostraram uma camada limite fortemente estratificada perto da superfície sobre águas frias, e uma camada de mistura homogênea sobre águas mais quentes. Os perfis de umidade específica são significativamente diferentes entre as regiões quentes e frias, mostrando maior conteúdo de umidade específica sobre águas frias. Além disso, observa-se um grande acúmulo de umidade próxima à superfície do mar

sobre águas frias.

Já para o caso de advecção fria estudos anteriores a estrutura da CLAM mostraram que a advecção de ar frio sobre uma região mais quente impulsiona convecção do ar sobre águas quentes, o que enfraquece a inversão térmica da atmosfera na superfície do mar. Resultados semelhantes são encontrados por Acevedo *et al.* (2010). Os perfis obtidos durante uma situação pós-frontal mostram que a inversão fraca observada sobre água fria é substituída, no lado mais quente, por uma camada de mistura caracterizada por uma inversão térmica forte. Os perfis individuais mostram que a temperatura do ar da camada de mistura aumenta com a distância a partir da região da Confluência Brasil-Malvinas, e este fato explica o aumento da variabilidade dos perfis verticais da atmosfera sobre o lado quente da CBM. A altura da mistura, que está a uma altura acima da superfície em que os efeitos da heterogeneidade horizontais já não são percebidos, observa-se bem desenvolvida. Os perfis de umidade são semelhantes entre as regiões quentes e frias, com a diferença notável que na parte quente há uma inversão, marcando um gradiente vertical de umidade acentuado.

Tokinaga *et al.* (2005) utilizando uma análise combinada de dados de satélite e observações *in situ* de alta resolução espacial para realizar um estudo climatológico dos efeitos da TSM sobre a estabilidade atmosférica e a mudança nos regimes de vento na CBM. Observações de satélite mostraram que a intensidade do vento em superfície tende a ser forte sobre a CB e fraca sobre a CM. Com a análise das observações *in situ*, os resultados demonstraram que sobre a região do oceano dominada por águas da CM (CB) tem-se a presença de uma CLA estável (instável).

Small *et al.* (2008) usando dados de satélites de alta resolução, dados de campo e modelos numéricos mostraram uma revisão detalhada de estudos de interação oceano-atmosfera em diferentes regiões de frente oceanográfica no Oceano Global e o papel de estruturas oceânicas de mesoescala na modulação da CLAM. Os autores demonstram por meio de modelagem numérica variações nos padrões de vento em frentes oceanográficas e na presença de vórtices oceânicos.

Farias (2014) apresentou dados sobre os fluxos de calor tomados a partir de observações com dados observacionais coletada durante um cruzeiro de pesquisa oceanográfica na região costeira do sul-brasileira. Foram realizados cinco perfis oceanográficos cruzando a frente oceanográfica entre a Corrente do Brasil (CB) e a Corrente Costeira do Brasil (CCB), com águas frias da plataforma continental do Sul

do Brasil, durante junho de 2012 (inverno). Seus resultados demonstraram que os sistemas transientes e as advecções térmicas têm um papel importante na modulação da CLAM e nos fluxos de calor, sendo estes geralmente positivos, ou seja, do oceano para a atmosfera, em ambos os lados da fente oceanográfica. Entretanto, da mesma forma que acontece para a região da CBM, no lado quente a magnitude dos fluxos de calor é maior do que aquela do lado frio (CCB) da frente oceanográfica.

1.5 O projeto SAMOC

O SAMOC (*South Atlantic Meridional Overturning Circulation*) é um projeto internacional de pesquisa que tem como objetivo geral entender e observar as trocas inter-oceânicas e o transporte meridional de massa e calor no Oceano Atlântico Sul. O SAMOC visa a observação das correntes de contorno, próximas ao talude continental da América do Sul e da África (CAMPOS, 2011). Os fluxos meridionais de massa e calor oceânico entre os continentes sul americano e africano são medidos ao longo de 34,5 °S num transecto meridional denominado SAMBA (*SAMOC Basin-wide Array*). Pelo alto custo e limitações logísticas para cumprir uma tarefa dessa envergadura, a linha SAMBA foi dividida em três porções: Oeste, Central e Leste. Estas porções estão sendo estudadas separadamente por cinco países e diferentes instituições: Brasil (Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo - IOUSP), Estados Unidos (*National Oceanic and Atmospheric Administration* - NOAA) e Argentina (Armada Argentina e Universidade de Buenos Aires) - responsáveis pela parte Oeste; França e África do Sul - responsáveis pela parte leste e; Estados Unidos (NOAA e Fundação Nacional de Ciência) – responsável pela parte central.

Um dos motivadores para a realização do projeto SAMOC foi o fato da Célula de Revolvimento Meridional (MOC) no Oceano Atlântico Sul ser dominada por intensos fluxos de calor, especialmente nas proximidades dos contornos leste e oeste da bacia Atlântica. Esses fluxos principalmente no contorno leste resultam em um transporte líquido de calor desde o Atlântico Sul para o Atlântico Norte. Pequenas variações nesse fluxo de calor implicam em mudanças drásticas no clima (CLARK *et al.*, 2002). É fundamental, portanto, conhecer o estado atual e futuras alterações da MOC no Oceano Atlântico Sul.

2 DADOS E METODOLOGIA

2.1 Área de estudo e experimento de campo

Parte dos objetivos brasileiros no projeto SAMOC incluem observações acerca dos parâmetros de interação oceano-atmosfera na região do Oceano Atlântico Sudoeste. Observações de campo foram tomadas a bordo do novo navio de pesquisa da Universidade de São Paulo, o Navio Oceanográfico (NOc.) Alpha-Crucis (Figura 2.1). O primeiro cruzeiro oceanográfico do SAMOC foi coordenado pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (IOUSP) e financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), tendo sido realizado entre os dias 1 e 16 de dezembro de 2012. Nesse cruzeiro cobriu-se uma seção zonal ao longo de 34.5 °S, no Oceano Atlântico Sudoeste. Dados oceanográficos e meteorológicos foram obtidos ao longo da rota de navegação do navio.



Figura 2.1 – Navio Oceanográfico Alpha-Crucis no porto de Santos (SP).

A região de estudo é o Oceano Atlântico Sudoeste entre as coordenadas de 20 – 40 °S e 40 – 60 °W. Essa região foi recoberta pela trajetória do NOc. Alpha-Crucis e, para fins desse estudo, dividida em quatro transectos (perfis) independentes conforme apresentado na Figura 2.2. Esses perfis foram selecionados a partir da derrota do navio e agrupam dados em locais do Oceano sujeitos a diferentes regimes oceanográficos e a distintas condições atmosféricas sinóticas atuantes no momento de realização do cruzeiro.

O cruzeiro teve como partida o Porto de Santos, desde onde o navio navegou para sudeste em direção à primeira estação prevista, na latitude 34,5 °S e longitude 42,5 °W. Entretanto, posteriormente, após uma avaliação das condições atmosféricas sinóticas, observou-se que a partir do dia 7 ou 8 de dezembro as condições de mar poderiam ficar um pouco adversas. Para evitar estas condições em estações profundas, tomou-se então a decisão de fazer a primeira alteração no programa do cruzeiro, que seria começar pelo ponto definido originalmente como a terceira estação: 34,5 °S, 44,5 °W. Este ponto foi alcançado às 11:43 (UTC) da manhã do dia 5/12 completando, assim, o primeiro transecto (P1 – 28 °S 45,7 °W a 34,5 °S 44,5 °W).

O segundo transecto (P2) foi tomado navegando-se para oeste ao longo de 34,5 °S do ponto 45,21 °W a 49,5 °W. Com a aproximação de uma tempestade, as condições de trabalho no mar a bordo do navio tornaram-se perigosas. Decidiu-se, então, navegar para oeste até a estação ao largo do Albardão, no RS. Em seguida deu-se início à coleta de dados nas estações costeiras, ou seja, no terceiro transecto (P3 – 33,25 °S 52,65 °W a 34,5 °S 51,51 °W). O navio navegou em sentido de oeste para leste, oposto ao originalmente previsto. Por fim, foi realizado o quarto e último transecto ao longo de 34,5 °S desde um ponto 51,01 °W até um ponto em 49,49 °W.

Em colaboração com o Projeto ACEX (*Atlantic Ocean Carbon Experiment*), o NOc. Alpha-Crucis realizou 19 estações meteorológicas com o lançamento de balões meteorológicos equipados com radiossondas (Tabela 1) (Figura 2.3), a fim de analisar o perfil vertical da atmosfera. Também como parte do Projeto ACEX, uma torre micrometeorológica foi instalada na proa do navio para a medida de parâmetros atmosféricos para o cálculo dos fluxos turbulentos de calor, *momentum* e CO₂. O projeto ACEX faz parte de uma iniciativa inovadora que visa contribuir para um melhor entendimento dos processos químicos, físicos e dinâmicos, especialmente as trocas de CO₂ entre o oceano e a atmosfera em micro e

mesoescalas no Atlântico Sul, através da realização de várias medidas *in situ* a partir de navios.

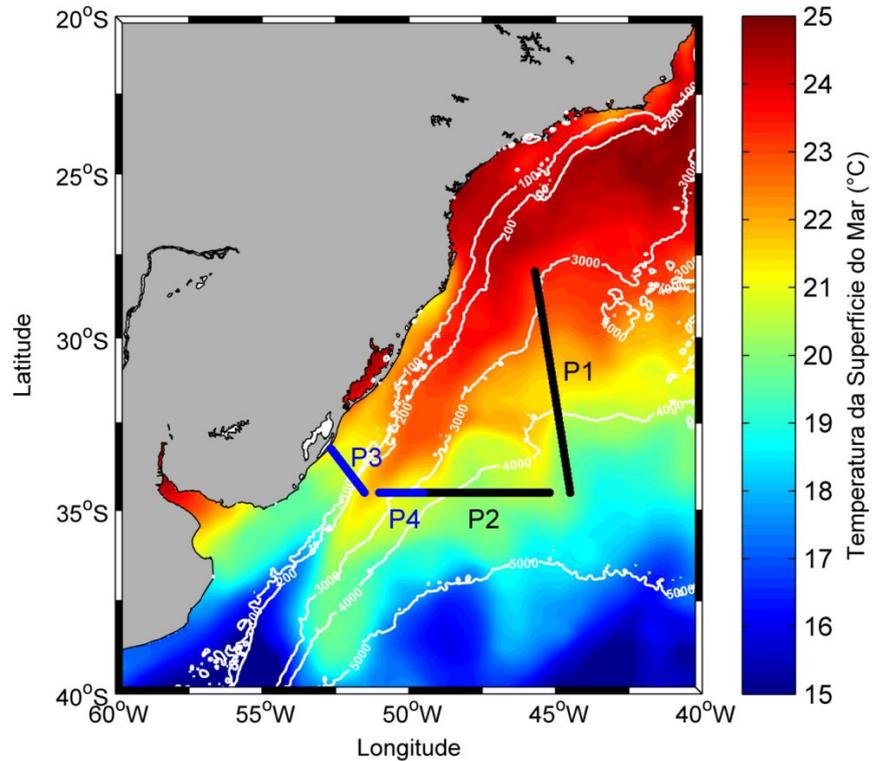


Figura 2.2 – Imagem de TSM do GHR SST (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature*) média dos dias 1-16 de dezembro de 2012 com a posição dos transectos realizadas no cruzeiro SAMOC. Em branco estão as linhas batimétricas entre 100 m e 4000 m de profundidade.

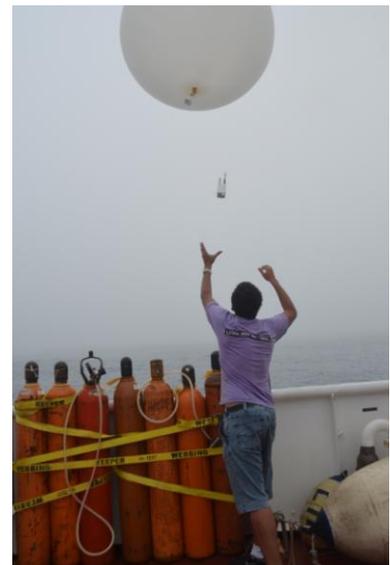


Figura 2.3 – Operação de enchimento do balão (esquerda) e lançamento das radiossondas atmosféricas pelo projeto ACEX a bordo do Navio Oceanográfico Alpha-Crucis.

Durante a realização do cruzeiro, o NOc. Alpha-Crucis realizou estações oceanográficas com lançamento de CTDs (*Conductivity, Temperature, Depth*) e/ou sondas XBTs (*Expendable Bathy-Thermographs*). O CTD é um sensor de condutividade (salinidade), temperatura e pressão ou profundidade. O XBT é uma sonda descartável que mede a temperatura da água do mar em função da profundidade.

Os XBTs e CTDs foram lançados simultaneamente com radiossondas atmosféricas modelo Vaisala RS92 acoplados aos balões, permitindo a posterior análise dos perfis verticais do oceano e da atmosfera e da interação entre os dois sistemas.

As radiossondas realizam medidas a cada 2 segundos e possibilitam a obtenção de dados de pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa e temperatura do ponto de orvalho. Os valores de direção e de velocidade do vento, nos diversos níveis, são calculados a partir do posicionamento das radiossondas em função do tempo e das coordenadas vertical e horizontal. Outras variáveis meteorológicas podem ser decompostas a partir destas variáveis como, por exemplo, a temperatura potencial e a razão de mistura.

A partir dos dados coletados pelas radiossondas de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho com a altura, pode-se obter os diagramas termodinâmicos Skew-T-Log-P (ou simplesmente Skew-T) para determinar o perfil vertical da atmosfera com informações sobre suas características. Também, com os dados obtidos das radiossondas, pode-se obter a estrutura vertical da CLAM desde a interface oceano-atmosfera durante as distintas condições sinóticas atuantes durante o período desse estudo. Para estabelecer a altura da CLAM utilizou-se o método adotado por Pezzi *et al.* (2009), que leva em consideração a mudança abrupta da temperatura potencial virtual e umidade específica nos perfis de radiossondas. Como método alternativo para auxiliar na identificação da altura da CLAM, utilizou-se o método proposto por Sullivan *et al.* (1998), que realiza o cálculo da posição de máximo gradiente vertical da temperatura potencial virtual a partir dos dados das radiossondas.

O diagrama Skew-T nos permite avaliar a estrutura termodinâmica da atmosfera e identificar ambientes estáveis e instáveis, e o diagnóstico do conteúdo de umidade na troposfera. O diagrama Skew-T é composto por uma superposição de isolinhas de diversas grandezas termodinâmicas: pressão atmosférica,

temperatura do ar, temperatura potencial, temperatura potencial equivalente e razão de mistura de vapor d'água.

Tabela 1 – Informações do transecto, identificação, data, horário, latitude e longitude de lançamento das radiossondas.

Transecto	Nº	Data	Horário(UTC)	Latitude	Longitude
P1	01	03/12/2012	02:35	28,00 °S	45,70 °W
P1	02	03/12/2012	09:57	28,98 °S	45,53 °W
P1	03	04/12/2012	08:55	32,07 °S	44,96 °W
P1	04	05/12/2012	07:07	33,89 °S	44,51 °W
P1	05	05/12/2012	11:43	34,50 °S	44,50 °W
P2	06	06/12/2012	01:01	34,50 °S	45,21 °W
P2	07	06/12/2012	11:31	34,50 °S	46,09 °W
P2	08	06/12/2012	21:09	34,51 °S	46,76 °W
P2	09	07/12/2012	08:38	34,50 °S	47,50 °W
P2	10	07/12/2012	17:36	34,50 °S	48,80 °W
P2	11	08/12/2012	20:06	34,50 °S	49,06 °W
P2	12	09/12/2012	00:16	34,50 °S	49,50 °W
P3	13	09/12/2012	22:19	33,25 °S	52,65 °W
P3	14	10/12/2012	13:13	34,25 °S	51,75 °W
P3	15	10/12/2012	21:32	34,50 °S	51,51 °W
P4	16	11/12/2012	06:21	34,50 °S	51,01 °W
P4	17	11/12/2012	14:07	34,50 °S	50,52 °W
P4	18	11/12/2012	21:29	34,52 °S	50,02 °W
P4	19	12/12/2012	04:47	34,50 °S	49,49 °W

2.2 Método de cálculo de fluxos de calor

Dados meteorológicos foram coletados pela estação meteorológica automática (EMA) e dados de TSM foram coletados pelo termosalinógrafo instalados a bordo do NOc. Alpha-Crucis, durante todo o período do cruzeiro. Os fluxos de calor latente e sensível foram estimados ao longo dos quatro transectos seguindo o esquema proposto por Fairall *et al.* (1996). Para este esquema são calculadas

estimativas de parametrizações dos coeficientes de transferência turbulenta de calor e equações de fluxo baseadas na teoria de similaridade de Monin-Obuklov (LIU et al., 1979) , conhecidas como *bulk formulas*. Esse esquema utiliza dados de umidade do ar, velocidade do vento, temperatura do ar e TSM. Apesar do esquema de parametrização ter sido elaborado para as estimativas de fluxos de calor no Pacífico Equatorial, ele vem sendo utilizado em trabalhos recentes no Oceano Atlântico Sudoeste (PEZZI et al., 2005, 2009; ACEVEDO et al., 2010).

O fluxo de calor sensível está associado à transferência mecânica de energia por condução entre dois corpos a diferentes temperaturas, enquanto que o fluxo de calor latente está associado à mudança de fase de uma substância. O calor sensível (Q_S) e o calor latente (Q_L) são estimados por:

$$Q_S = \rho C_P C_h U (TSM - \theta_{ar}) \quad (1)$$

$$Q_L = \rho L_e C_e U (q_s - q_{ar}) \quad (2)$$

Onde C_h e C_e são respectivamente, os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível e latente, calculadas a partir de parametrizações de Fairall *et al.* (1996) e dependem do parâmetro de estabilidade e do comprimento de rugosidade da temperatura, umidade e *momentum*, C_P é o calor específico do ar á pressão constante, θ_{ar} é a temperatura potencial do ar, q_s é a umidade específica ao nível do mar, q_{ar} é a umidade específica no nível de 10 metros, TSM é a temperatura da superfície do mar (temperatura de balde) e U e a velocidade média do vento na superfície do mar.

2.3 Análise Atmosférica Sinótica na Região e Época de Estudo

Para identificar os sistemas atmosféricos que atuaram no período do embarque, utilizaram-se dados de reanálise de alta resolução (SAHA *et al.*, 2010, 2014) disponível pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) *Climate Forecast System* (CFS) versão 2, na resolução espacial de 0.5° lat/long e resolução temporal de seis horas, de pressão ao nível médio do mar (PNMM) e vento em 1000 hPa.

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Devido às distintas condições meteorológicas e oceanográficas encontrada durante a realização do cruzeiro SAMOC, os resultados deste trabalho serão descritos para cada um dos quatro transectos separadamente. A partir dos dados de reanálise do NCEP CFS v2, foram analisadas as condições sinóticas de grande escala para a área e período de estudo. Através destes campos meteorológicos foi possível identificar quando ocorreu a passagem de sistemas atmosféricos transientes como a passagem de ciclones extratropicais e frente fria influenciando no comportamento da CLAM, observada com base nos dados das radiossondagens. Posteriormente, utilizando os dados meteorológicos e oceanográficos medidos *in situ* durante a realização do cruzeiro SAMOC através da estação meteorológica automática e do termosalinógrafo de bordo foram estimados os fluxos de calor sensível e latente seguindo o esquema proposto por Fairall et al. (1996).

3.1 Transecto 1

O Transecto 1 teve duração do dia 3 de dezembro de 2012 (dia Juliano 338) a 5 de dezembro de 2012 (dia Juliano 340). Foi realizado no sentido norte para sul como apresentado na Figura 3.1, onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das cinco radiossondas utilizadas.

A Figura 3.2 apresenta a condição sinótica, onde são plotados os campos de pressão ao nível médio do mar (PNMM) e vento em 1000 hPa, para os dias 3, 4 e 5 de dezembro de 2012 durante a realização do Transecto 1. Os triângulos pretos representam as posições dos lançamentos das radiossondas. No dia 3 (Figura 3.2a-d) observa-se a atuação de um pequeno centro de alta pressão sobre a região de coleta de dados, com predomínio de vento de sul durante sua aproximação que ao final do dia torna-se de nordeste à medida que essa alta se desloca para leste. Nos dias 4 e 5 (Figura 3.2e-k), o centro de alta pressão transiente se fundiu com a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) com ventos predominantes de norte/nordeste na região de estudo.

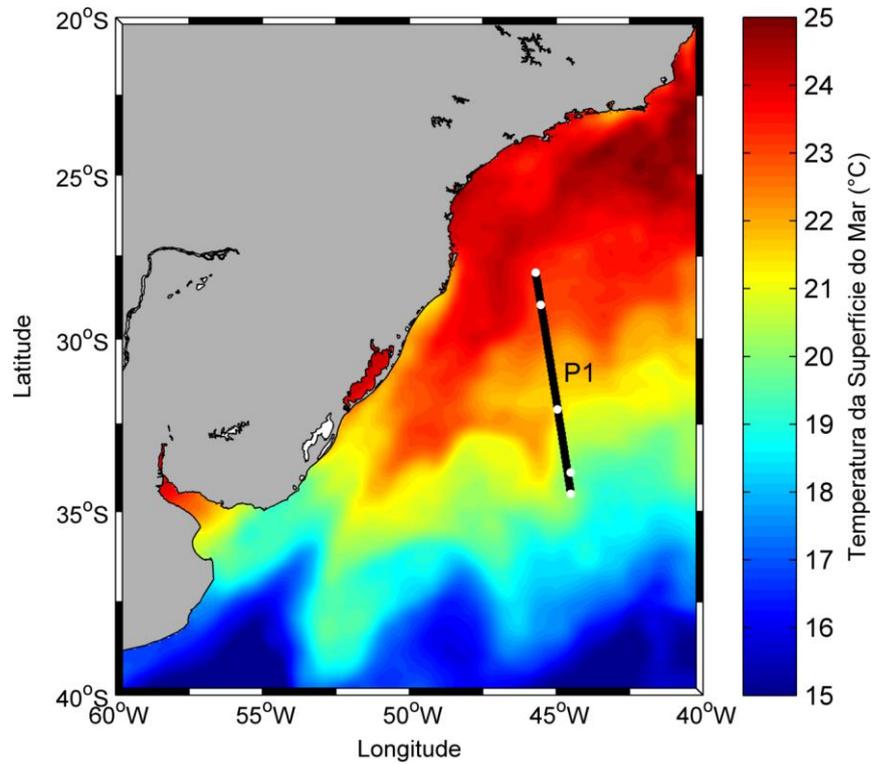
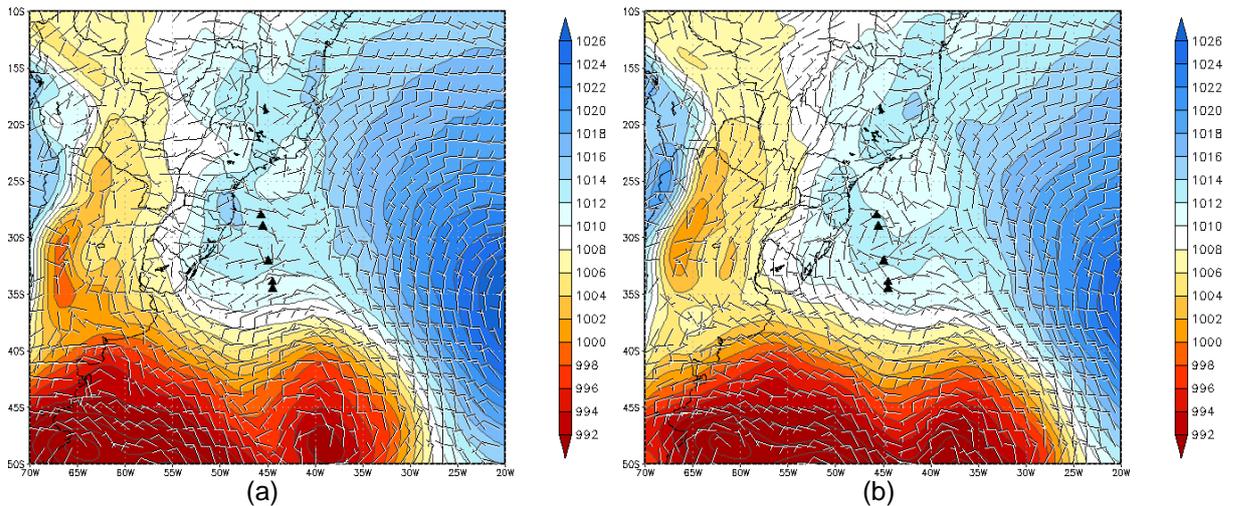
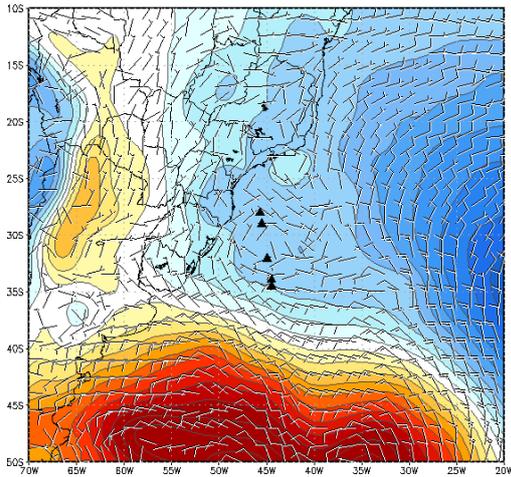
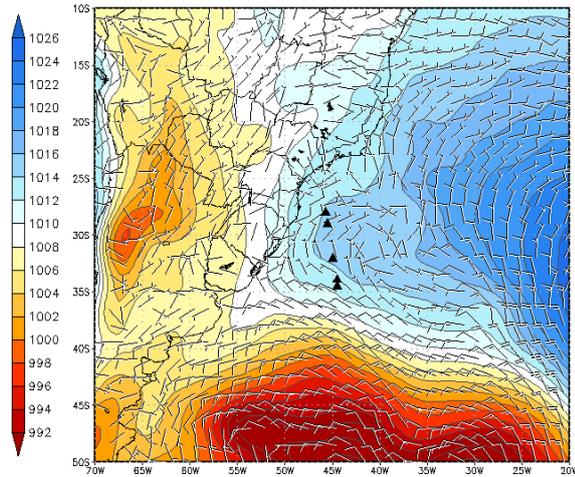


Figura 3.1 – Imagem de TSM do GHRSSST (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature*) média do dia 3-5 de dezembro de 2012 com a posição do transecto 1 (P1), onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das radiossondas realizada no Cruzeiro SAMOC.

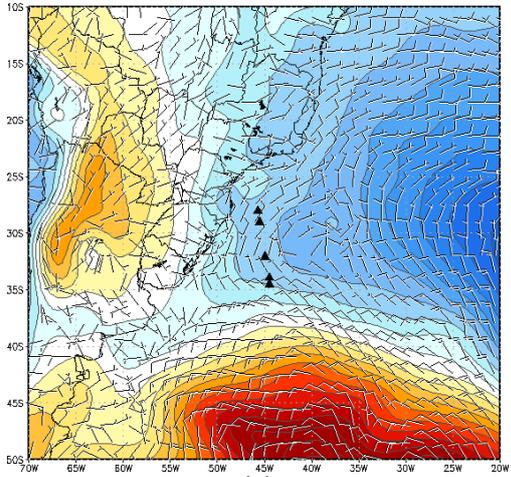




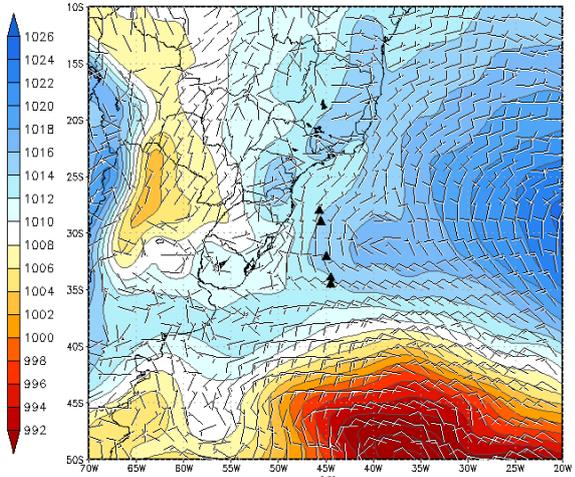
(c)



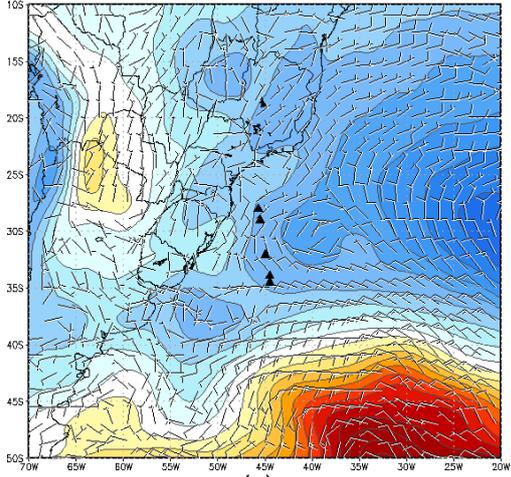
(d)



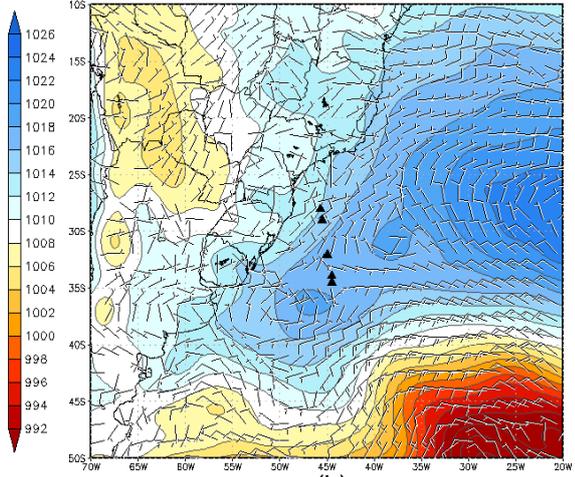
(e)



(f)



(g)



(h)

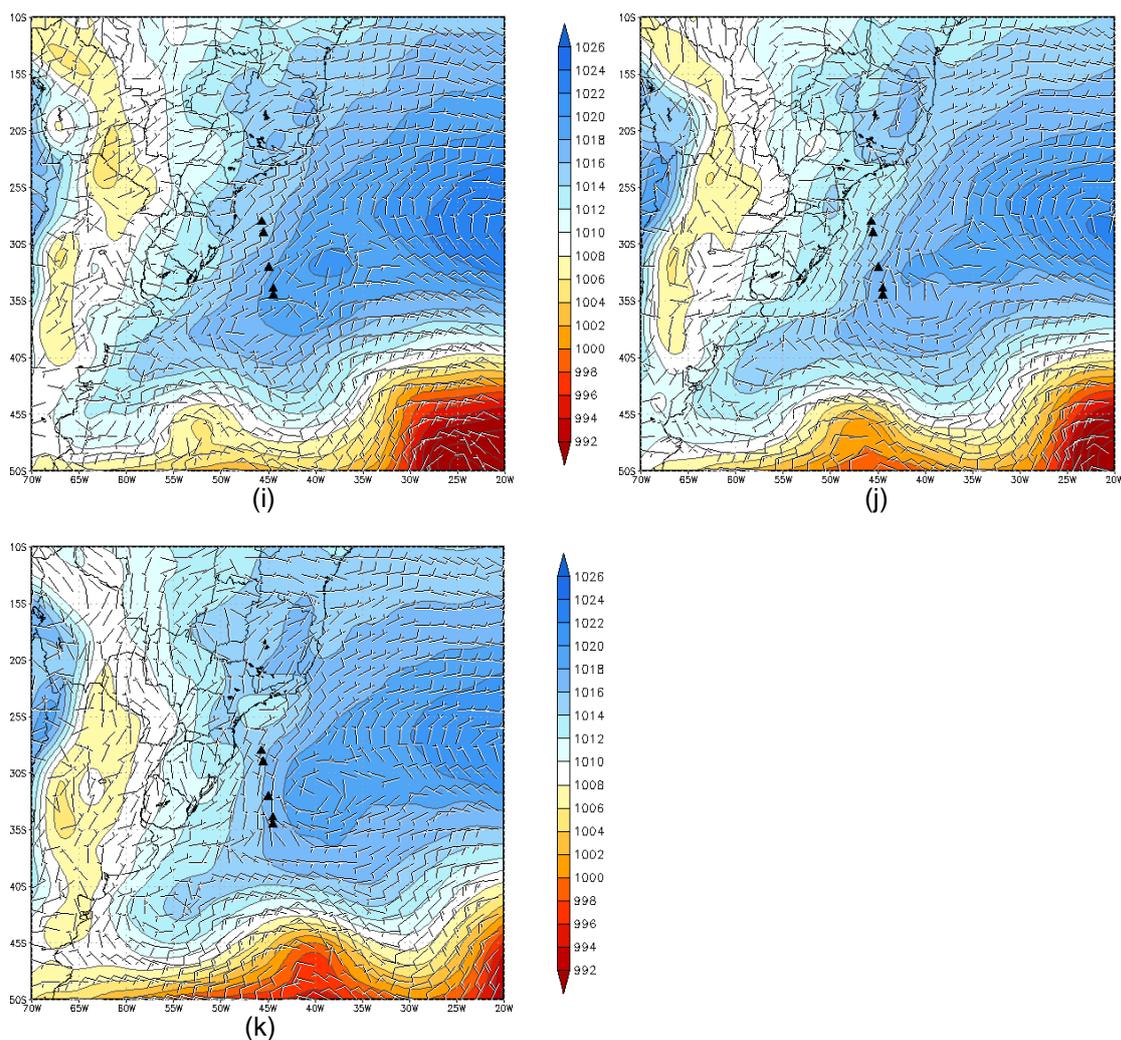


Figura 3.2 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s) a cada 6 horas a partir das 00Z do dia 03/12/12 (a) até às 12Z do dia 05/12/12 (l) ao longo do P1.

Através da análise dos perfis verticais de temperatura potencial virtual, umidade específica e umidade relativa da atmosfera e dos diagramas Skew-T para as cinco radiossondagens apresentadas nas Figuras 3.3 a 3.7, nota-se que os dados do primeiro transecto (P1) mostram uma atmosfera estável, relativamente seca e com uma CLAM bem desenvolvida, com uma altura de aproximadamente de 600 m. Exceções a esta altura temos a primeira radiossondagem (Figura 3.3) que apresentou uma CLAM em torno de 400 m e a quinta radiossondagem (Figura 3.7), onde a CLAM apresentou uma camada de mistura mais rasa, em torno de 200 m, sobre águas mais frias, fora do domínio da CB. Observou-se nos perfis realizados durante o período diurno (Figuras 3.4, 3.5 e 3.7) uma camada superficial instável, como característica da fonte de calor na superfície. Das figuras dos diagramas

Skew-T, em aproximadamente 550 mb na primeira radiossondagem (Figura 3.7), há uma inversão da temperatura e a umidade cai significativamente. Isso é uma indicação de subsidência, o que está relacionado com a aproximação da alta. O mesmo ocorre na terceira radiossondagem (Figura 3.5) em 500 mb, na quarta radiossondagem (Figura 3.6) em 480 mb e na quinta radiossondagem (Figura 3.7) em 500 mb.

Com base na condição atmosférica que não apresentou a atuação marcante de um sistema transiente de grande escala e com TSM maior do que a temperatura do ar praticamente para todo o período, foi possível observar a influência das águas quentes no desenvolvimento da CLAM.

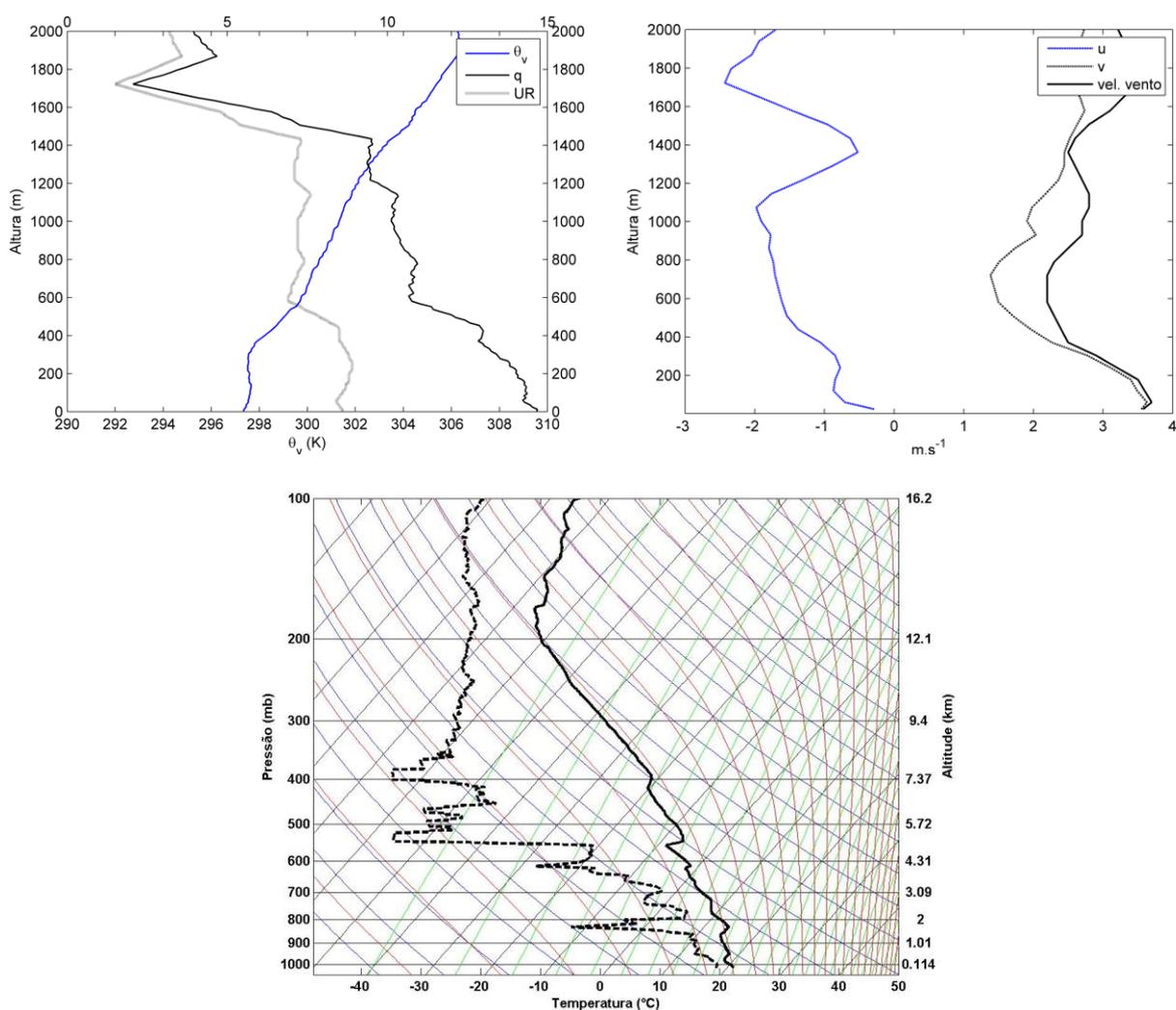


Figura 3.3 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 1.

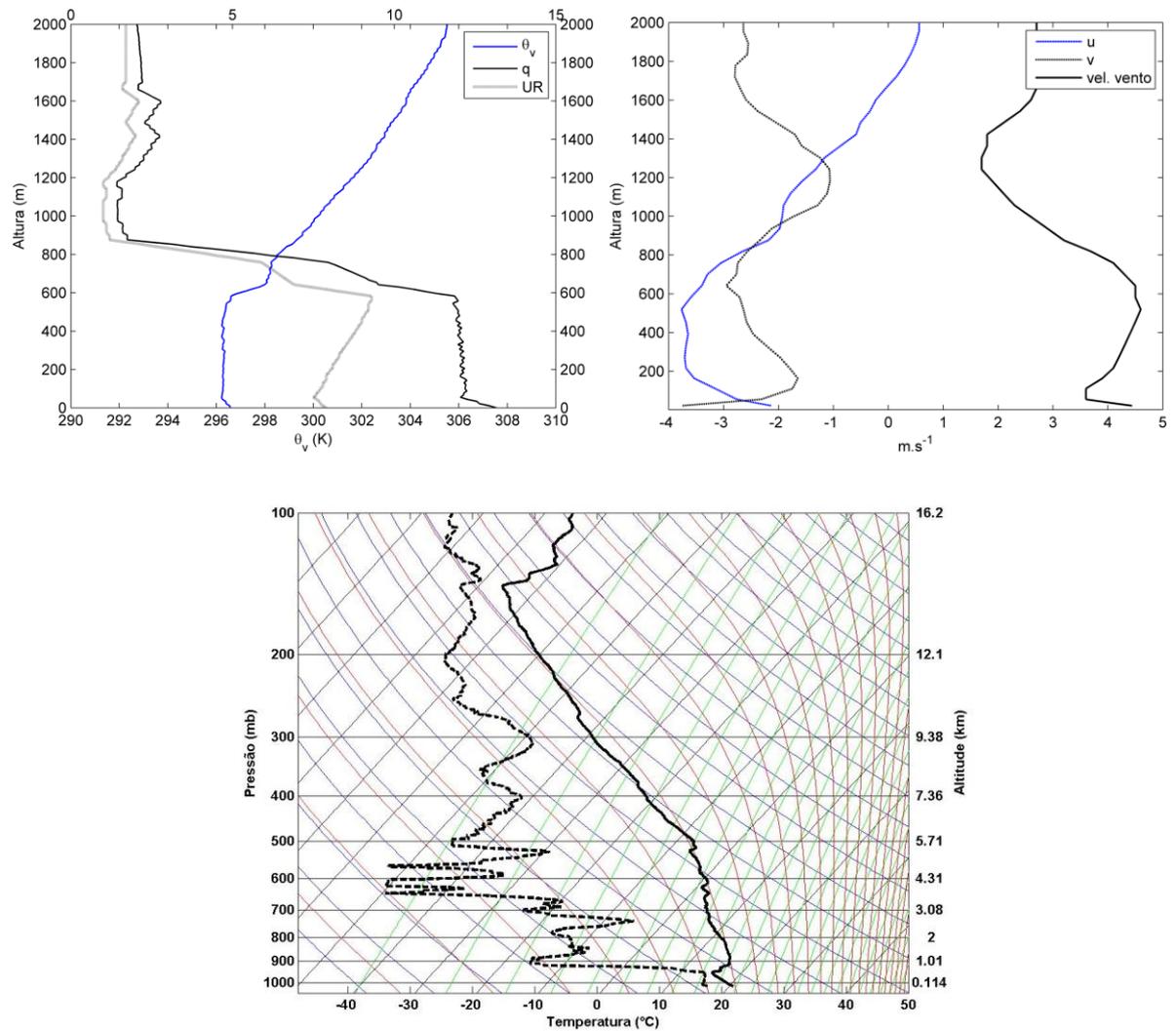


Figura 3.4 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 2.

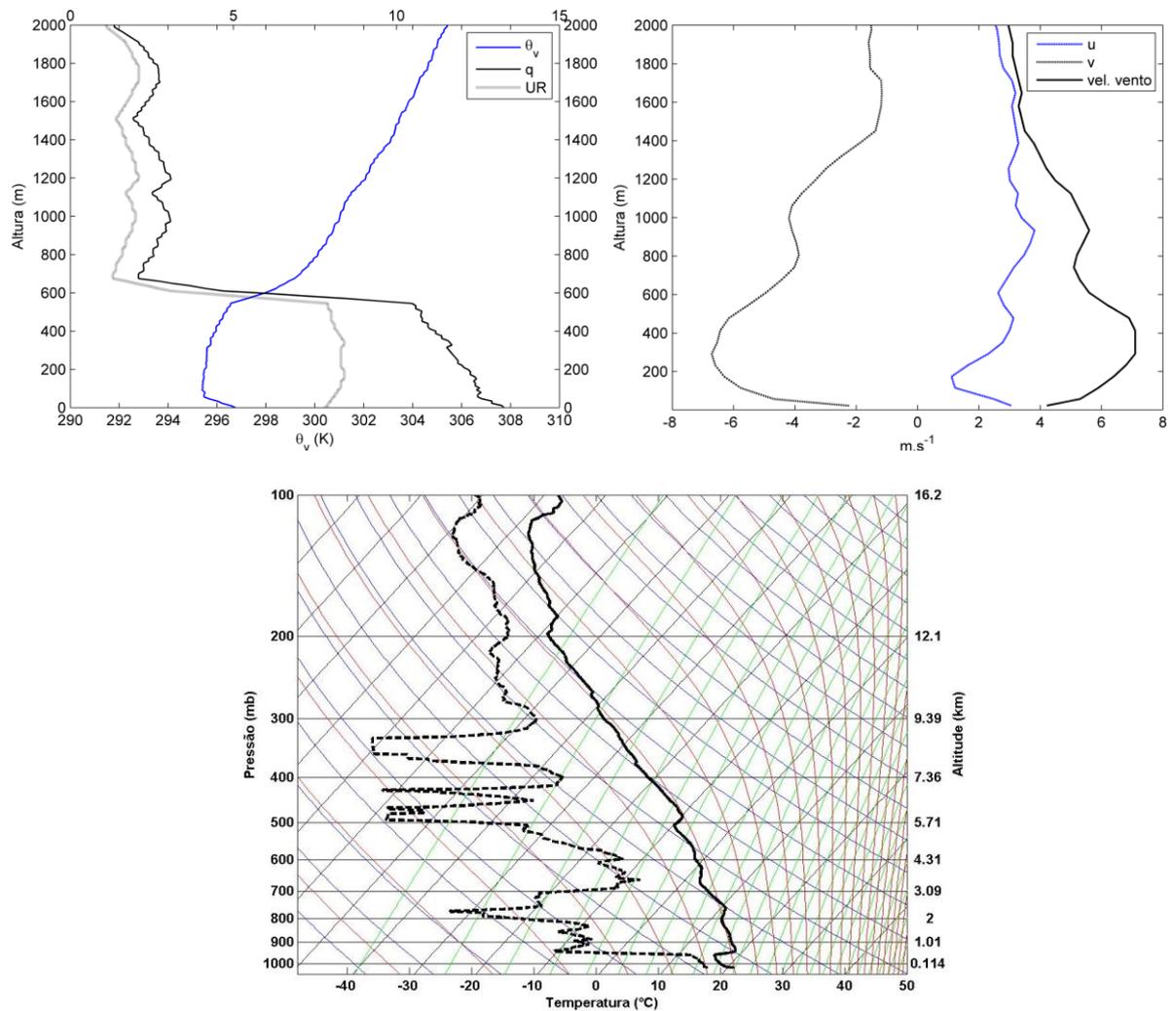


Figura 3.5 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 3.

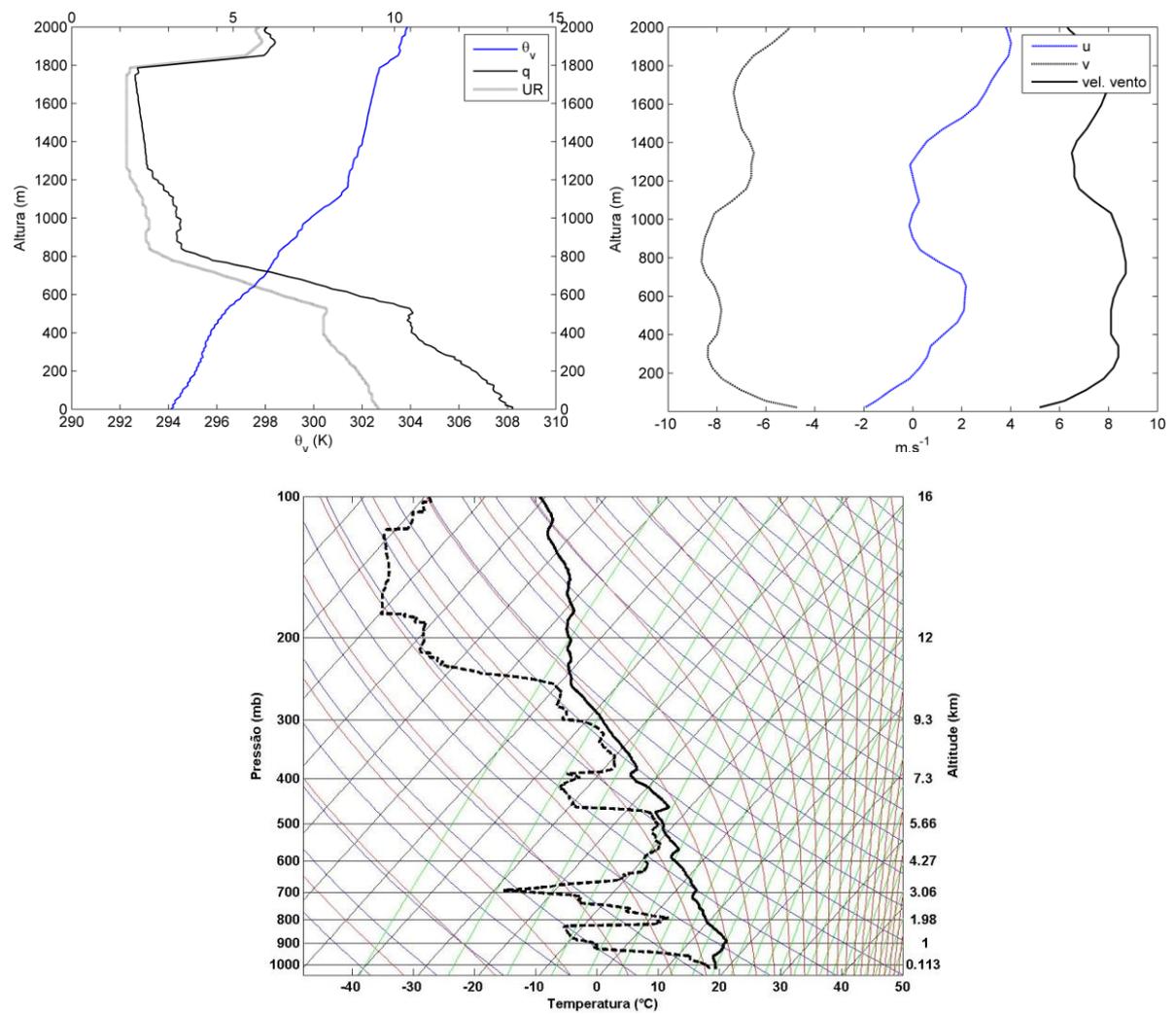


Figura 3.6 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 4.

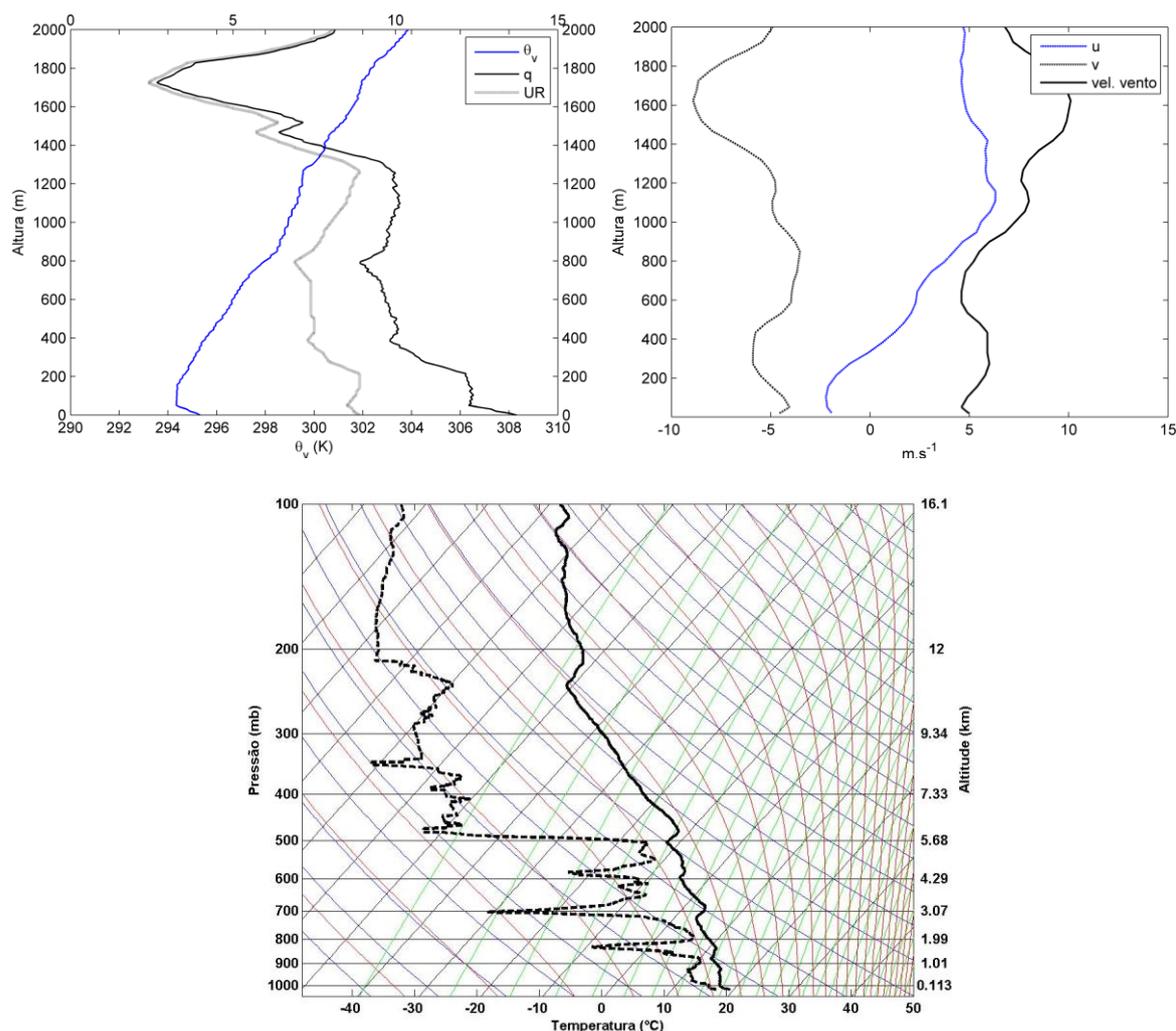


Figura 3.7 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T para a radiossonda 5.

Na Figura 3.8, é mostrada a distribuição temporal dos fluxos de calor latente e sensível estimados seguindo o esquema proposto por Fairall et al. (1996) durante a realização do Transecto 1. Os resultados encontrados demonstram que as trocas de fluxo de calor na interface oceano-atmosfera estão aproximadamente correlacionadas com os campos de TSM (Figura 3.9) com um valor de coeficiente de correlação linear de 0,87. Os fluxos de calor latente (sensível) apresentam valores de até 209,4 W/m² (47,2 W/m²) sobre a porção oceânica quente da Corrente do Brasil, indicando um intenso fluxo de calor do oceano para a atmosfera, diminuindo sobre a frente subtropical para 1,4 W/m² (-16,7 W/m²). Com um gradiente meridional de fluxo de calor latente de aproximadamente (sensível) 0,25 W/m²/km (0,05 W/m²/km). O parâmetro de estabilidade do ar (TSM - Tar) (Figura 3.10) apresenta valores positivos praticamente ao longo de todo o P1, indicando uma atmosfera

estável. Somente em alguns pontos o parâmetro de estabilidade apresenta valores negativos indicando uma atmosfera instável. Nota-se que a diferença no parâmetro (TSM – Tar) não ultrapassa +/- 4 °C. A Figura 3.11 mostra a intensidade do vento em superfície com valor de 13,3 m/s sobre águas quentes, devido a passagem de um sistema frontal anterior a coleta de dados, diminuindo para 0,8 m/s sobre a região da Frente Subtropical.

A análise dos fluxos de calor para o P1 mostra claramente que sobre águas quentes a atmosfera é mais instável, resultando em ventos mais fortes e numa intensa troca de energia entre o oceano e a atmosfera. Esses resultados concordam com os estudos de Pezzi et al. (2005, 2009), Acevedo et al. (2010) e Arsego (2012) para a região da CBM, onde os autores demonstraram que, na ausência de sistemas de grande escala, no lado quente da frente oceanográfica os ventos em toda a CLAM e os fluxos de calor na interface oceano-atmosfera são mais intensos que no lado frio.

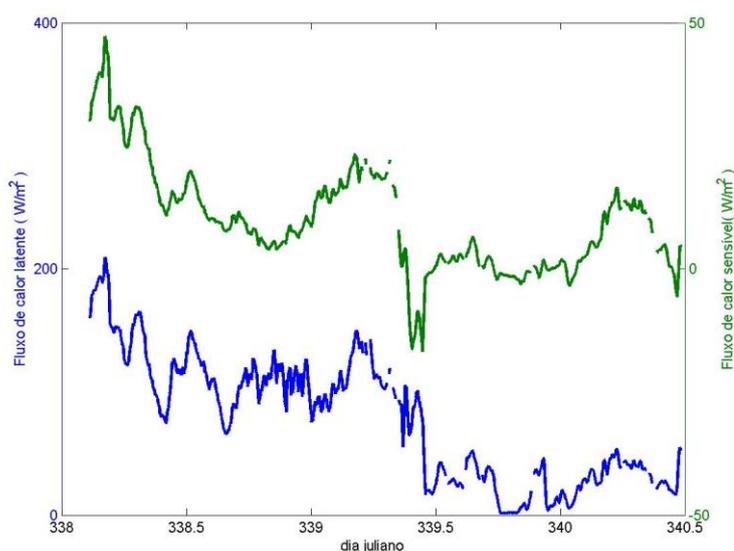


Figura 3.8 – Calor latente (W/m^2) (azul) e calor sensível (W/m^2) (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P1.

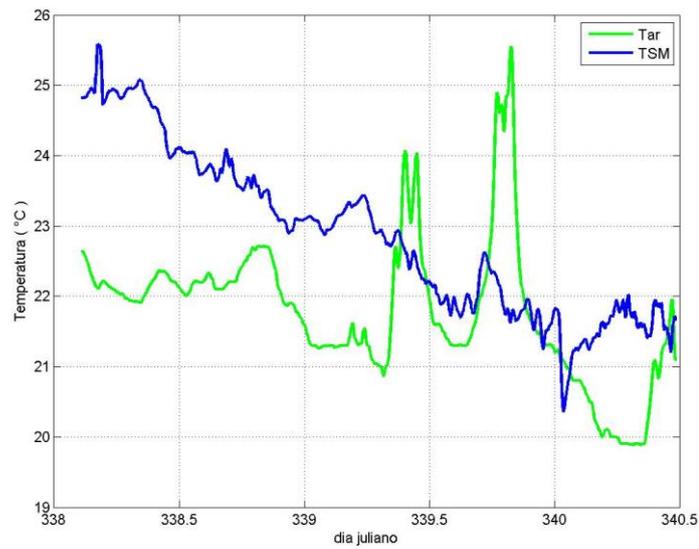


Figura 3.9 – Temperatura da superfície do mar (azul) e temperatura do ar (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P1.

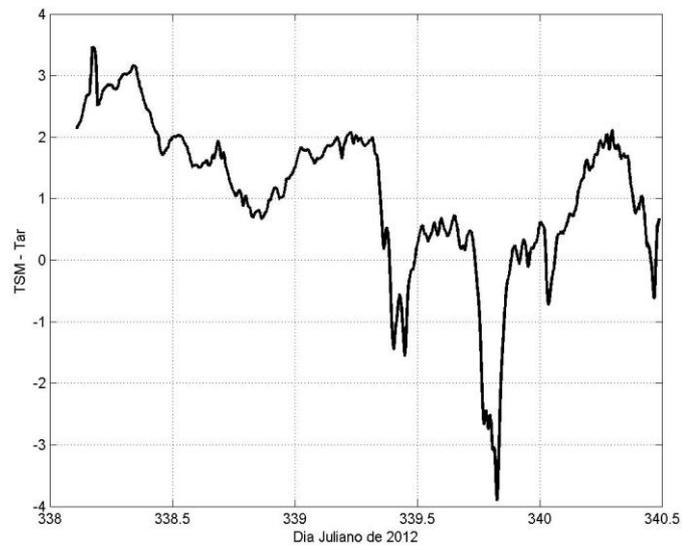


Figura 3.10 – Parâmetro de estabilidade dado pela TSM – T ar ($^{\circ}$ C) durante a realização do P1.

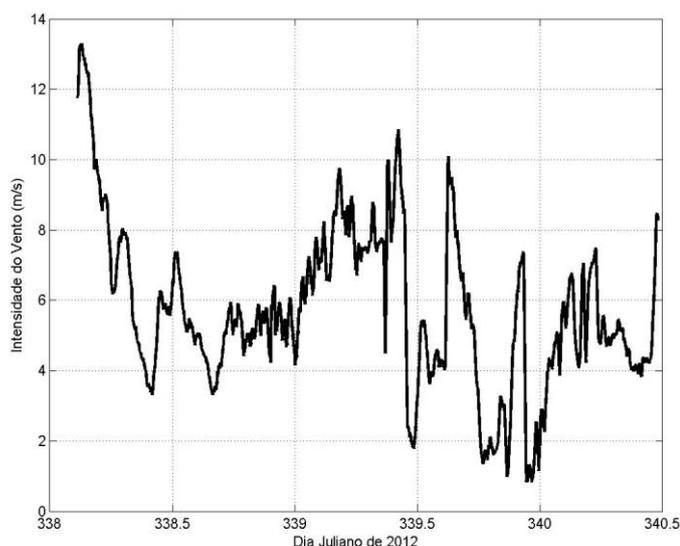


Figura 3.11 – Intensidade do vento (m/s) durante a realização do P1.

3.2 Transecto 2

O Transecto 2 teve duração do dia 6 de dezembro de 2012 (dia Juliano 341) a 9 de dezembro de 2012 (dia Juliano 344). Foi realizado no sentido leste para oeste como apresentado na Figura 3.12, onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das sete radiossondas utilizados.

A Figura 3.13 apresenta a condição sinótica para os dias 6, 7, 8 e 9 de dezembro de 2012 durante a realização do Transecto 2. No dia 6 (Figura 3.13a-d), o experimento foi realizado sob a atuação da alta, com ventos de norte/nordeste que se intensificaram rapidamente ao longo do dia. No dia 7 às 00Z (Figura 3.13e) o sistema de alta pressão continuou atuando na região de estudo, induzindo um escoamento de norte, sendo que, às 06Z (Figura 3.13f) o experimento foi realizado sob condição pré-frontal, no setor quente de um ciclone extratropical e se aproximou com ventos intensos de norte. Ao observar o campo de pressão e vento em 1000hpa as 12Z (Figura 3.13g), a frente fria estava muito próxima, sendo que às 18Z (Figura 3.13h) a frente já passou pelo transecto. Esse se encontrava sob o setor frio do ciclone com escoamento predominantemente de sudoeste. No dia 8 (Figura 3.13i-l), a carta sinótica de superfície mostra a direção do vento com predomínio de sudoeste, indicando uma advecção negativa de temperatura do ar na área do experimento no início do dia (não mostrado). Para o restante do dia, os ventos foram predominantemente de oeste devido à aproximação de uma circulação anticiclônica.

No dia 9 (Figura 3.13m-n), o escoamento de sudoeste foi sendo afetado pela passagem de um sistema frontal frio ao sul da região sob estudo, devido à aproximação de um novo sistema de alta pressão.

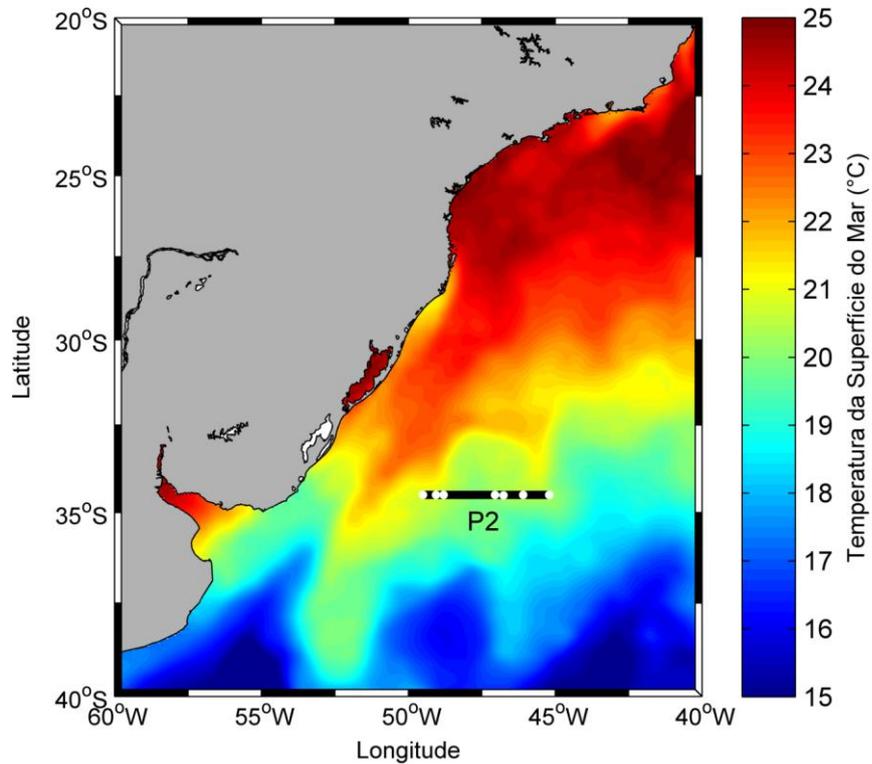
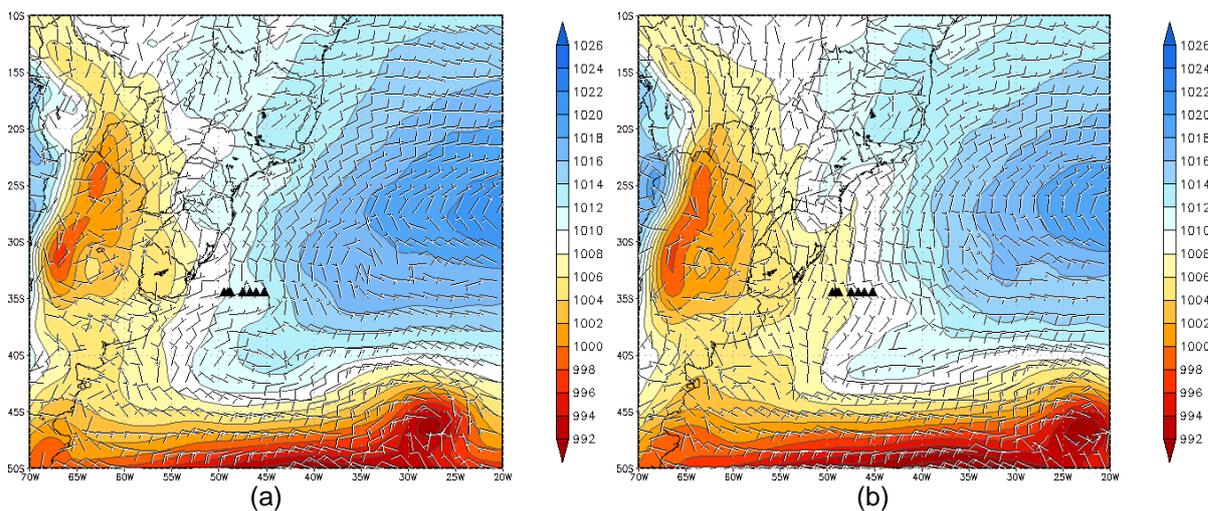
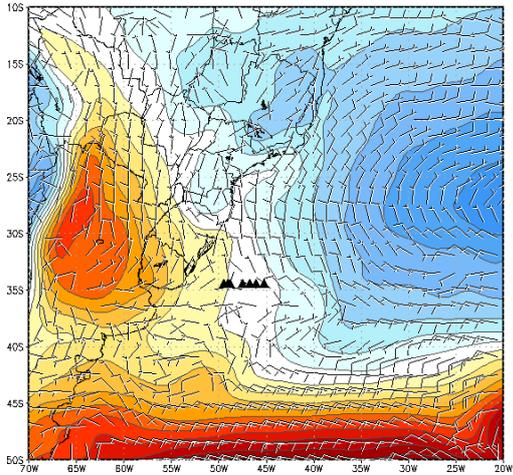
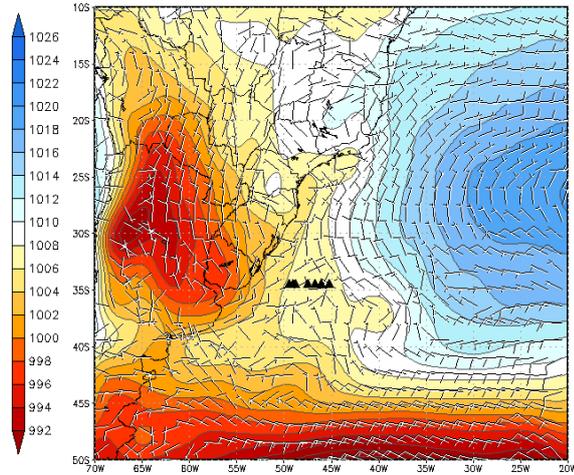


Figura 3.12 – Imagem de TSM do GHRSST (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature*) média dos dias 6-9 de dezembro de 2012 com a posição do Transecto 2 (P2), onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das radiossondas realizada no cruzeiro SAMOC.

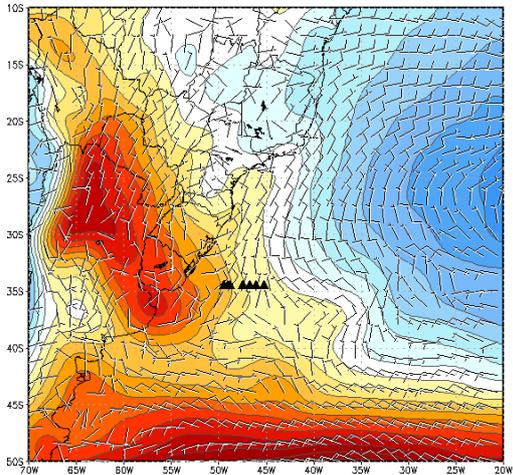




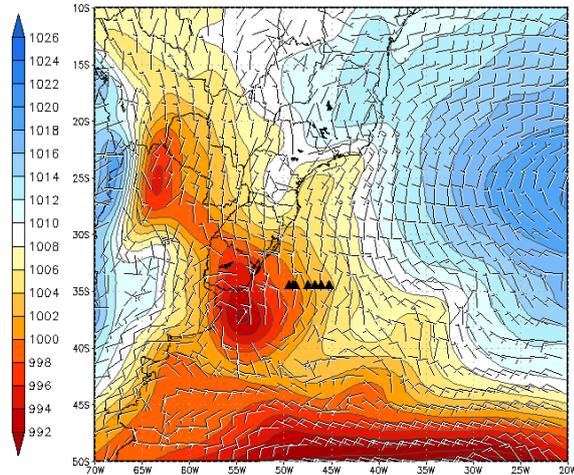
(c)



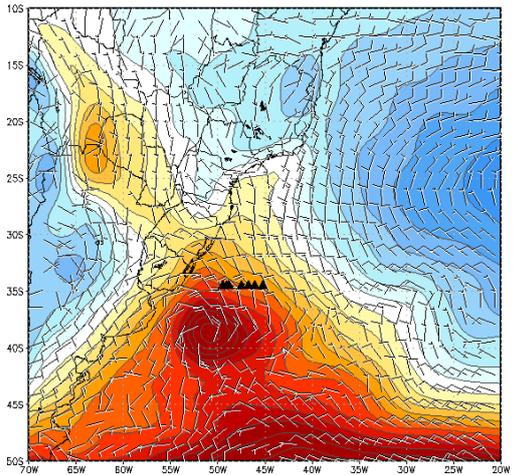
(d)



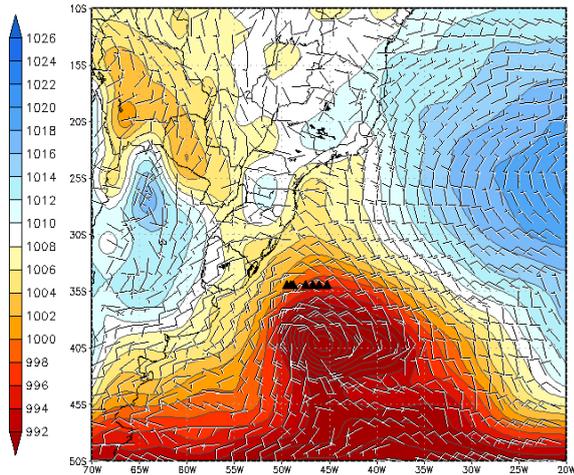
(e)



(f)



(g)



(h)

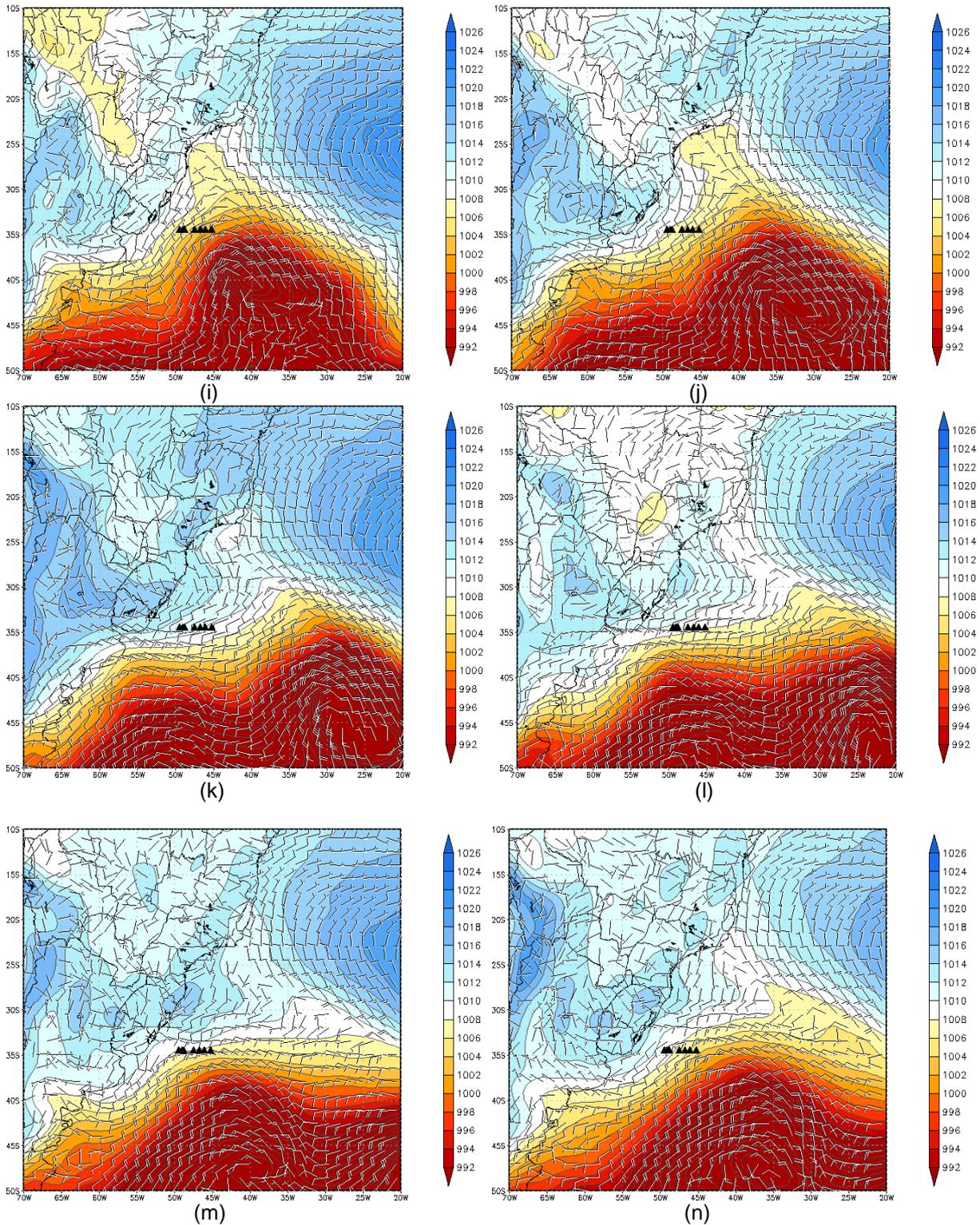


Figura 3.13 – Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s) a cada 6 horas a partir das 00Z do dia 06/12/12 (a) até às 06Z do dia 09/12/12 ao longo do P2.

Através da análise dos perfis verticais de temperatura potencial virtual, umidade específica e umidade relativa da atmosfera e dos diagramas Skew-T para as sete radiossondagens apresentadas nas Figuras 3.14 a 3.20, nota-se que os

dados do segundo transecto mostram uma atmosfera mais úmida quando comparada com o primeiro transecto e ventos em superfície com magnitudes maiores quando a CLAM estava mais turbulenta, consequência da atuação do ciclone extratropical. Para as três primeiras radiossondagens, apesar da atuação da alta, o campo em superfície estava bem perturbado modificando a CLAM, o que resultou em uma camada mais estratificada. O mesmo ocorre para a radiossonda 9 (Figura 3.17) cujos dados corroboram uma condição de transição para o pós-frontal.

Já para as três últimas radiossondagem do P2 tomadas na região pós-frontal, a CLAM apresentou uma camada de mistura espessa e turbulenta, com uma altura de 1200 m para a radiossonda 10 (Figura 3.18) e 1400 m para as radiossondagens 11 e 12 (Figuras 3.19 e 3.20).

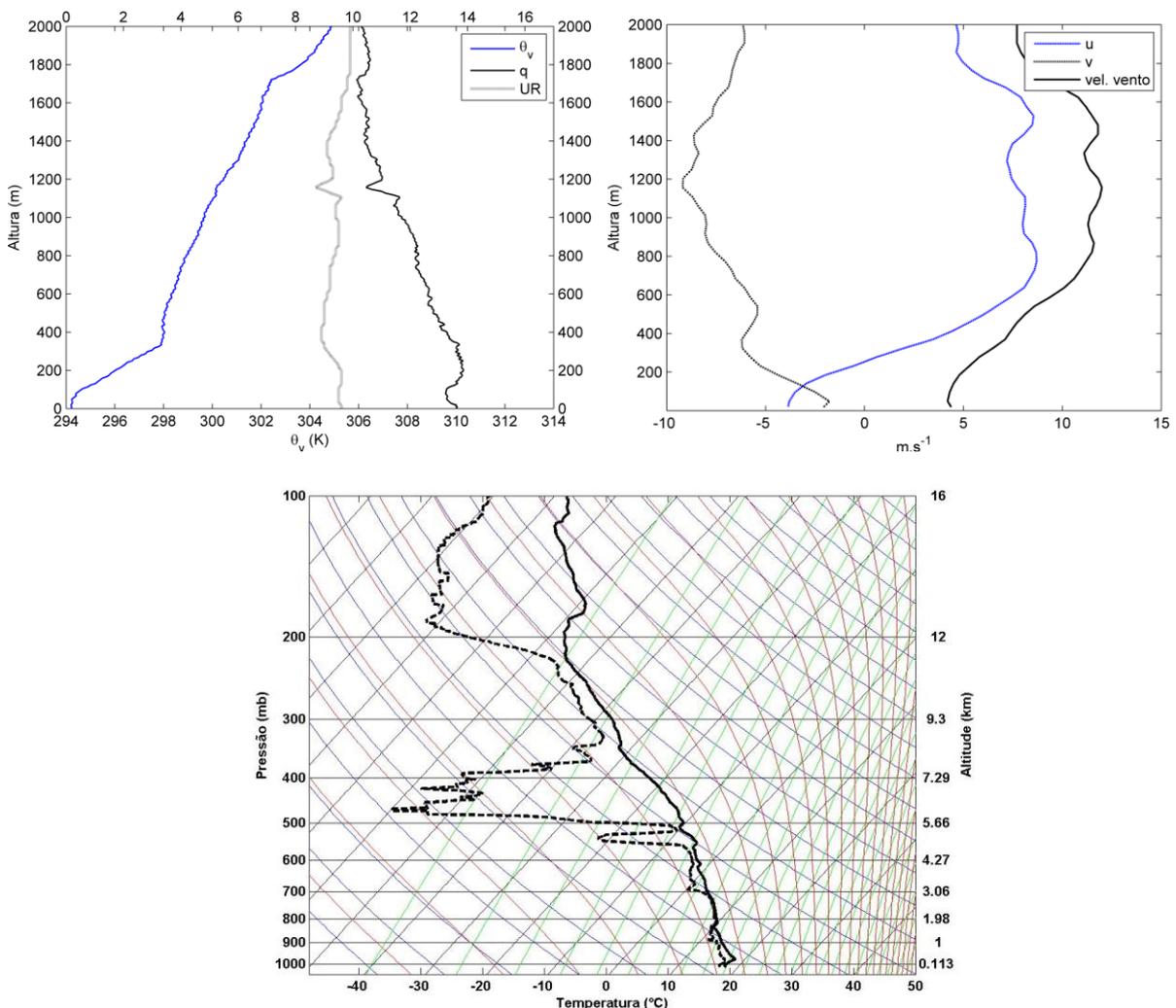


Figura 3.14 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 6.

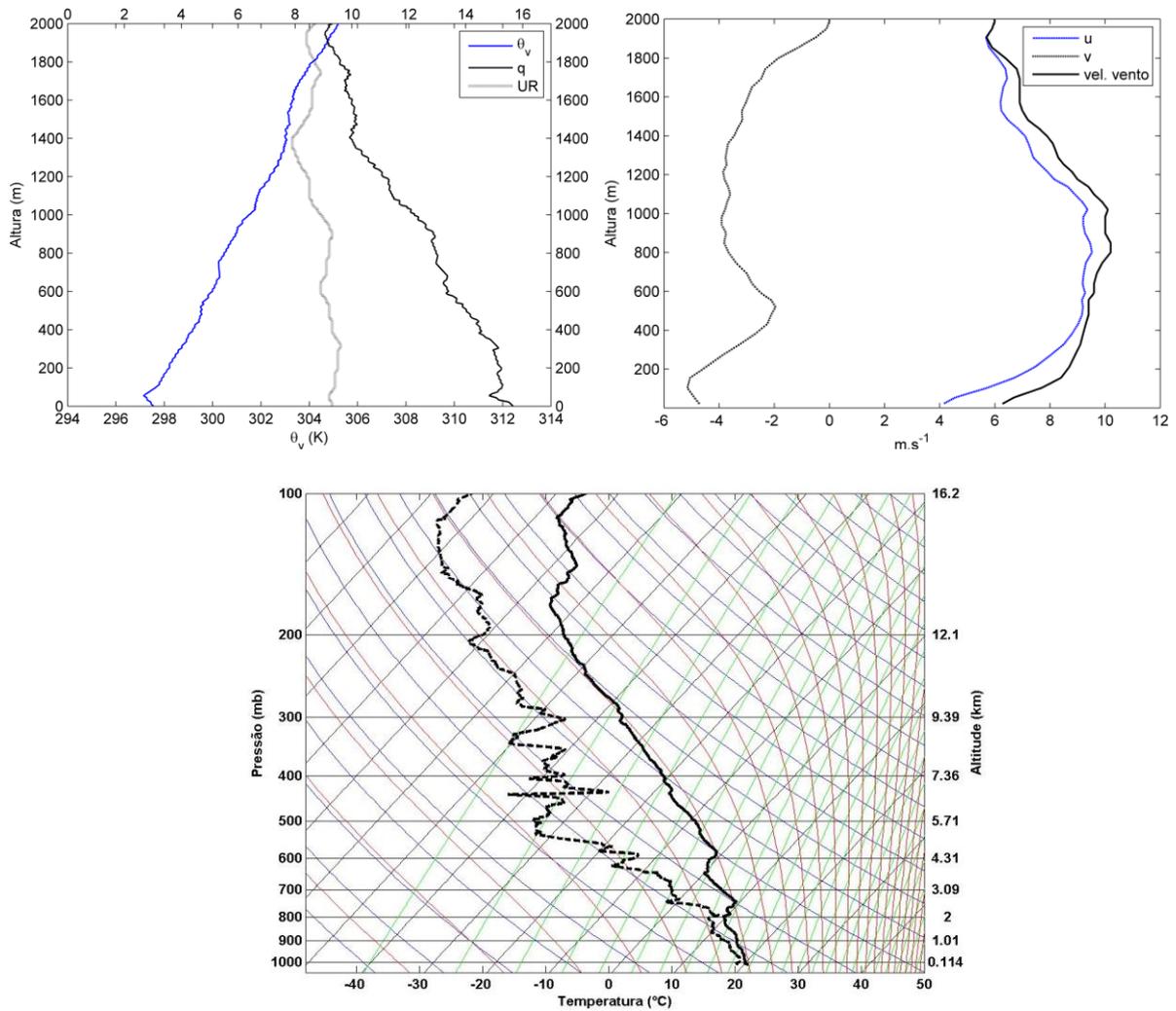


Figura 3.15 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 7.

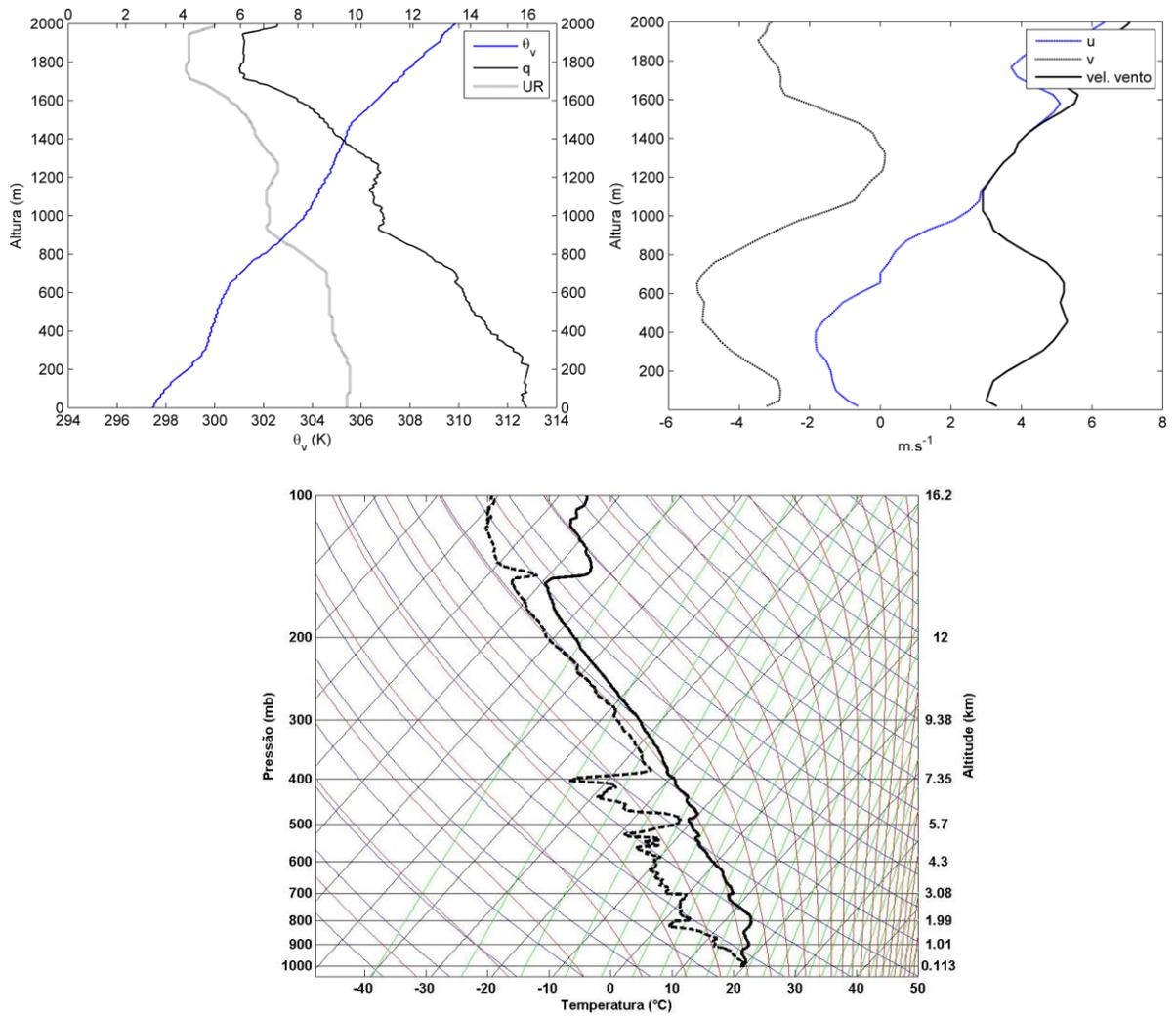


Figura 3.16 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 8.

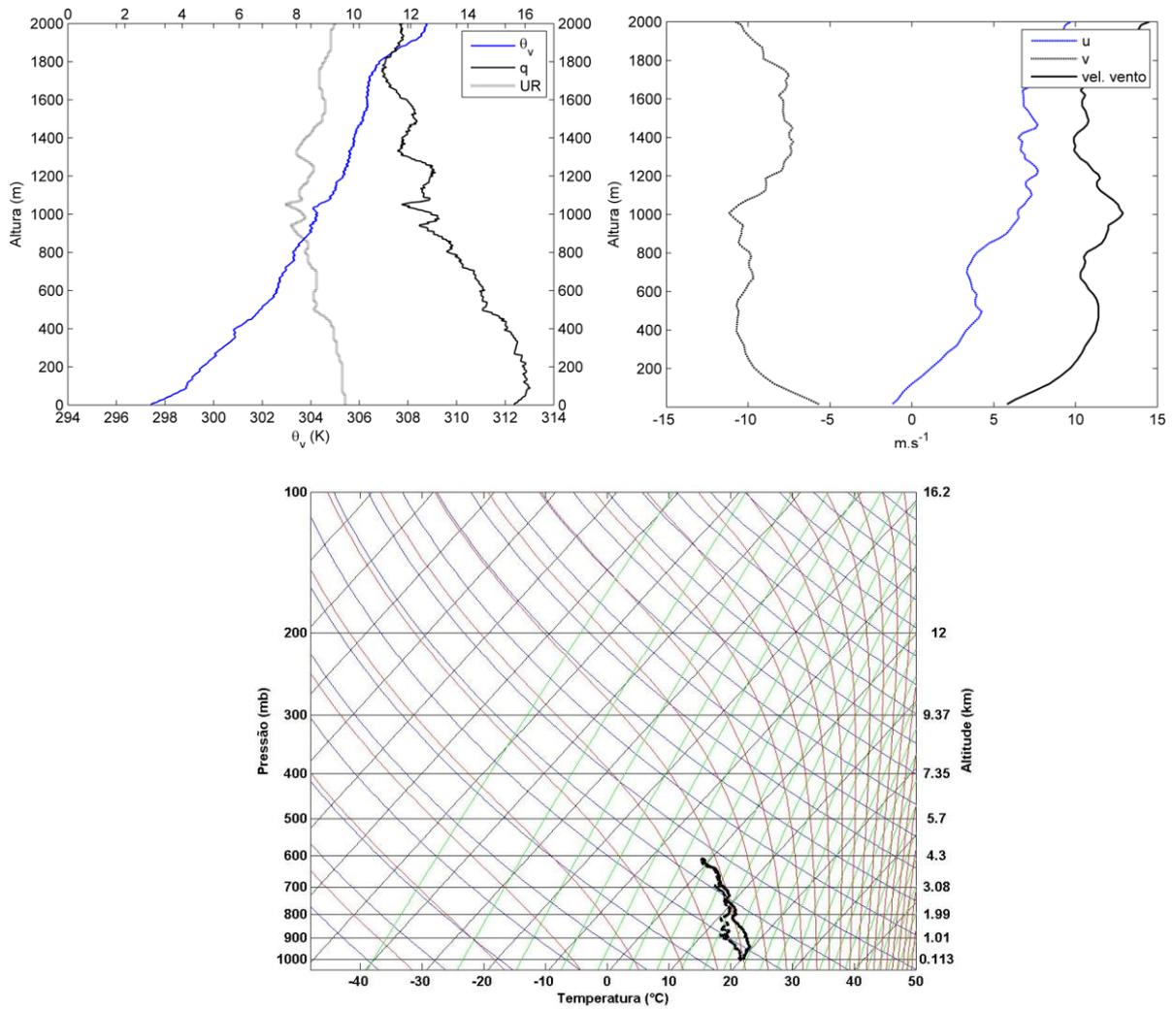


Figura 3.17 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 9.

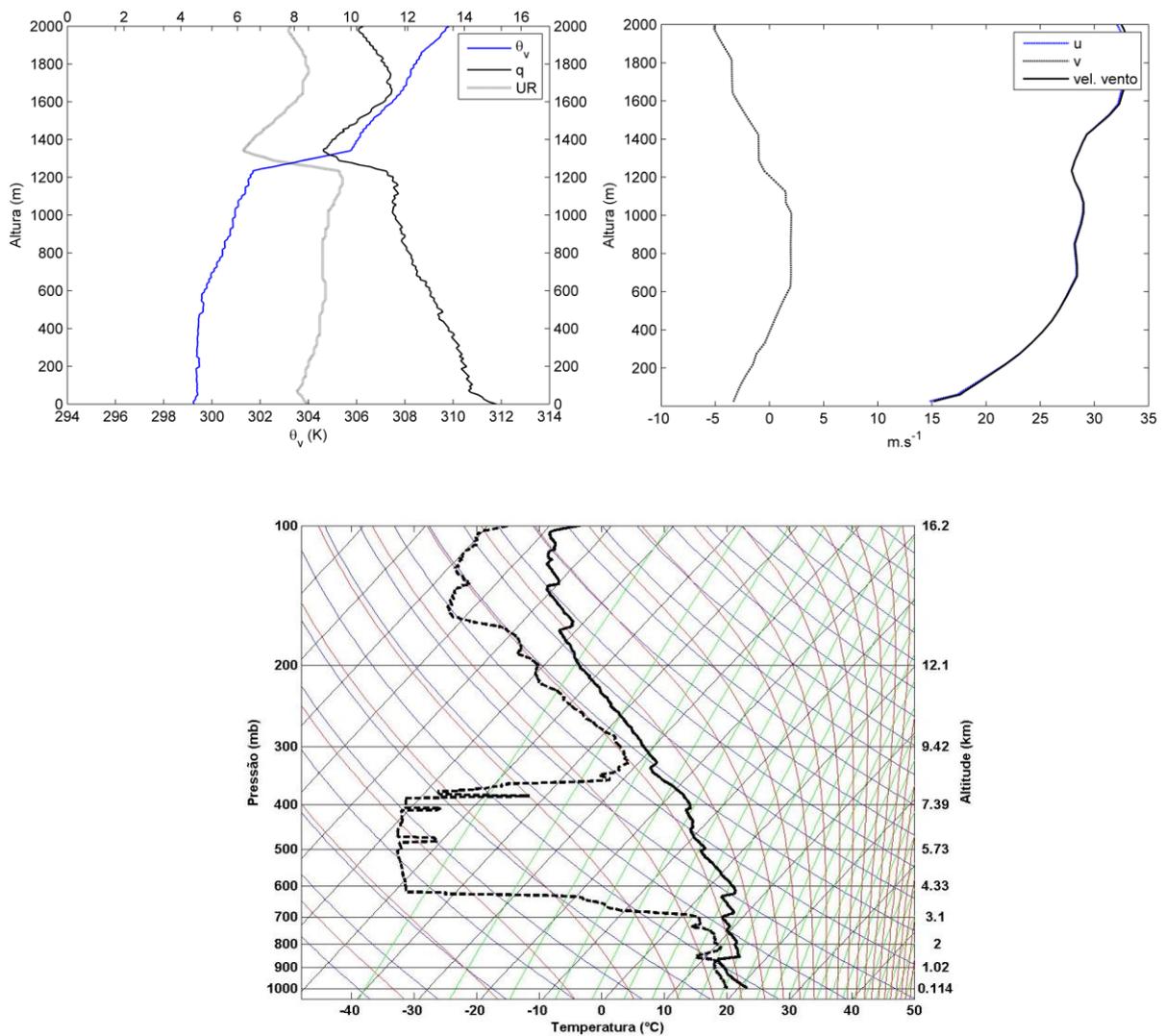


Figura 3.18 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 10.

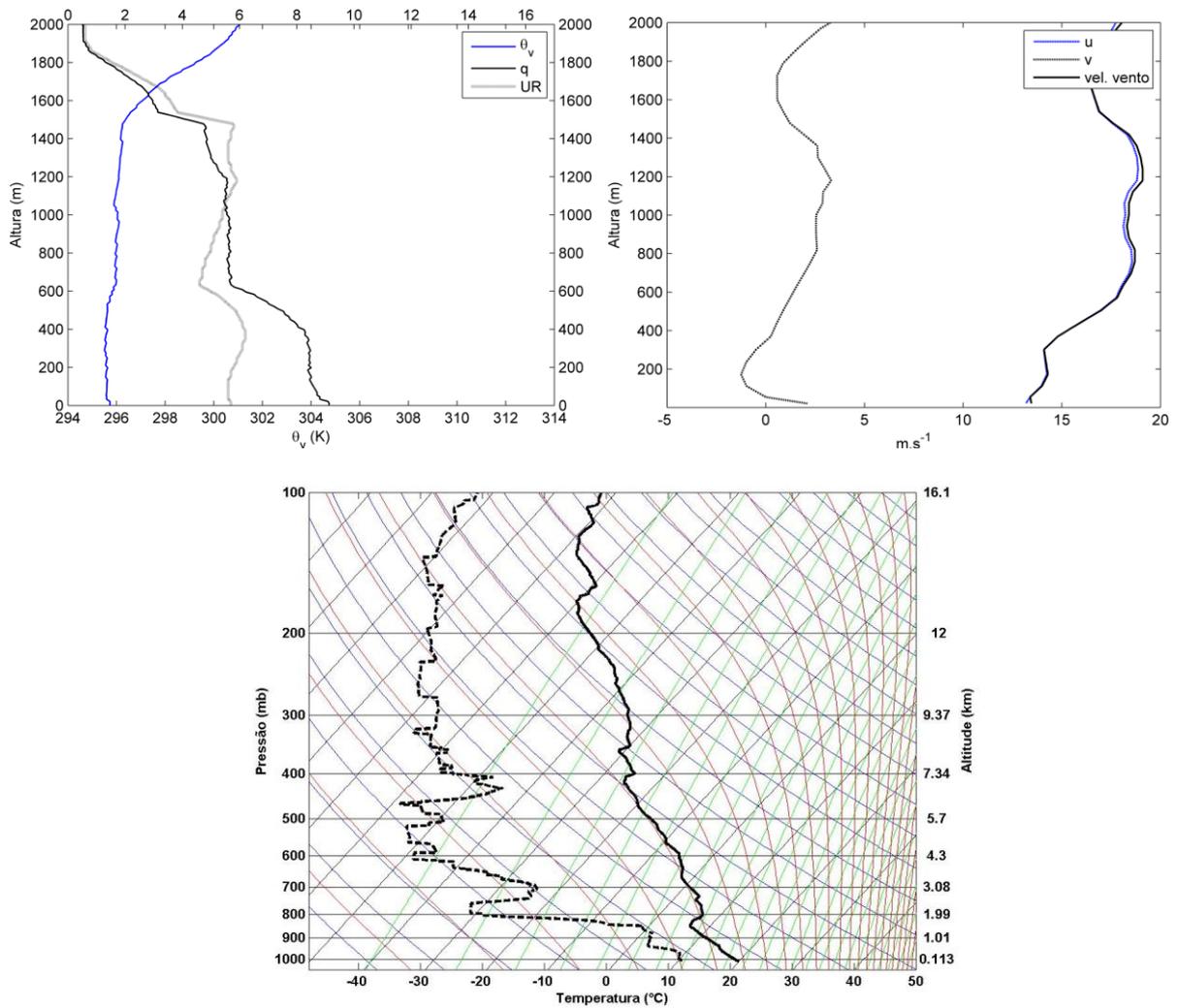


Figura 3.19 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 11.

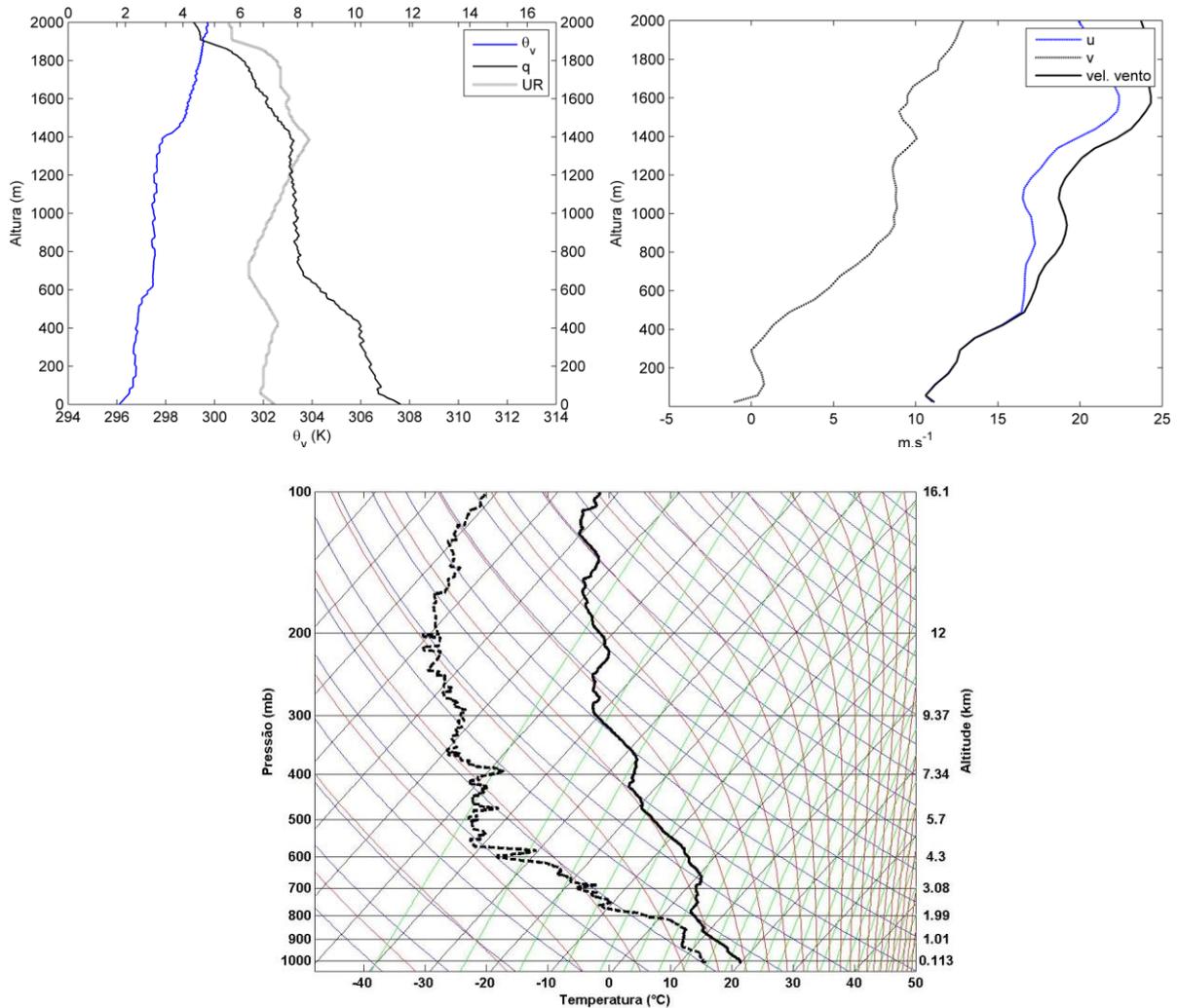


Figura 3.20 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 12.

Na Figura 3.21, é mostrada a distribuição temporal dos fluxos de calor latente e sensível no segundo transecto. Na Figura 3.22 é mostrado o comportamento da TSM e Tar durante a realização do P2, onde mostra uma queda da Tar entre os dias Julianos 342,5 a 343 dia devido a passagem do sistema frontal. Durante a realização deste transecto houve alternância entre instantes em que a TSM esteve maior do que a Tar (Figura 3.22) e instantes em que a TSM esteve menor do que a Tar. Sendo assim, também ocorreu alternância no parâmetro de estabilidade do ar (Figura 3.23) em instantes com valores positivos, (indicando instabilidade) e instantes com valores negativos (indicando uma atmosfera estável) ao longo do P2.

As trocas na interface oceano-atmosfera estão proximamente correlacionadas com o parâmetro de estabilidade do ar, principalmente o fluxo de

calor sensível. Os resultados encontrados (Figura 3.21) demonstram que após a passagem do sistema, ambiente pós-frontal, os fluxos de calor latente (média de 290 W/m^2 e com pico de 468 W/m^2) e calor sensível (média de 18 W/m^2 e com pico de 45 W/m^2) indicam um intenso fluxo de calor do oceano para a atmosfera e uma CLAM instável. Por outro lado, na região pré-frontal valores mais baixos de fluxos de calor latente (média de 18 W/m^2 e com menor valor de -15,8 W/m^2) e calor sensível (média de -6 W/m^2 e com menor valor de -63,4 W/m^2) e com caracterizam uma CLAM mais estável. Como no primeiro transecto, os valores máximos de fluxos de calor coincidem com um máximo na intensidade do vento de 37,7 m/s (Figura 3.24).

Esses resultados concordam com os estudos de Acevedo et al. (2010) para a região da CBM e Farias (2014) para a região costeira do sul do Brasil. Esses autores demonstraram o gradiente termal e a advecção de massas de ar associada a passagem de distúrbios transientes são mecanismos essenciais no processo da modulação da CLAM e que a passagem de uma massa de ar pós-frontal intensifica a transferência de calor do oceano para a atmosfera na busca do equilíbrio térmico e impulsionam a convecção.

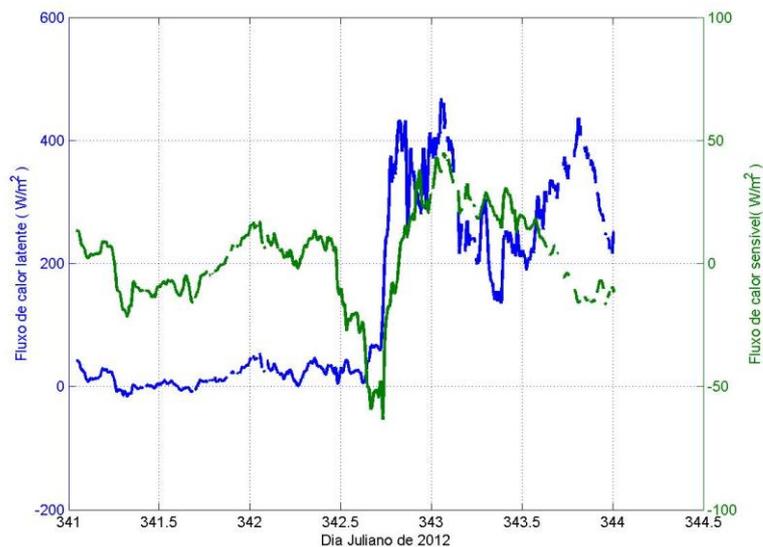


Figura 3.21 – Calor latente (W/m^2) (azul) e calor sensível (W/m^2) (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P2.

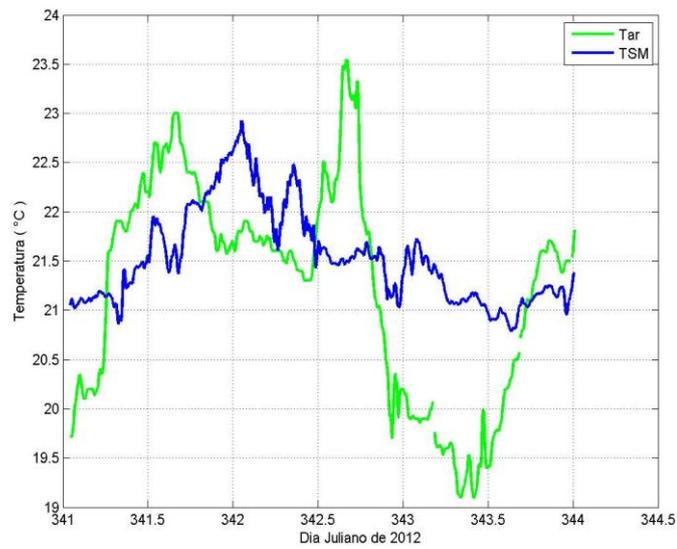


Figura 3.22 – Temperatura da superfície do mar (azul) e temperatura do ar (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P2.

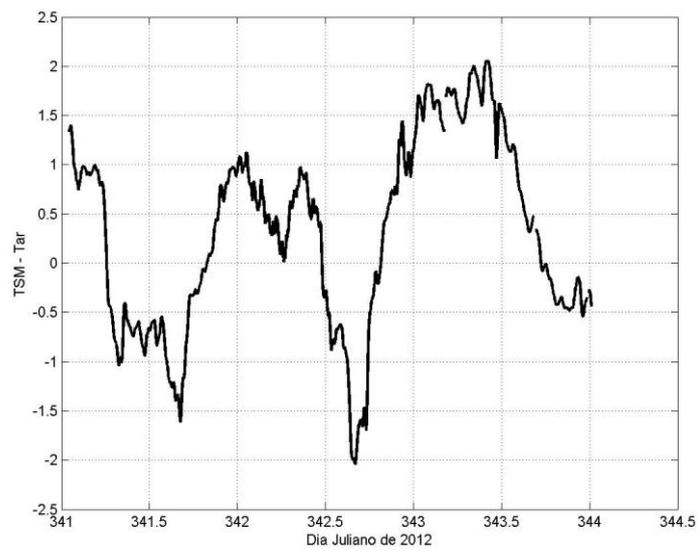


Figura 3.23 – Parâmetro de estabilidade dado pela TSM – T ar (°C) durante a realização do P2.

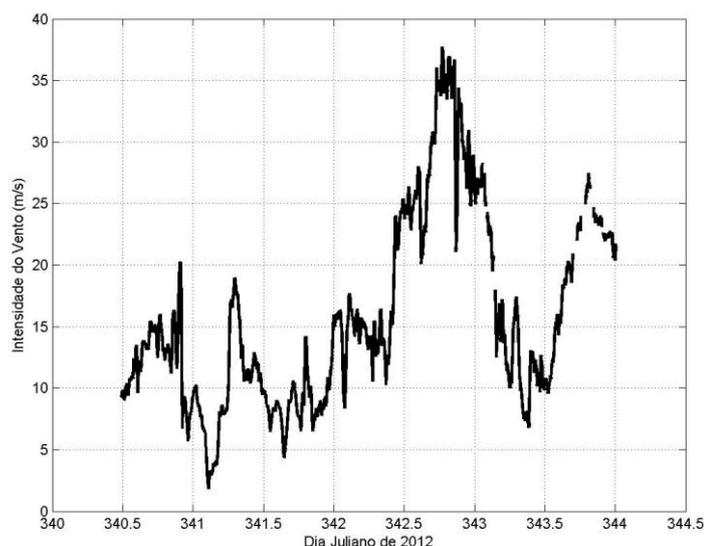


Figura 3.24 – Intensidade do vento (m/s) durante a realização do P2.

3.3 Transecto 3

O Transecto 3 teve duração do dia 9 de dezembro de 2012 (dia Juliano 344) a 10 de dezembro de 2012 (dia Juliano 345). Foi realizado no sentido oeste para leste deste a zona costeira ao sul do Brasil até o oceano profundo como apresentado na Figura 3.25, onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das três radiossondas utilizados.

A Figura 3.26 apresenta a condição sinótica para os dias 9 e 10 de dezembro de 2012 durante a realização do transecto 3 (P3). No dia 9 (Figura 3.26a), a área de interesse estava sob escoamento atmosférico de sudoeste com aproximação de um centro de alta pressão pós-frontal. No dia 10 (Figura 3.26b-e), com o afastamento do anticiclone, houve uma rápida queda de pressão no interior do continente e um início de ciclogênese na região da saída do Rio da Prata, induzindo um vento predominante de norte, o qual contribuiu para uma advecção positiva de temperatura do ar (não mostrado) na área do experimento.

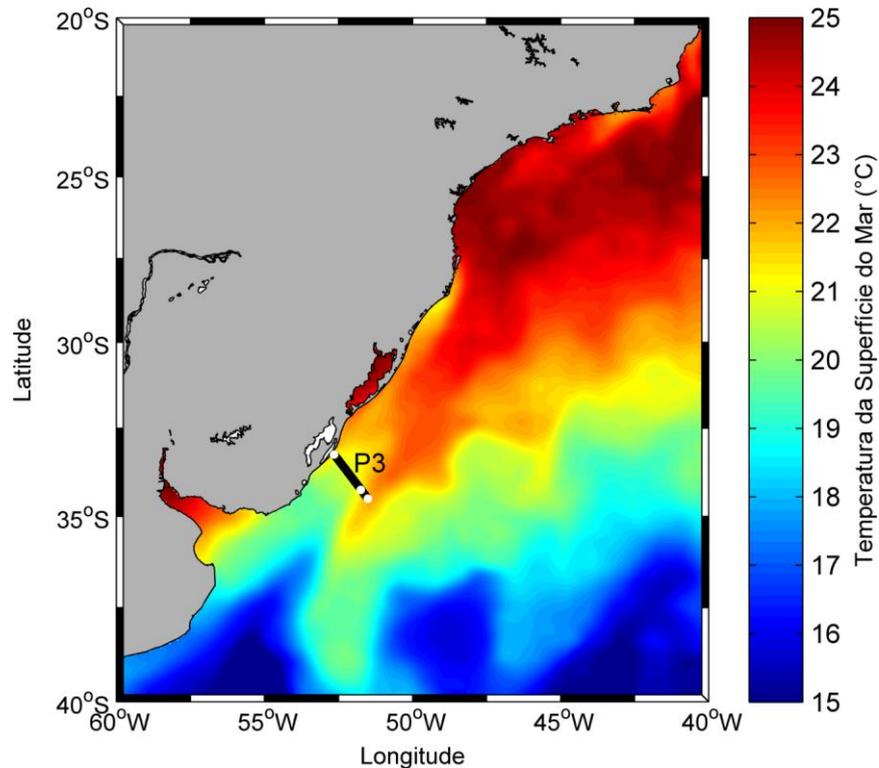


Figura 3.25 – Imagem de TSM do GHR SST (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature*) média dos dias 9-10 de dezembro de 2012 com a posição do transecto 3 (P3), onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das radiossondas realizada no Cruzeiro SAMOC.

Através da análise dos perfis verticais de temperatura potencial virtual, umidade específica e umidade relativa da atmosfera e dos diagramas Skew-T para as três radiossondagens apresentadas nas Figura 3.27 a 3.29, nota-se que os dados do terceiro transecto mostram uma CLAM mais rasa. A radiossonda 14 (Figura 3.28) apresenta uma clássica camada limite estável, com uma inversão acentuada e acúmulo de umidade em superfície, com um máximo de intensidade do vento em aproximadamente 200 m de altura. Uma camada mais estratificada ocorre nos primeiros 300 m desde a superfície do mar. Esses resultados concordam com os mostrados para a Operação Antártica 25 por Acevedo et al. (2010) em um caso de advecção quente sobre o lado frio da Confluência Brasil-Malvinas em outubro de 2006.

Farias et al. (2015) em seu trabalho descreveram o acoplamento entre o oceano e a atmosfera a partir de dados coletados *in situ* ao longo de um transecto realizado na costa do RS em junho de 2012, ou seja, no inverno, diferentemente deste terceiro transecto. Segundo estes autores os gradientes horizontais térmicos entre as águas da CB e da CCB que ocorrem durante o inverno ao largo da costa do

RS têm papel importante na modulação da CLAM, neste caso com a entrada de uma de ar pós-frontal.

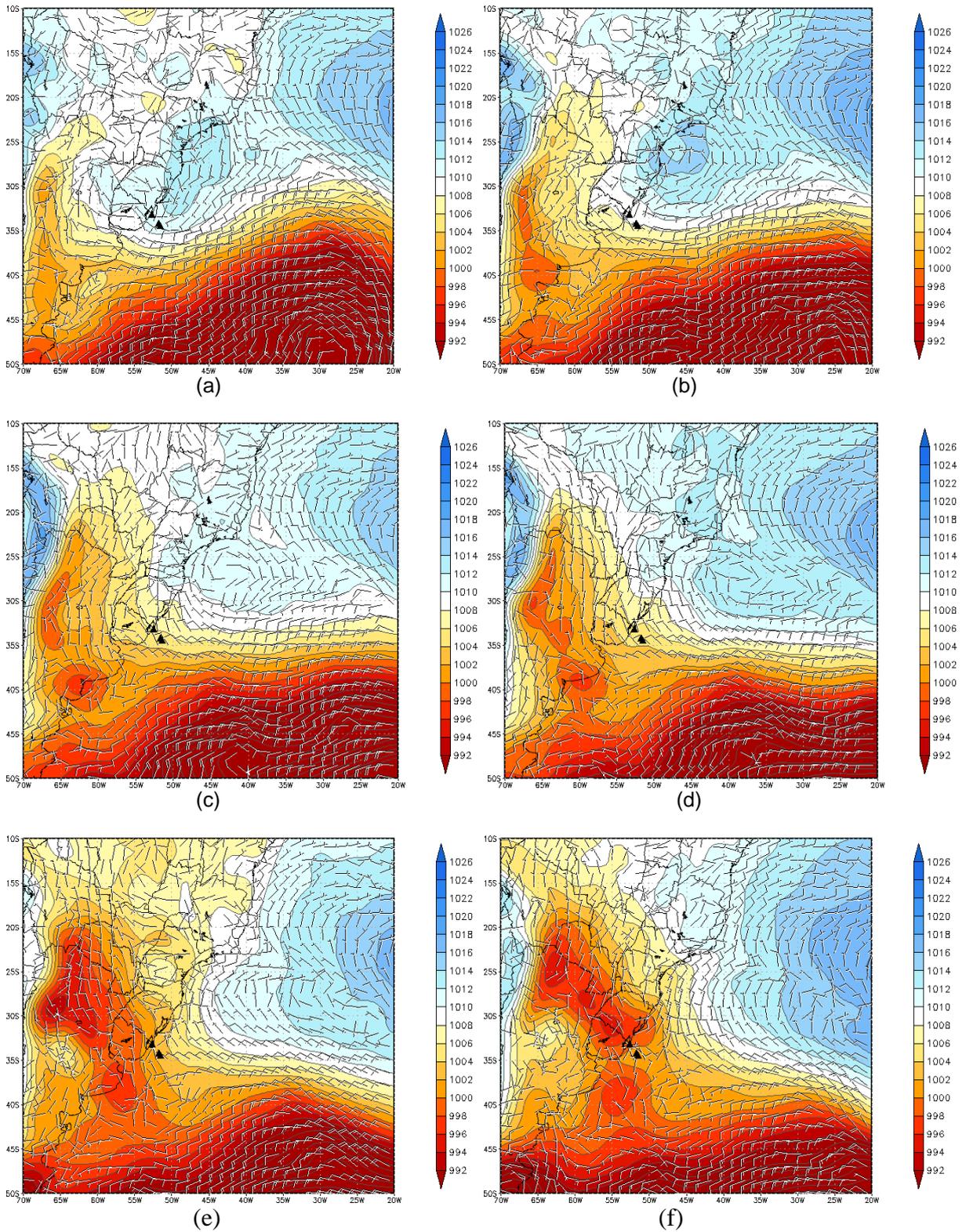


Figura 3.26 - Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s) a cada 6 horas a partir das 18Z do dia 9/12/12 (a) até às 00Z do dia 11/12/12 ao longo do P3.

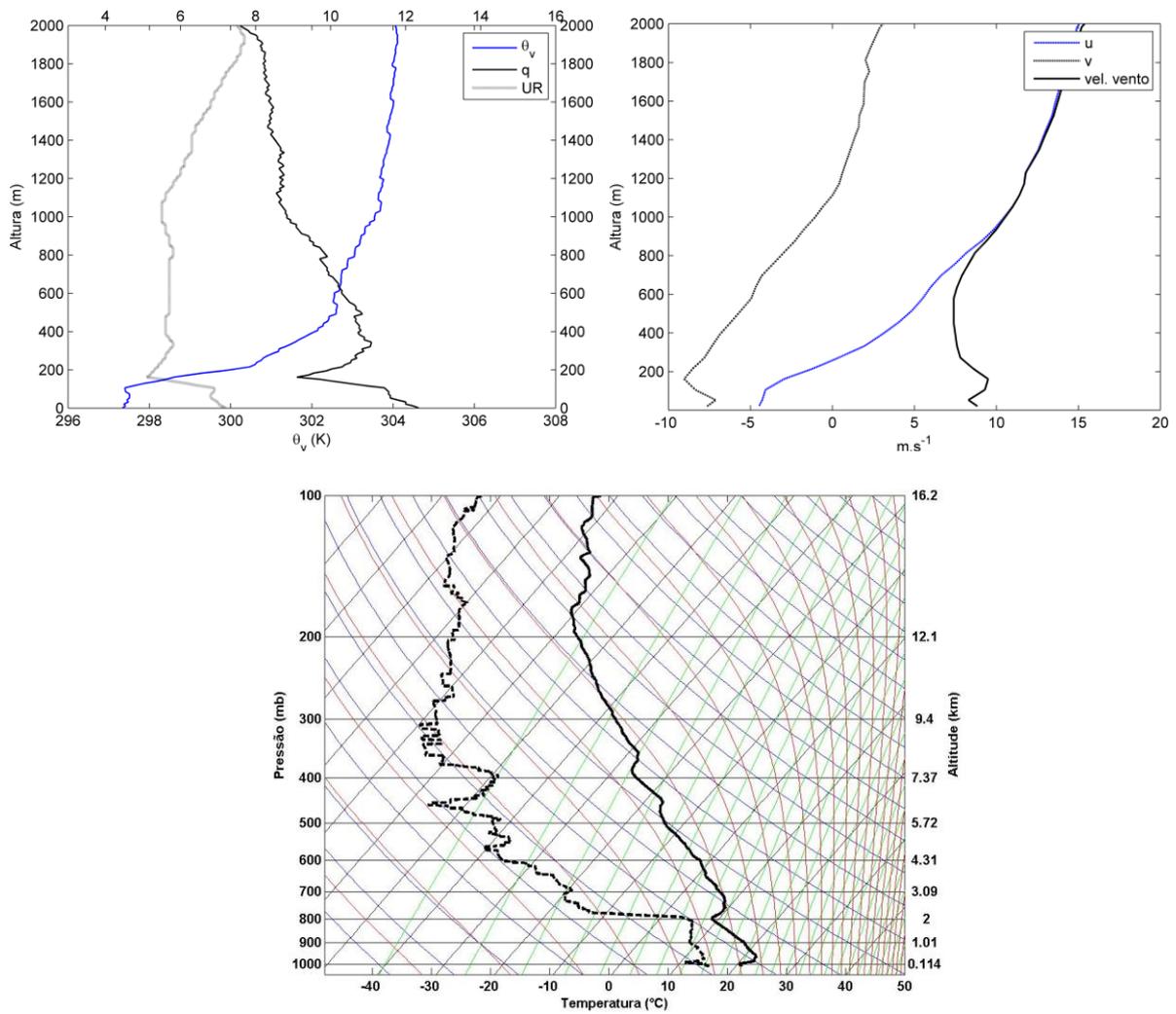


Figura 3.27 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 13.

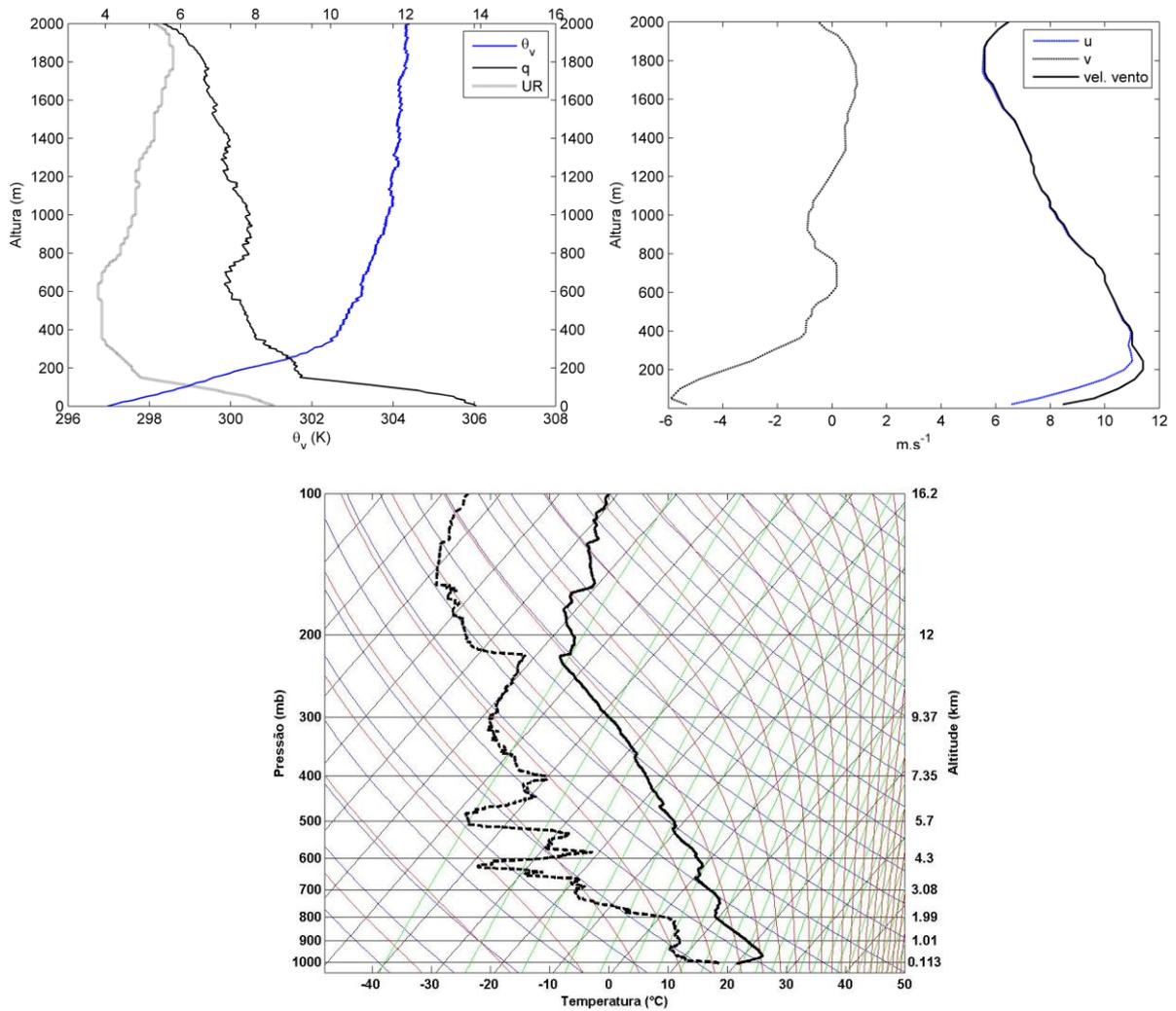


Figura 3.28 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 14.

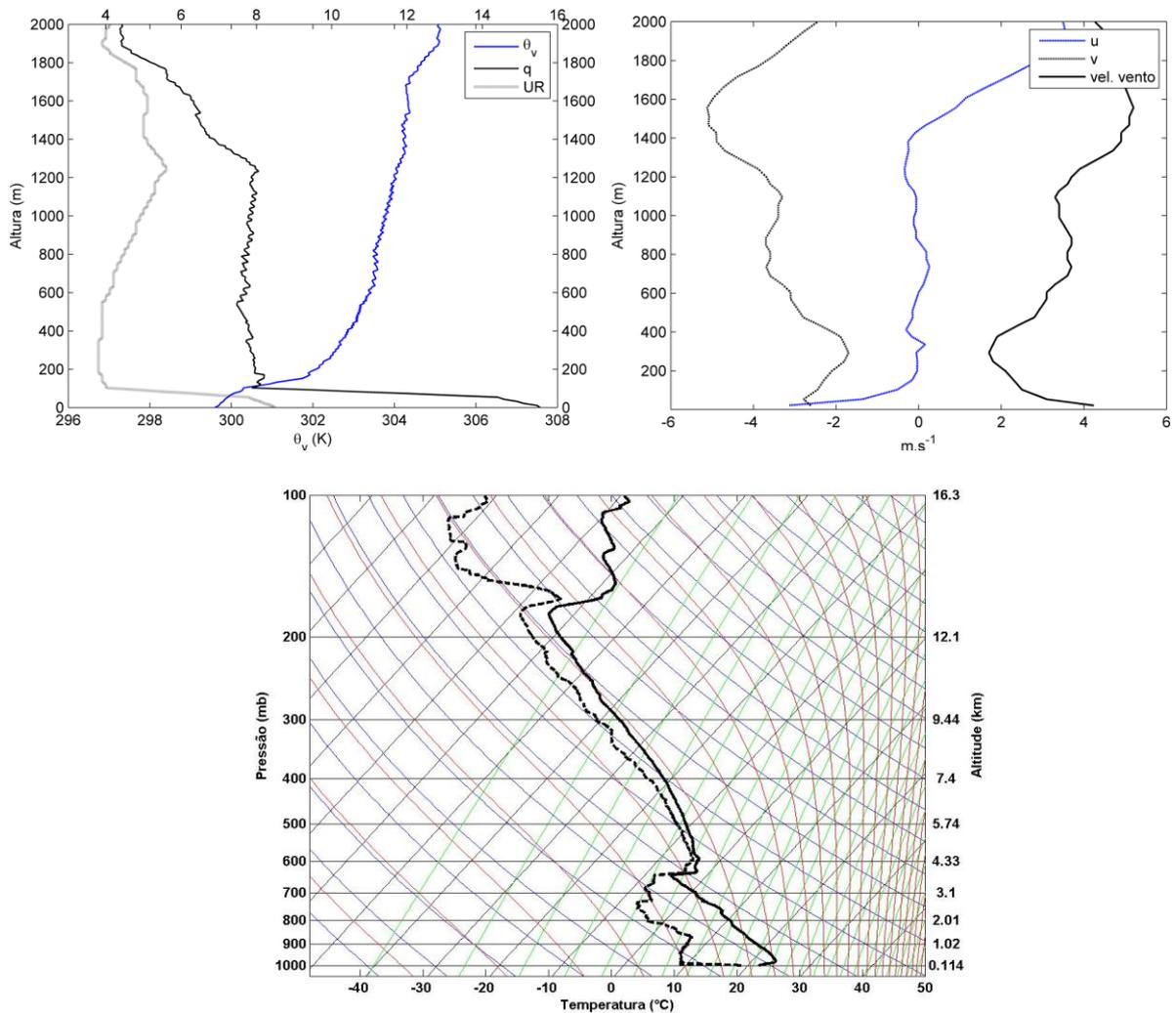


Figura 3.29 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa ($\times 10\%$) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 15.

Na Figura 3.30, é mostrada a distribuição temporal dos fluxos de calor latente e sensível ao longo do P3. Durante a maior parte do transecto a TSM esteve menor do que a Tar (Figura 3.31), exceto no início do dia 10 de dezembro (dia Juliano 345) em que a TSM esteve maior do que a Tar. Sendo assim, o parâmetro de estabilidade do ar foi positivo neste período (Figura 3.32), indicando instabilidade. As trocas na interface oceano-atmosfera estão proximamente correlacionadas com o parâmetro de estabilidade do ar, ou seja, a os fluxos de calor são influenciados principalmente pela diferença de TSM e do Tar conforme descrito por Sato (2005).

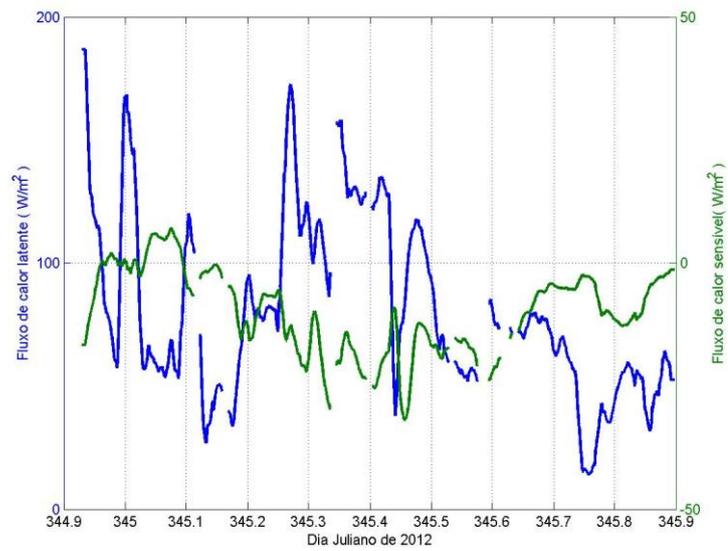


Figura 3.30 - Calor latente (W/m^2) (azul) e calor sensível (W/m^2) (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P3.

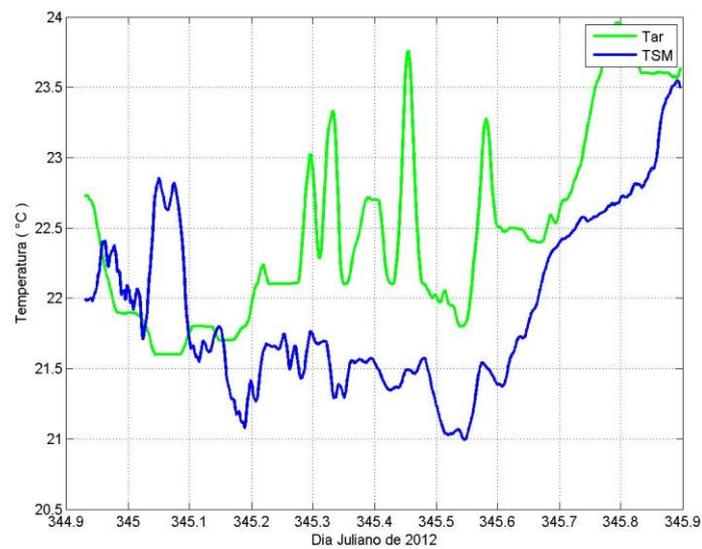


Figura 3.31 – Temperatura da superfície do mar (azul) e temperatura do ar (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P3.

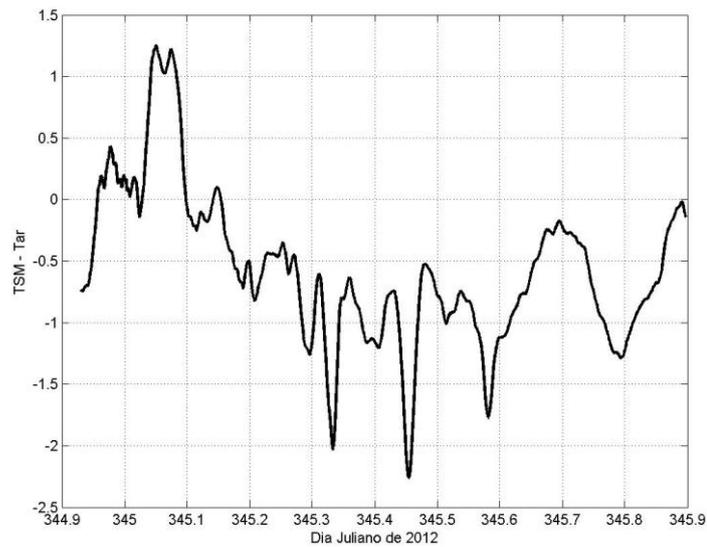


Figura 3.32 – Parâmetro de estabilidade dado pela TSM – Tar (°C) durante a realização do P3.

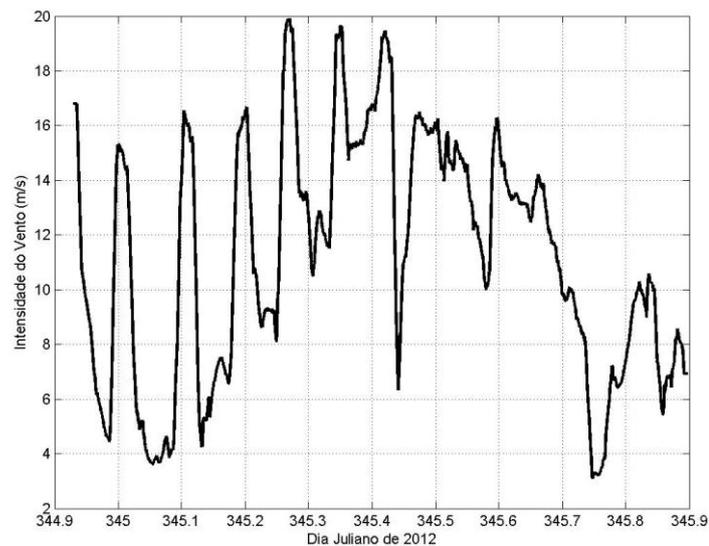


Figura 3.33 – Intensidade do vento (m/s) durante a realização do P3.

3.4 Transecto 4

O Transecto 4 teve duração do dia 11 de dezembro de 2012 (dia Juliano 346) a 12 de dezembro de 2012 (dia Juliano 347). Foi realizado no sentido oeste para leste como apresentado na Figura 3.34, onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das quatro radiossondas usadas.

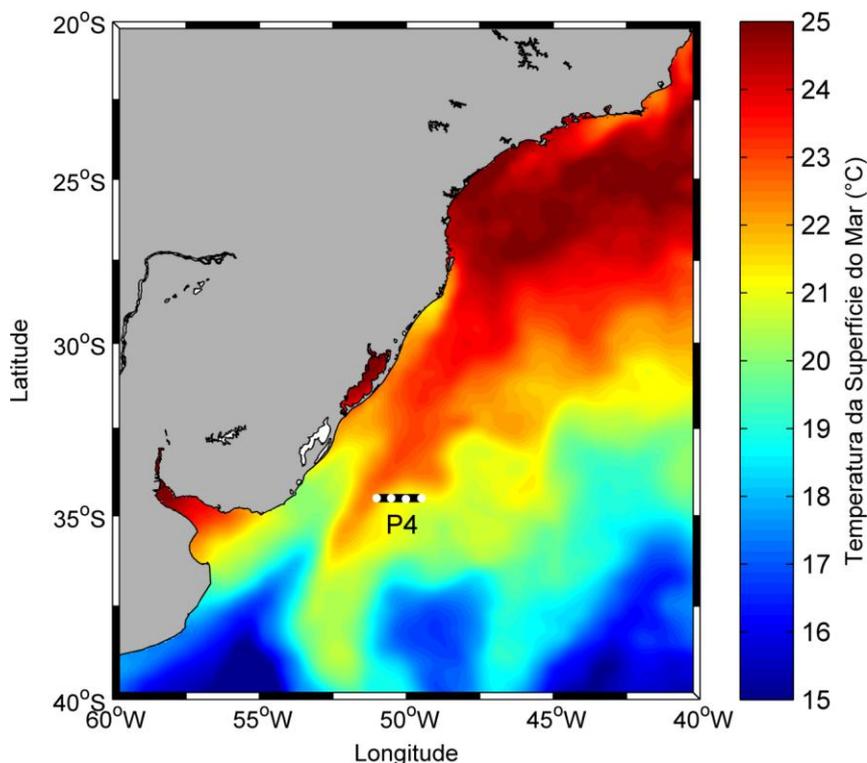


Figura 3.34 - Imagem de TSM do GHRSSST (*Group for High Resolution Sea Surface Temperature*) média dos dias 11-12 de dezembro de 2012 com a posição do transecto 4 (P4), onde os pontos brancos representam as posições dos lançamentos das radiossondas realizada no Cruzeiro SAMOC.

A Figura 3.35 apresenta a condição sinótica para os dias 11 e 12 de dezembro de 2012 durante a realização do Transecto 4 (P4). No dia 11 (Figura 3.35a-c), verificou-se uma ciclogênese secundária na costa do estado do Rio Grande do Sul (RS), imediatamente ao norte do ciclone que havia se formado na saída do Rio da Prata, o qual se desenvolveu rapidamente e se deslocou para o Oceano Atlântico Sudoeste, deixando a região de estudo sob o setor frio do ciclone (isto é, ambiente pós-frontal). No dia 12 (Figura 3.35d-f), com a aproximação de um sistema de alta pressão pós-frontal, os ventos predominaram de sudoeste. Durante todo o transecto a TSM esteve maior do que a Tar.

Através da análise dos perfis verticais de temperatura potencial virtual, umidade específica e umidade relativa da atmosfera e dos diagramas Skew-T para as quatro radiossondagens apresentadas nas Figuras 3.36 a 3.39, nota-se que os dados do último Transecto (P4) mostram uma atmosfera estável, com uma camada de mistura bem desenvolvida com seu topo em torno de 600 m, com exceção da radiossonda 18 (Figura 3.38) que apresenta o topo da CLAM em aproximadamente 1000 m com uma camada bem mistura, devido à condição pós-frontal e a entrada de

uma massa de ar fria deixou a atmosfera com menor conteúdo de umidade e com ventos relativamente mais fortes principalmente na radiossondagem 16.

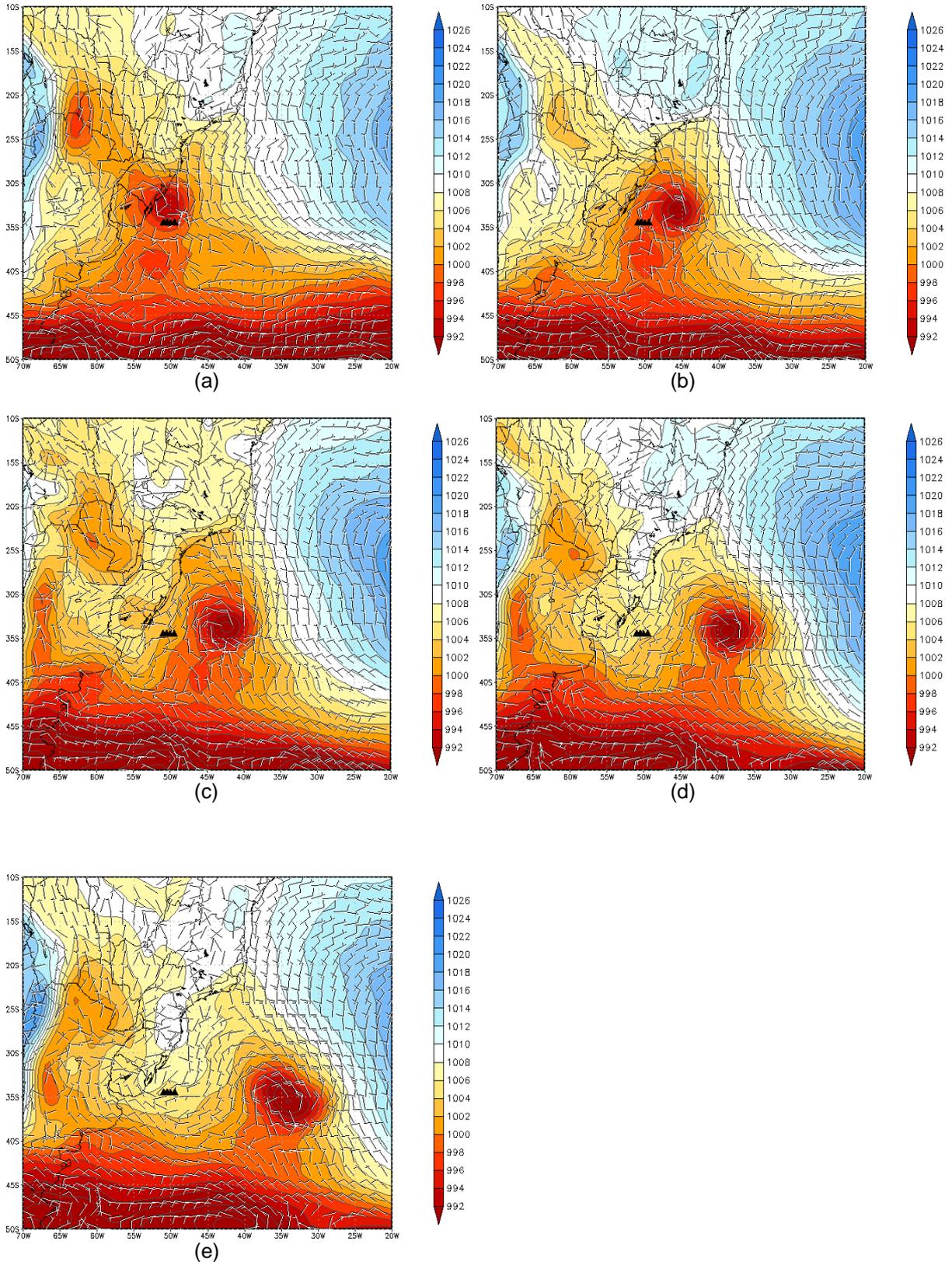


Figura 3.35 – Pressão ao nível médio do mar (hPa) e vento em 1000 hPa (m/s) a cada 6 horas a partir das 06Z do dia 11/12/12 (a) até às 06Z do dia 12/12/12 (b) ao longo do P4.

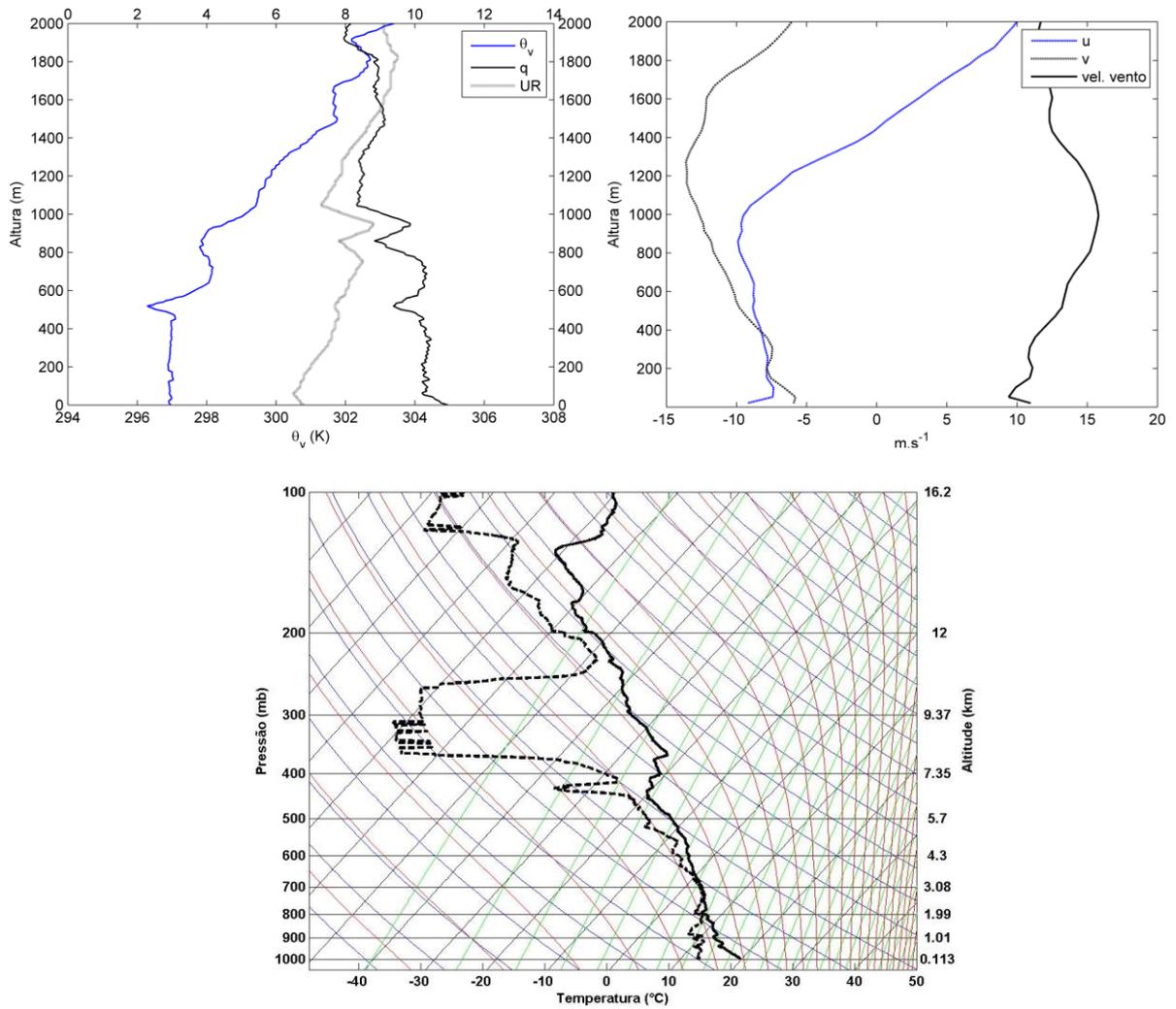


Figura 3.36 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T(inferior) para a radiossonda 16.

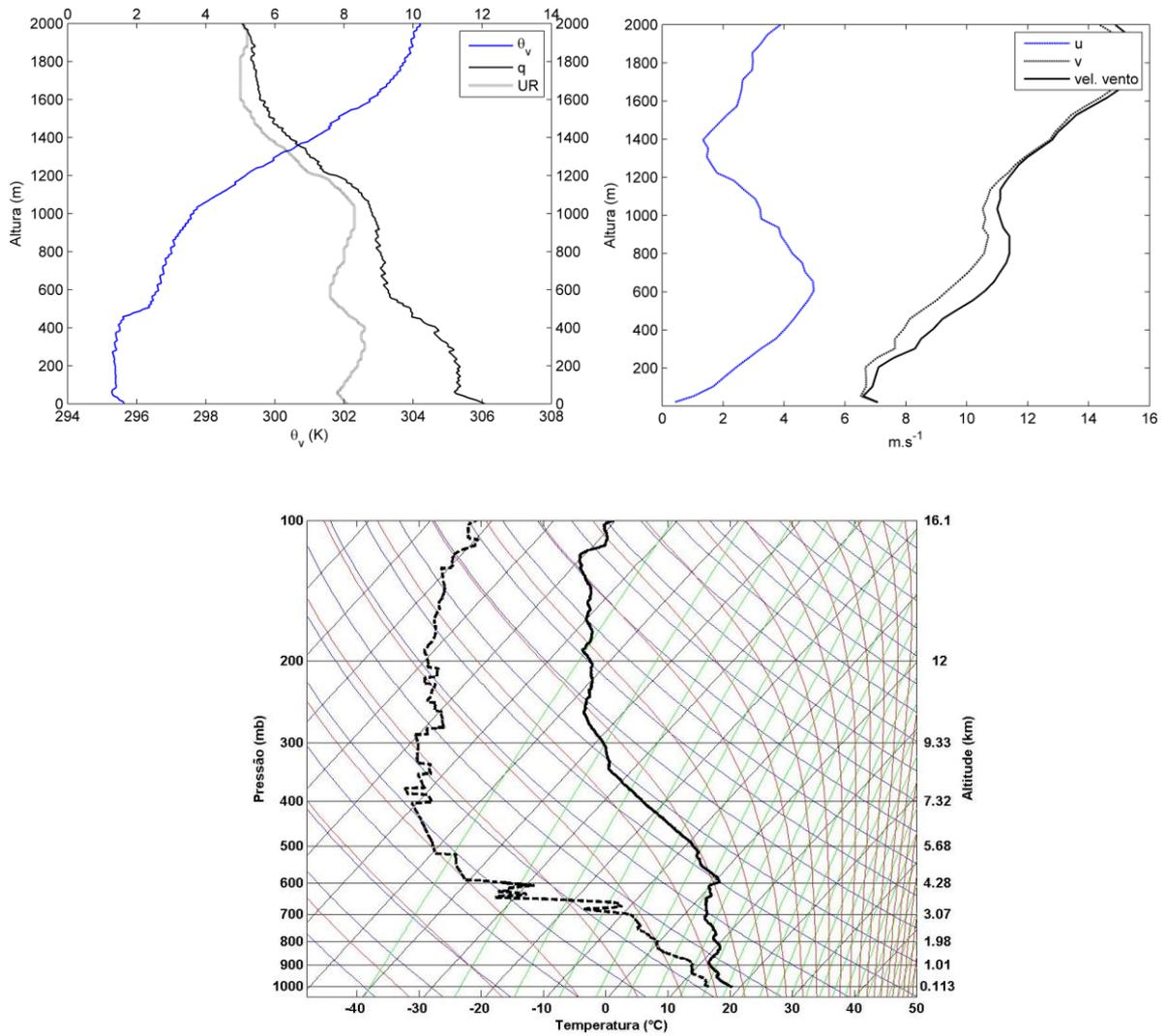


Figura 3.37 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T(inferior) para a radiossonda 17.

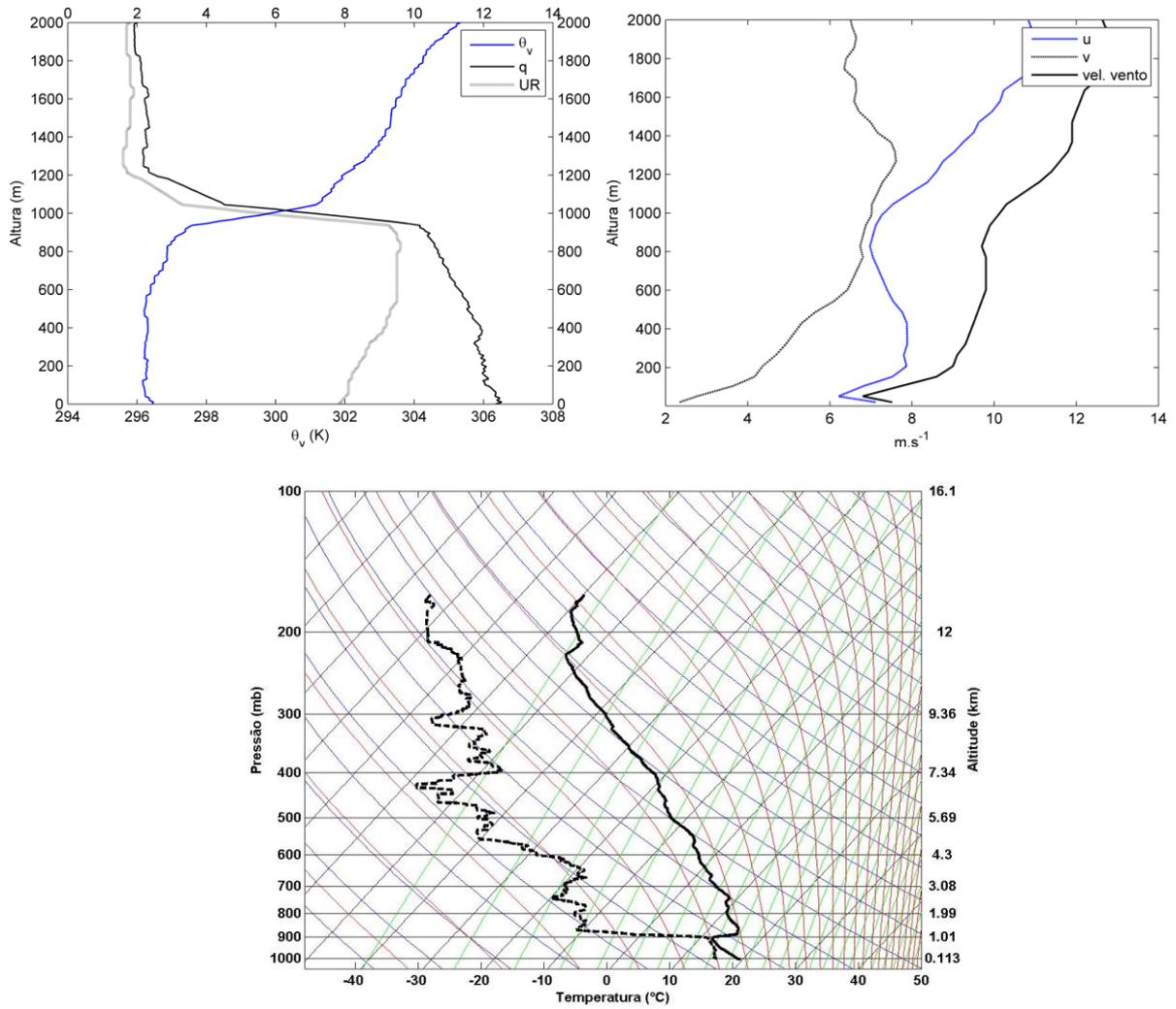


Figura 3.38 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa (x10%) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T(inferior) para a radiossonda 18.

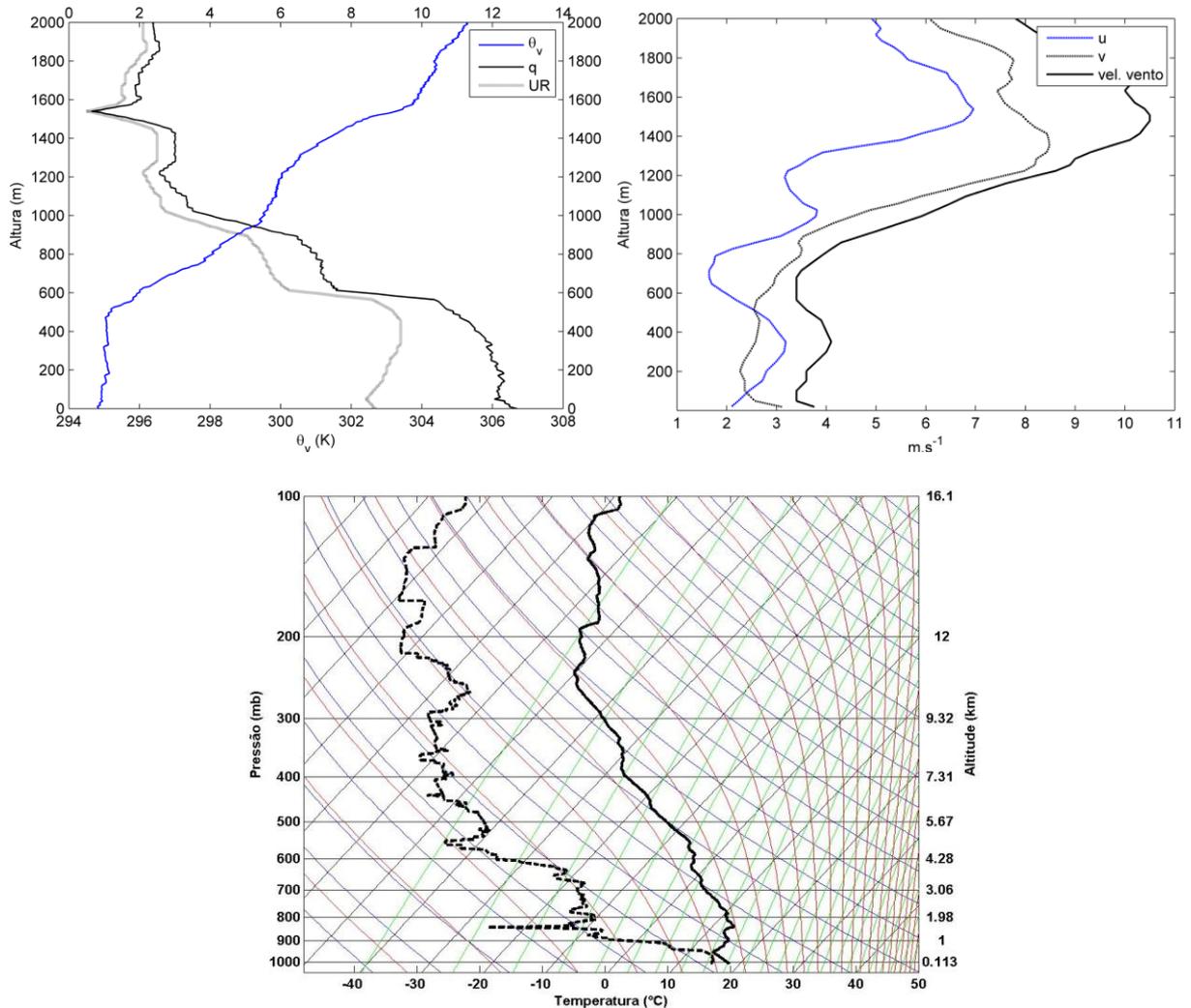


Figura 3.39 – Perfil vertical de temperatura potencial (K), umidade específica (g/kg) e umidade relativa ($\times 10\%$) (esquerda) e magnitude do vento (m/s) (direita) e diagrama Skew-T (inferior) para a radiossonda 19.

Na Figura 3.40 é mostrada a distribuição temporal dos fluxos de calor latente e sensível estimados seguindo o esquema proposto por Fairall et al. (1996) durante a realização do P4. Na Figura 3.41 é mostrado o comportamento da TSM e Tar durante a realização do P4, onde mostra uma queda da Tar logo no início do transecto devido à proximidade com o ciclone que se formou sobre a costa sudeste do estado do Rio Grande do Sul. Durante todo o transecto a TSM esteve maior do que a Tar (Figura 3.41). Logo, o parâmetro de estabilidade do ar foi positivo sobre todo o P4 (Figura 3.42), indicando instabilidade. Observa-se que a diferença entre a TSM e a Tar foi maior no início do transecto, quando a Tar esteve mais baixa sobre águas mais quentes (Figura 3.42). Ao longo do transecto as temperaturas se

aproximaram diminuindo assim o parâmetro de estabilidade quase a zero. As trocas na interface oceano-atmosfera estão proximamente correlacionadas com o parâmetro de estabilidade do ar. Com um máximo no início do dia 11 de dezembro (dia Juliano 346,4) que coincide com um máximo na intensidade do vento de 33,7 m/s (Figura 3.43) devido à proximidade com do o ciclone. Os valores dos fluxos de calor latente (sensível) variam entre 461,2 W/m² com média de 320 W/m² (65 W/m²) sobre as águas quentes próximo ao núcleo de transporte da Corrente do Brasil com TSM igual a 23 °C e um mínimo de 30,2 W/m² com média de 133 W/m² (8 W/m²) de sobre as águas mais frias com TSM de 20,8 °C.

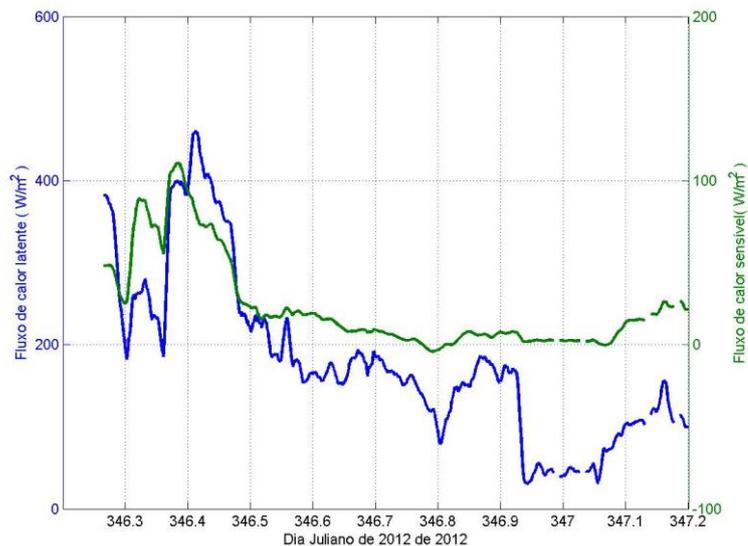


Figura 3.40 – Calor latente (W/m²) (azul) e calor sensível (W/m²) (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P4.

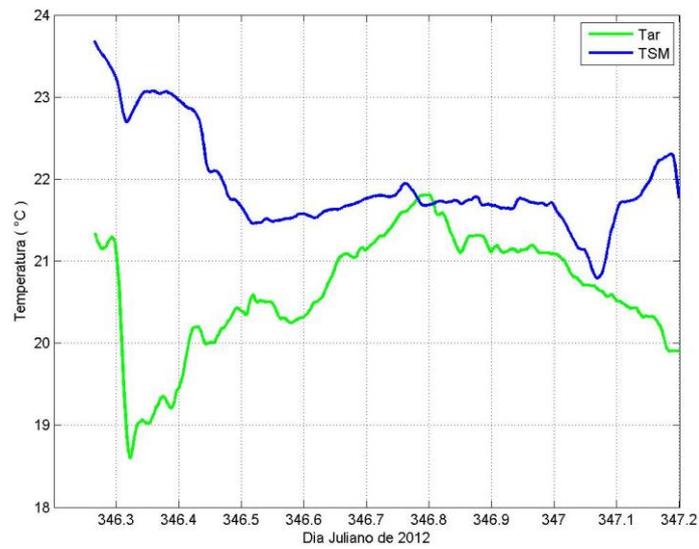


Figura 3.41 – Temperatura da superfície do mar (azul) e temperatura do ar (verde) médio de 15 minutos durante a realização do P4.

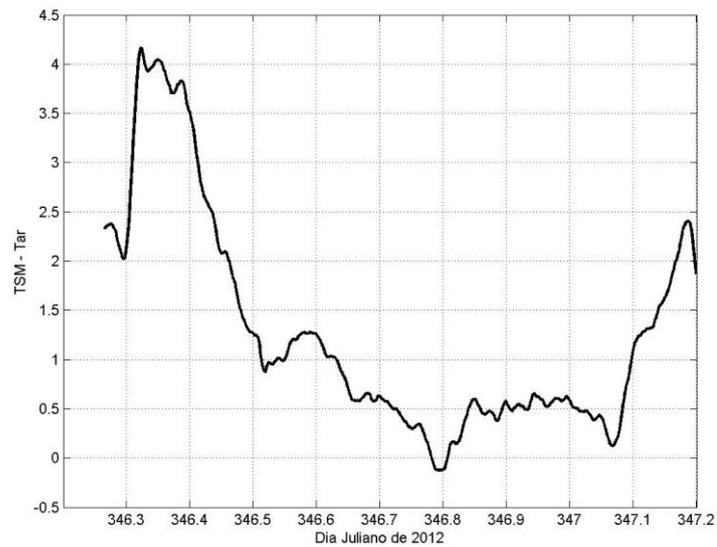


Figura 3.42 – Parâmetro de estabilidade dado pela TSM – Tar (°C) durante a realização do P4.

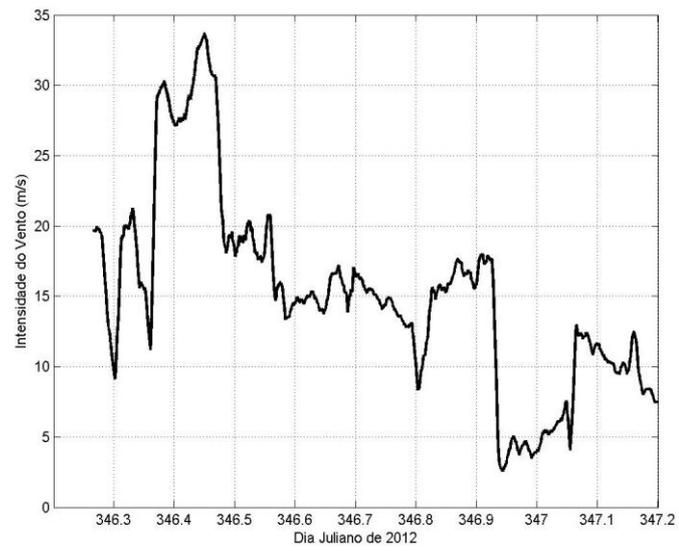


Figura 3.43 – Intensidade do vento (m/s) durante a realização do P4.

4 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho apresentamos os resultados sobre o sistema acoplado oceano-atmosfera através de dados observacionais. Foram analisados o comportamento da estrutura vertical da CLAM e dos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera a partir de dados coletados *in situ* pelos Projetos SAMOC e ACEX durante dezembro de 2012. Os resultados demonstram a importância das condições locais da superfície do oceano e das condições sinóticas de grande escala da atmosfera influenciando a evolução da CLAM e também para a transferência de calor entre o oceano e a atmosfera.

Sendo assim, foi realizada uma análise de grande escala das condições atmosféricas com base nos dados de reanálise de alta resolução do NCEP/CFS e, no período do cruzeiro de pesquisa, foram observadas condições atmosféricas características da época e da região de estudo, como por exemplo, a atuação da ASAS e o desenvolvimento e passagem de ciclones extratropicais.

Foram realizados quatro transectos na região de estudo em águas profundas e costeiras sob condições atmosféricas e oceanográficas distintas. Como demonstrado, o primeiro transecto foi realizado sob condições iniciais atmosféricas de atuação de um centro de alta pressão transiente que se fundiu com a ASAS, seguido de um gradiente termal horizontal apresentado entre águas da CB e a Frente Subtropical. Dessa forma, a CLAM observada teve uma forçante atmosférica que não apresentou uma atuação marcante de um sistema transiente de grande escala. Nesse caso, observou-se uma CLAM espessa e turbulenta com seu topo em torno de 600 m e com fluxos de calor mais intensos (chegando até 209 W/m^2 de calor latente e 47 W/m^2 de calor sensível) principalmente sobre as águas quentes da CB já sobre águas mais frias, fora do domínio da CB, a CLAM apresentou uma camada de mistura mais rasa, em torno de 200 m e com fluxos de calor menos intensos (chegando até $1,4 \text{ W/m}^2$ de calor latente e $-16,8 \text{ W/m}^2$ de calor sensível). Esses resultados concordam com os estudos de Pezzi et al. (2005, 2009), Acevedo et al. (2010) e Arsego (2012) para a região da CBM. Os autores onde demonstraram que, na ausência de sistemas de grande escala, o lado quente da frente oceanográfica apresenta ventos mais intensos e uniformes ao longo da espessura da CLAM e fluxos de calor mais altos na interface oceano-atmosfera do que no lado

frio da frente oceanográfica.

No segundo transecto observou-se a formação de um ciclone extratropical na região do Rio da Prata. Neste transecto, notam-se as condições da própria atmosfera influenciando a evolução da CLAM durante a condição pré-frontal onde verificou-se uma estratificação da CLAM. Na região pós-frontal, a CLAM apresentou-se espessa e turbulenta, com uma altura de 1200 m. No ambiente pós-frontal, os fluxos de calor latente (468 W/m^2) e calor sensível (45 W/m^2) indicam um fluxo de calor do oceano para a atmosfera muito mais intenso em sua componente latente. Por outro lado, na região pré-frontal, valores mais baixos de fluxos de calor latente ($-15,8 \text{ W/m}^2$) e calor sensível ($-63,4 \text{ W/m}^2$) foram encontrados. Como no primeiro transecto, os valores máximos de fluxos calor coincidiram com um máximo na intensidade do vento de $37,7 \text{ m/s}$. Esses resultados estão em acordo com trabalhos realizados em outras regiões do Oceano Atlântico Sul, como de Acevedo et al. (2010) para a região da CBM e Farias (2014) para a região costeira sul do Brasil. Os autores demonstraram que a passagem de uma massa de ar pós-frontal intensifica a transferência de calor do oceano para a atmosfera.

Durante o terceiro transecto verificou-se um caso de advecção quente. Com a incursão da massa de ar quente, a CLAM ficou mais rasa sobre as águas mais frias da Corrente Costeira do Brasil. Como praticamente ao longo de todo o transecto a TSM esteve menor que a temperatura do ar, este transecto apresentou uma camada limite estável, com acúmulo de umidade e um máximo de velocidade do vento próximos da superfície.

Ao longo do quarto e último transecto, verificou-se uma ciclogênese secundária na costa do estado do Rio Grande do Sul, imediatamente ao norte do ciclone que havia se formado nas proximidades do Rio da Prata. Esse se desenvolveu rapidamente e se deslocou para o Oceano Atlântico Sudoeste, deixando a região de estudo sob o setor frio do ciclone, isto é, num ambiente pós-frontal. Com a incursão da massa de ar frio, a CLAM ficou mais espessa e turbulenta com seu topo em torno de 600 m. Os valores dos fluxos de calor latente variaram entre $461,2 \text{ W/m}^2$ sobre as águas quentes associadas à da Corrente do Brasil e $30,2 \text{ W/m}^2$ sobre as águas mais frias fora do domínio dessa.

O esquema de parametrização dos fluxos de calor vem sendo amplamente utilizado em trabalhos em todo o oceano global, apesar de Fairall et al. (1996) ter sido originalmente elaborado para a região do Pacífico Equatorial. Isso pode induzir

erros em algumas situações. Segundo Acevedo et al. (2010), o esquema de parametrização proposto por Fairall et al. (1996) pode ser falho em caso de extrema estabilidade da CLAM na região da CBM.

A TSM utilizada nesse esquema de parametrizações para as estimativas dos fluxos é frequentemente associada à temperatura de balde (*bulk*). Porém neste trabalho, utilizou-se os dados medidos abaixo da superfície do mar coletados pelo termosalinógrafo de bordo.

Os resultados do presente estudo mostram a importância da obtenção de dados observacionais do oceano e da atmosfera simultaneamente no Oceano Atlântico Sudoeste. A condição atmosférica, simultaneamente com o efeito causado pelos regimes oceanográficos na região de estudo são fundamentais para a modulação da CLAM e dos fluxos de calor entre a atmosfera e o oceano.

Dados meteorológicos e oceanográficos observacionais tomados simultaneamente são indispensáveis para um melhor entendimento dos processos de interação oceano-atmosfera nessa região, refletindo numa melhora das previsões de tempo e clima na região sul do Brasil.

O monitoramento contínuo destas observações poderiam ser constituídas de longas séries temporais, por conseguinte, haveria mais representatividade para estudar os fenômenos que ocorrem na região de estudo. Isso levaria a um aprofundamento no estudo do acoplamento oceano-atmosfera.

Como sugestões para trabalhos futuros, sugere-se o cálculo dos fluxos de calor através do método de Covariância de Vórtices, para isso uma correção importante para o efeito do movimento do navio deve ser realizada sobre os dados tomados pelos sensores da torre micrometeorológica instalada a bordo do navio e não utilizados no presente estudo. Uma posterior comparação com os resultados estimados nesse trabalho através de parametrização com os dados tomados através da torre pode oferecer novos dados sobre a importância das escalas de tempo associadas a essas medidas e também à relativa importância da umidade na parametrização dos fluxos de calor latente usadas aqui.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ANABOR, V.; DEGRAZIA, G. A. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. D22, p. 1-12, nov 2010.

ARSEGO, D. A. **Fluxos de calor e transferência de energia calorífica entre o oceano e a atmosfera sobre estruturas oceânicas de mesoescala no Atlântico Sul**. 2012. 96 p. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brasil, 2012.

AUBINET, Marc; VESALA, Timo; PAPALE, Dario (Ed.). **Eddy covariance: a practical guide to measurement and data analysis**. Springer, 2012.

BLUESTEIN, Howard B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: Observations and theory of weather systems**. Taylor & Francis, 1993.

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

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes Frias sobre o Brasil. *In*: CAVALCANTI et al. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo, Brasil: Oficina de Texto, 2009. Cap.9, p. 135-147.

CLARK, P. U.; PISIAS, N. G.; STOCKER, T. F.; Weaver, A. J., 2002, The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. **Nature**, 415: 863–869.

CAMPOS, Edmo José Dias. **Impact of the Southern Atlantic on the global overturning circulation (MOC) and climate (SAMOC)**. 2011.

FAIRALL, C. W.; BRADLEY, E. F.; ROGERS, D. P.; EDSON, J. B.; YOUNG, G. S. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean- Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment difference relative analysis. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 3747-3764, 1996.

FARIAS, P. C. **Fluxos de calor e dióxido de carbono entre o oceano e a atmosfera na região costeira e oceânica ao sul do Brasil**. 2014. 91 p.

Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brasil, 2014.

FARIAS, P. C.; SOUZA, R. B.; PEZZI, L. P.; Dias, F. G.; ROSSATO, F.; ALVES, R. D. C. M. Análise do acoplamento oceano-atmosfera em escala sinótica ao longo de 33 S nos dias 19 e 20 de junho de 2012. **Ciência e Natura**, v 37, p 39-45, 2015.

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

KALNAY, E.; *et al.* The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77 n. 3, p. 437-471, mar 1996.

LENTINI, C. A. D.; SOUZA, R. B. Eddies e vórtices de mesoescala no Oceano Atlântico Sudoeste medidos através de satélites. In: SOUZA, R. B. **Oceanografia por Satélites**. 2° ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 185-198.

LIU, W. T.; KATSAROS, K. B.; BUSINGER, J. A. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. **Journal of Atmospheric sciences**, v. 36, p. 1722–1735, 1979.

LUMPKIN, Rick; SPEER, Kevin. Global ocean meridional overturning. **Journal of Physical Oceanography**, v. 37, n. 10, 2007.

MILLER, S.; MARANDINO, C.; SALTZMAN, E. **Ship-based measurement of air-sea CO₂ exchange by eddy covariance**. Journal of Geophysical Research, American Geophysical Union, v. 115, 2010.

MÖLLER, O. O. JR.; *et al.* The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. **Continental Shelf Research**, v. 28 n. 13, p. 1607–1624 doi: 10.1016/j.crs.2008.03.012, 2008.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York: Springer-Verlag New York, 1992. 495p.

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

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; *et al.* Ocean-atmosphere in situ

observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. 2-5, 2005.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. DE; ACEVEDO, O.; *et al.* Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D19, p. 1-19, out 2009.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano-atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: CAVALCANTI *et al.* **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 385-405.

RINTOUL, Stephen Rich. South Atlantic interbasin exchange. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 96, n. C2, p. 2675-2692, 1991.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D. *et al.* The NCEP Climate Forecast System reanalysis. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 91, p. 1015–1057, 2010

SAHA, S.; MOORTHY, S.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; BEHRINGER, D.; HOU, Y.; CHUANG, H.; IREDELL, M. *et al.* The ncep Climate Forecast System version 2. **Journal of Climate**, n. 27, p. 2185–2208, 2014.

SILVEIRA, I. C. A. da; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S. de; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**, v. 48, n. 2, p. 171–183, 2000.

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 6, p. 1601–1619, 1995.

SINCLAIR, M. R., An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 10, p. 2239-2256, 1994.

SMALL, R. J.; DESZOEKE, S. P.; XIE, S. P.; *et al.* Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 45, n. 3-4, p. 274-319, ago 2008.

SOPPA, M. A.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade das anomalias de temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico sudoeste e sua relação com o fenômeno El Niño-Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 3, p. 375-391, 2011.

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S. Satellite and Lagrangean Observations of the Brazilian Coastal Current. **Continental Shelf Research**, n. 24, p. 241-262, 2004.

STOMMEL, H. The westward intensification of wind-driven ocean currents. **Trans. American Geophysical Union**, v. 29, n.4, p. 202-206, 1948.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. p. 2-17.

SPEICH, S.; *et al.* (2002). Tasman leakage: A new route in the global ocean conveyor belt. **Geophysical Research Letters**, 29(10), 55-1.

TOKINAGA, H.; TANIMOTO, Y.; XIE, S. P. SST-Induced Surface Wind Variations over the Brazil-Malvinas Confluence: Satellite and In Situ Observations. **Journal of climate**, v. 18, n. 17, p. 3470–3482, 2005.

WELLS, N. **The atmosphere and ocean: A physical introduction**. By Neil Wells. John Wiley & Sons, Chichester. Second edition 1997. P.315-349.

YANG, Jiayan. Local and remote wind stress forcing of the seasonal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) transport at 26.5° N. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, 2015.