

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

Marcelo Freitas Santini

**DETERMINAÇÃO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR E  
*MOMENTUM* ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA NA REGIÃO  
SUDOESTE DO OCEANO ATLÂNTICO**

Santa Maria, RS

2017

**Marcelo Freitas Santini**

**DETERMINAÇÃO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR E *MOMENTUM*  
ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA NA REGIÃO SUDOESTE DO OCEANO  
ATLÂNTICO**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do título de **Doutor em Meteorologia**.

Orientador: Prof<sup>o</sup> Dr. Ronald Buss de Souza

Co-orientador: Prof<sup>o</sup> Dr. Luciano Ponzi Pezzi

Santa Maria, RS

2017

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Santini, Marcelo Freitas  
Determinação dos fluxos turbulentos de calor e momentum entre o oceano e atmosfera na região sudoeste do Oceano Atlântico / Marcelo Freitas Santini.- 2017.  
100 p.; 30 cm

Orientador: Ronald Buss de Souza  
Coorientador: Luciano Ponzi Pezzi  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2017

1. Fluxos turbulentos de calor e momentum 2. Interação oceano-atmosfera 3. Oceano Atlântico Sudoeste I. Souza, Ronald Buss de II. Pezzi, Luciano Ponzi III. Título.

**Marcelo Freitas Santini**

**DETERMINAÇÃO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR E *MOMENTUM*  
ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA NA REGIÃO SUDOESTE DO OCEANO  
ATLÂNTICO**

Tese apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do título de **Doutor em Meteorologia**.

**Aprovado em 31 de agosto de 2017:**

---

**Ronald Buss de Souza, Dr. (CRS-INPE)**

---

**Franciano Scremin Puhales, Dr. (UFSM)**

---

**Otávio Costa Azevedo, Dr. (UFSM)**

---

  
**Carlos Alessandre Domingos Lentini, Dr. (UFBA)**

---

  
**Maurício Magalhães Mata, Dr. (FURG)**

**Santa Maria, RS**

**2013**

## **DEDICATÒRIA**

Aos meus pais, a minha companheira Andréia e meus irmãos. Dedico também em especial a minha tia/irmã Janaina, que durante essa caminhada nos deixou, nos privando de seu carinho e alegria, mas que sempre me incentivou e deu forças para que perseguisse e alcançasse meus sonhos.

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço aos meus pais e irmãos por todo o incentivo e por sempre acreditarem em mim e no meu trabalho.

A minha companheira Andréia por toda paciência, incentivo e amor durante essa caminhada.

Aos professores e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFSM pela oportunidade e por toda estrutura oferecida para o desenvolvimento de minha tese.

Aos meus orientadores Dr. Ronald Buss de Souza e Dr. Luciano Ponzi Pezzi, que além de grandes amigos, sempre me incentivaram e desafiaram acreditando no potencial do estudo que desenvolvi. Assim como todas as oportunidades que eles me proporcionaram.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo fomento de meu doutorado, sem o qual seria impossível de ser realizado.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) por todo apoio e estrutura que me foi disponibilizada para a conclusão de minha tese.

Aos projetos ACEX (CNPq - 558108/2009-1), SIMTECO (FINEP) e INTERCONF (CNPq/PROANTAR 704222/2009) que permitiram através da busca do avanço da ciência brasileira no entendimento dos processos de interação oceano-atmosfera gerar valiosos conjuntos de dados como os utilizados nesse estudo.

Ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT-Criosfera) pelo fomento das campanhas de coletas dos dados utilizados nesse estudo.

Aos Comandantes da Marinha do Brasil (Benoni, Pinto Homem e Daniel) dos Navios Cruzeiro do Sul e Alte. Maximiano, e suas tripulações, assim como ao PROANTAR, que auxiliaram na realização dos experimentos que forneceram os dados utilizados nesse estudo.

Ao Laboratório de Integração e Testes do INPE (LIT-INPE) por permitir a realização de experimentos de calibração de sensores utilizados nas coletas de dados tornando meus resultados mais robustos e confiáveis.

Aos colegas e amigos dos Laboratório de Meteorologia e Oceanografia por Satélites (LAMOS) do Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais (CRS-INPE) e do Laboratório de estudos da Interação Oceano-Atmosfera (LOA-INPE) por todo companheirismo, ajuda e discussões que enriqueceram minha tese.

## RESUMO

# DETERMINAÇÃO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR E MOMENTUM ENTRE O OCEANO E A ATMOSFERA NA REGIÃO SUDOESTE DO OCEANO ATLÂNTICO

AUTOR: Marcelo Freitas Santini  
ORIENTADOR: Ronald Buss de Souza  
COORIENTADOR: Luciano Ponzi Pezzi

Conhecer os fluxos de massa, *momentum* e energia entre a atmosfera e o oceano em diferentes regiões do planeta é de extrema importância para a melhoria das previsões de tempo e clima. Principalmente em regiões como o oceano Atlântico Sul, onde a formação e propagação de sistemas atmosféricos transientes, são frequentes. No desenvolvimento desse estudo foram utilizados dados coletados durante cruzeiros a bordo de navios brasileiros de pesquisa no oceano Atlântico Sudoeste em junho de 2012, outubro de 2013 e outubro de 2014. Esse trabalho compara os fluxos de calor sensível ( $H$ ), calor latente ( $Le$ ) e *momentum* ( $\tau$ ) entre o oceano e a atmosfera, assim como a velocidade de fricção ( $u_*$ ). Esses parâmetros são obtidos através da metodologia da Covariância de Vórtices (CV) e estimativas obtidas através da parametrização turbulenta de *bulk* (*bulk*). São descritas e analisadas as diferenças temporais e espaciais para o período dos três cruzeiros, sua relação com variáveis e processos locais e com efeitos de grande escala atmosférica. As diferenças mais significativas são associadas a regiões onde são observados intensos gradientes de temperatura da superfície do mar (TSM), intensas diferenças entre a TSM e a temperatura do ar ( $T_{ar}$ ), mudanças na direção do vento e transição de sistemas sinóticos. A velocidade de fricção, importante por forçar as correntes oceânicas e pelo seu papel na determinação dos fluxos turbulentos, apresentou uma boa concordância entre os dois métodos. Essa, se mostrou fortemente dependente da magnitude do vento na superfície oceânica. O fluxo de *momentum* também apresentou boa coerência entre os dois métodos utilizados, tanto em magnitudes médias como em sua variabilidade temporal. Sendo dependente da velocidade do vento, porém variações temporais no seu comportamento foram associadas principalmente as alterações na direção do vento. O fluxo de calor sensível apresentou uma boa concordância entre os dois métodos, tanto em magnitude como em variabilidade temporal. Sendo as maiores discrepâncias, relacionadas à grandes diferenças entre a  $T_{ar}$  e a TSM. O fluxo de calor latente apresentou consideráveis diferenças entre os dois métodos durante os experimentos de 2012 e 2013, realizadas na costa sudeste do Brasil e na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), respectivamente. Essas diferenças foram associadas a processos de advecção fria, altas magnitudes do vento e intensos gradientes horizontais de TSM. Durante o experimento de 2013, as magnitudes médias de  $Le$  foram bem coerentes entre os dois métodos, sendo as maiores diferenças observadas sobre a região da CBM. Considerando que a região desse estudo é muito dinâmica, tanto do ponto de vista espacial como temporal, no oceano e na atmosfera, esse trabalho demonstrou que em muitas situações *bulk* não representa a realidade local. O presente trabalho permitiu um avanço no conhecimento presente sobre os processos de interação oceano-atmosfera que tem importância reconhecida para o tempo e clima da América do Sul. Com base nos resultados desse trabalho, futuros estudos na área de modelagem numérica de previsão de tempo e clima, assim como de circulação geral dos oceanos podem ser melhorados.

**Palavras-chave:** Fluxos de calor. *Momentum*. Interação oceano-atmosfera. Oceano Atlântico Sudoeste.

## ABSTRACT

### DETERMINATION OF HEAT AND *MOMENTUM* TURBULENT FLUXES BETWEEN THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE IN THE SOUTHWEST REGION OF THE ATLANTIC OCEAN

AUTHOR: Marcelo Freitas Santini  
ADVISOR: Ronald Buss de Souza  
CO-ADVISOR: Luciano Ponzi Pezzi

The knowledge about the mass and energy fluxes between the atmosphere and the ocean at different regions of the planet is of utmost importance for the improvement of the weather and climate predictions. This is mainly necessary in regions such as the South Atlantic Ocean where the formation and propagation of atmospheric transient systems like cyclones and cold fronts are frequent. For the realization of this study we used data collected during cruises onboard Brazilian research ships in the Southwestern Atlantic ocean in June 2012, October 2013 and October 2014. This work compares the sensible heat ( $H$ ), latent heat ( $Le$ ) and *momentum* ( $\tau$ ) fluxes between the ocean and the atmosphere, as well as the friction velocity ( $u_*$ ) obtained from direct measurements using the Eddy Covariance Methodology (EC) with estimated obtained from the *bulk* turbulent parameterization. We describe and analyze the spatial and temporal differences for the period of the three cruises and their relation with local variables and processes, and with atmospheric effects at the large scale. The most significant differences are associated to regions where we observe intense SST gradients, intense differences between the air temperature ( $T_{\text{air}}$ ) and SST, changes in the wind direction and the transition of synoptic systems. Friction velocity, important for forcing the oceanic currents and for its role on the turbulent fluxes determination, presented a good agreement between the two methods used here. The  $u_*$  showed to be strongly dependent on the wind magnitude at the sea surface. *Momentum* fluxes also presented a good coherency between the two methods utilized, both on mean magnitudes and temporal variability. As expected,  $\tau$  was dependent on the wind velocity, however temporal variations on its behavior were mainly associated to changes in the wind direction. Sensible heat flux presented a good agreement between the two methods, were *bulk* was able to reproduce in both magnitude and temporal variability the results obtained through CV. The  $H$  was mainly associated to the magnitude of the difference between SST and  $T_{\text{air}}$ . Latent heat flux presented significant differences between the two methods during the 2012 and 2013 experiments, performed at the southeastern coast of Brazil and at the Brazil-Malvinas Confluence (BMC) region, respectively. These differences were mostly associated to cold advection processes, high wind magnitudes and intense horizontal SST gradients. Nevertheless, during the 2013 experiment, the mean magnitudes of  $Le$  presented a good agreement, with the higher differences present at the BMC region. Considering that our study region is very dynamical at both spatial and temporal viewpoints, at the ocean and in the atmosphere, this work has demonstrated that in many situations the *bulk* parameterization does not represent the local reality. The present work allowed an advance in the present knowledge about the ocean-atmosphere interaction processes which have recognized importance for the weather and the climate of South America. Based upon the results of this work, future studies in the fields of numerical modeling of weather and climate, as well as general ocean circulation, may be improved.

**Key words:** Heat fluxes. *Momentum*. Ocean-atmosphere interaction. Southwestern Atlantic Ocean.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 2.1 – Balanço médio de energia terrestre entre março de 2000 e maio de 2004 com seus principais componentes. Valores de energia representados estão em  $W/m^2$ . ..... 18
- Figura 2.2 – Transporte meridional de energia: Média anual e zonal do transporte meridional para o período entre 2000 e 2014 em PW para (esquerda) para todo o sistema terrestre (preta), para a atmosfera (vermelho) e para o oceano (azul). (direita) A componente oceânica dividida em contribuições dos oceanos Atlântico (violeta), Pacífico (vermelho) e Índico (verde) que se combinam a sul de  $35^\circ$  para fornecer os valores do oceano austral, como indicado no pequeno mapa abaixo. As barras representam  $\pm 1$  desvio padrão. .... 20
- Figura 2.3 – Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM): a camada superficial molecular é a mais fina em contato direto com a superfície do oceano. A camada superficial turbulenta,  $\sim 10\%$  da CLAM, é onde as amostras de superfície (navio e boias) são realizadas. A camada de mistura, na ordem de  $80\%$  da CLAM é bem misturada devido a turbulência. A camada de inversão é caracterizada pela inversão dos gradientes e inibição de mistura além da CLAM. .... 22
- Figura 2.4 - Média diária do fluxo de calor latente entre o oceano e a atmosfera (a-c) e do fluxo de calor sensível (d-f) em  $W/m^2$ , na área de estudo, a sul da latitude de  $30^\circ$  nas primeiras (a,d), e nas últimas (b,e) décadas do período analisado, e a diferença entre eles (c,f). .... 25
- Figura 2.5 – Derrotas realizadas pelos diferentes cruzeiros científicos no oceano Atlântico Sul utilizados nesse estudo. ACEX/SIMTECO - 2012 (verde, entre os dias 161 e 168), INT-32 - 2013 (azul, entre os dias 287 e 293), INT-33 - 2014 (vermelho, entre os dias 290 e 296). Os círculos brancos indicam o início de cada dia durante a realização dos cruzeiros partindo da direção norte para sul. .... 28
- Figura 2.6 – Climatologia mensal entre 1979 e 2015 da altura geopotencial em 850 hPa normalizada (gpn). As magnitudes foram normalizadas removendo média anual da média espacial da altura geopotencial (1517,16 gpn) sobre a região do oceano Atlântico sul contornada pela área entre  $45^\circ S$  e  $0^\circ$  e  $45^\circ O$  e  $10^\circ L$ . Os valores de 10 e 28 gpn são marcados pelas linhas de contorno. .... 30
- Figura 2.7 – a) Estatística para as principais regiões ciclogênicas no entorno do continente Antártico e América do Sul através de linhas de densidade de vorticidade em 850 hPa. Os contornos indicam a densidade das trajetórias com níveis de 0,5, 1,0, 2,0 e 4,0 por unidade de área. O sombreado de cinza indica a densidade de trajetórias para a vorticidade em 250 hPa. b) Trajetórias de todos os ciclones identificados em 850 hPa que são originários da região de ciclogênese próximo a  $30^\circ S$  sobre a América do Sul. Cores indicam a intensidade para cada passo de tempo de 6 horas em  $10^{-5}s^{-1}$ . c) Densidade de trajetórias (cores) em ocorrências por mês por unidade de área e intensidade média (contornos) em unidades de vorticidade para 850 hPa ( $10^{-5}s^{-1}$ ). .... 31
- Figura 2.8 - Representação esquemática em larga escala das correntes geostróficas superficiais para o outono austral no oceano Atlântico Sul. O retângulo vermelho destaca a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). .... 33
- Figura 2.9 – Circulação superficial na região da costa sudeste da América do Sul indicando as principais correntes oceânicas. Em tons de azul, são indicadas as regiões impactadas pela descarga do Rio da Prata e do Canal de Magalhães. .... 34
- Figura 3.1 – a) Torre micrometeorológica fixada na proa do Navio Hidroceanográfico Cruzeiro do Sul durante a realização do Cruzeiro ACEX/SIMTECO. b) Torre

	micrometeorológica fixada na proa do Navio Polar Almirante Maximiano durante as campanhas INT32 e INT33. ....	37
Figura 3.2	- Esquema da torre micrometeorológica instalada na proa do H38 e H41, e disposição dos instrumentos meteorológicos instalados nela: (1) Anemômetro sônico CSAT3; (2) Bússola; (3) Analisador de gás LI-COR 7200 enclosed path CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> O; (4) Termo-higrômetro; (5) GPS GARMIN; (6) Radiômetro CMP3 e (7) Motion Pack. As siglas NM e BT representam nível do mar e base da torre, respectivamente. ....	39
Figura 3.3	- Sensor de movimento utilizado para medir as acelerações e variações angulares do movimento dos navios de pesquisa durante os cruzeiros ACEx/SIMTECO, INT32 e INT33.....	41
Figura 3.4	- Velocidade vertical coletada pelo anemômetro sônico (cinza) e velocidade vertical corrigida (preto) dos dias 18 (a) e 20 (b) de outubro de 2014 durante a INT33.	46
Figura 4.1	- Temperatura média da superfície do mar entre os dias 161 e 168 de 2012 durante o cruzeiro ACEx/SIMTECO, obtidos pelo sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) transportado pelo satélite Aqua Earth-Observing Satellite Mission (AQUA). A linha preta indica a trajetória realizada durante a execução do cruzeiro. Os círculos brancos indicam o início de cada dia do ano de 2012 sobre a trajetória realizada. ....	54
Figura 4.2	- Pressão atmosférica e velocidade do vento na região do cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012. ....	55
Figura 4.3	- Temperatura do ar e TSM amostradas na região do cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012. ....	56
Figura 4.4	- Parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov calculados por CV e <i>bulk</i> (linhas sólidas cinza e preta, respectivamente) e TSM-T <sub>ar</sub> (linha pontilhada) na região do cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012. ....	57
Figura 4.5	- Velocidade de fricção calculada com dados coletados na região do cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012 através da parametrização de <i>bulk</i> ( $\mathbf{u} * \mathbf{b}$ ) e da CV ( $\mathbf{u} * \mathbf{cv}$ ).....	58
Figura 4.6	- Viés entre velocidade de fricção calculada com dados coletados na região do cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012. ....	59
Figura 4.7	- Fluxo de <i>momentum</i> a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012 através da parametrização de <i>bulk</i> ( $\tau_b$ ) e da CV ( $\tau_{cv}$ ).	60
Figura 4.8	- Viés do fluxo de <i>momentum</i> calculado com dados coletados na região do cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012. ....	61
Figura 4.9	- Fluxo de calor sensível ( $H$ ) a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012. ....	62
Figura 4.10	- Viés do fluxo de calor sensível a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012. ....	63
Figura 4.11	- Fluxo de calor latente ( $Le$ ) a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012. ....	63
Figura 4.12	- Viés do Fluxo de calor latente a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012. ....	64
Figura 4.13	- Temperatura média da superfície do mar entre os dias 289 e 296 (16 a 23 de outubro) de 2013 durante a INT32 na região da Confluência Brasil-Malvinas obtidas através do sensor MODIS-AQUA. A linha preta indica a trajetória realizada durante a execução do cruzeiro. Os círculos de fundo branco indicam o início de cada dia do ano de 2013 sobre a trajetória realizada. ....	66
Figura 4.14	- Perfil vertical de temperatura do mar obtido através de sondas tipo XBT entre os dias 287 e 291 de 2013 na região da CBM. ....	67

Figura 4.15 – Condições atmosféricas em superfície para às 0:00 UTC entre os dias 15 (287) e 20 (293) de outubro de 2013 a partir de dados de reanálise CFSv2. A trajetória realizada pelo H41 é indicada através dos pontos pretos. O sombreado indica a advecção de temperatura em superfície (°C/dia). Os vetores indicam velocidade (m/s) e direção do vento (°). As linhas vermelhas indicam a pressão ao nível médio do mar (hPa). E, as linhas pretas indicam os valores de temperatura do ar em 2 m (°C). .....	68
Figura 4.16 – Continuação da Figura 4.15 .....	69
Figura 4.17 - Pressão atmosférica e velocidade do vento amostrada pelos sensores fixados na torre micrometeorológica entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.....	70
Figura 4.18 - Temperatura da superfície do mar (linha escura) amostrada pelo termosalinógrafo de casco do H41 e temperatura do ar (linha cinza) amostrada pela torre micrometeorológica entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.....	70
Figura 4.19 - Parâmetro de estabilidade, $T_{SM} - T_{ar}$ , amostrada entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.....	71
Figura 4.20 - Velocidade de fricção ( $u^*$ ) calculada com dados coletados entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM através da parametrização de $bulk(u^*b)$ e da CV ( $u^*cv$ ).....	72
Figura 4.21 - Viés entre velocidade de fricção ( $u^*$ ) calculada com dados coletados entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	73
Figura 4.22 - Fluxo de <i>momentum</i> estimado por <i>bulk</i> (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM .....	74
Figura 4.23 - Viés entre fluxo de <i>momentum</i> estimado por <i>bulk</i> e calculado por CV entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	75
Figura 4.24 - Fluxo de calor sensível estimado por <i>bulk</i> (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	76
Figura 4.25 - Viés entre fluxo de calor sensível estimado por <i>bulk</i> e calculado por CV entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	76
Figura 4.26 - Fluxo de calor latente estimado por <i>bulk</i> (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	77
Figura 4.27- Viés entre fluxo de calor latente estimado por <i>bulk</i> e calculado por CV entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	78
Figura 4.28- Temperatura média da superfície do mar entre os dias 289 e 296 de 2014 durante a Operação Antártica XXXIII atravessando a região da Confluência Brasil-Malvinas do sensor MODIS-AQUA. A linha preta indica a trajetória realizada durante a execução do cruzeiro. Os círculos de fundo branco indicam o início de cada dia do ano de 2014 sobre a trajetória realizada. ....	79
Figura 4.29 – Condições atmosféricas em superfície para às 0:00 UTC entre os dias 17 (290) e 22 (296) de outubro de 2014 a partir de dados de reanálise CFSv2. A trajetória realizada pelo H41 é indicada através dos pontos pretos. O sombreado indica a advecção de temperatura em superfície. Os vetores indicam velocidade e direção do	

	vento. As linhas vermelhas indicam a pressão ao nível médio do mar. E, as linhas pretas indicam os valores de temperatura do ar em 2 m.....	80
Figura 4.30 –	Continuação da Figura 4.29 .....	81
Figura 4.31 –	Perfil vertical de temperatura do mar obtido através de sondas tipo XBT entre os dias 291 e 294 de 2014 na região da CBM. O eixo de latitudes não possui uma distribuição discreta devido às variações latitudinais do H41 a fim de se manter sobre os dois lados da CBM durante as amostragens do ciclo diurno.....	82
Figura 4.32 -	Pressão atmosférica e velocidade do vento amostrada pelos sensores fixados na torre micrometeorológica entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.....	83
Figura 4.33 -	Temperatura da superfície do mar (linha escura) amostrada pelo termosalinógrafo de casco do H41 e temperatura do ar (linha cinza) amostrada pela torre micrometeorológica entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.....	83
Figura 4.34 -	Parâmetro de estabilidade, TSM-Tar, amostrada entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.....	85
Figura 4.35 -	Velocidade de fricção ( $u^*$ ) calculada com dados coletados na região do cruzeiro INT33 entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM através da parametrização de <i>bulk</i> ( $u^* b$ ) e da CV ( $u^* cv$ ).....	85
Figura 4.36 -	Viés entre velocidade de fricção ( $u^*$ ) calculada com dados coletados na região do cruzeiro INT32 entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.....	86
Figura 4.37 -	Fluxo de <i>momentum</i> estimado por <i>bulk</i> (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	87
Figura 4.38 -	Viés entre fluxo de <i>momentum</i> estimado por <i>bulk</i> e calculado por CV entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	88
Figura 4.39 -	Fluxo de calor sensível estimado por <i>bulk</i> (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	89
Figura 4.40 -	Viés entre fluxo de calor sensível estimado por <i>bulk</i> e calculado por CV entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	90
Figura 4.41 -	Fluxo de calor latente estimado por <i>bulk</i> (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	90
Figura 4.42 -	Viés entre fluxo de calor sensível estimado por <i>bulk</i> e calculado por CV entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM. ....	92

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Cruzeiros científicos coletando dados micrometeorológicos realizados no Oceano Atlântico Sul a partir do ano 2012: INT-XX (INTERCONF – Ano da OPERANTAR); ACEx ( <i>Atlantic Ocean Carbon Experiment</i> )/SIMTECO (Sistema de Monitoramento de Tempo, Clima e Oceano no Sul do Brasil). As siglas indicam Corrente do Brasil (CB), Confluência Brasil-Malvinas (CBM) e Corrente das Malvinas (CM).....	27
Tabela 3.1 – Correções para os dados amostrados de acelerações e os coeficientes para as equações de ajuste linear. Os sentidos AH e H, representam o sentido de rotação anti-horário (negativo) e horário (positivo), respectivamente.....	42
Tabela 3.2 - Correções para os dados amostrados de variações angulares e os coeficientes para as equações de ajuste linear. Os sentidos AH e H, representam o sentido de rotação anti-horário (negativo) e horário (positivo), respectivamente. ....	43
Tabela 3.3 - Correções para os dados amostrados de acelerações nas três direções. Os sentidos AH e H, representam o sentido de rotação anti-horário (negativo) e horário (positivo), respectivamente. ....	44
Tabela 3.4 - Correções para os dados amostrados de acelerações nas três direções. Os sentidos AH e H, representam o sentido de rotação anti-horário (negativo) e horário (positivo), respectivamente. ....	44
Tabela 4.1 – Valores médios e desvios padrão (DP) calculados e estimados através da CV e de <i>bulk</i> , respectivamente, para o cruzeiro ACEx/SIMTECO da velocidade de fricção ( $\mathbf{u}^*$ ), fluxo de <i>momentum</i> ( $\boldsymbol{\tau}$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) entre os dias 164 e 172 do ano de 2012 sobre a plataforma continental sudoeste do Brasil. ....	55
Tabela 4.2 - Valores médios e desvios padrão (DP) calculados e estimados através da CV e de <i>bulk</i> , respectivamente, para o cruzeiro INT32 da velocidade de fricção ( $\mathbf{u}^*$ ), fluxo de <i>momentum</i> ( $\boldsymbol{\tau}$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) entre os dias 287 e 293 (14 e 20 de outubro) do ano de 2013 sobre a região sudoeste do OA. ....	72
Tabela 4.3 – Valores médios e desvios padrão (DP) calculados e estimados através da CV e de <i>bulk</i> , respectivamente, para o cruzeiro INT33 da velocidade de fricção ( $\mathbf{u}^*$ ), fluxo de <i>momentum</i> ( $\boldsymbol{\tau}$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) entre os dias 290 e 296 do ano de 2014 sobre a região sudoeste do OA. ....	84

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACEx	Ocean Carbon Experiment –Estudo observacional e numérico dos fluxos de calor, momentum e CO <sub>2</sub> na interface oceano-atmosfera do Oceano Atlântico Sul
ACEx/SIMTECO	Campanha ACEx/SIMTECO
AQUA	Aqua Earth-Observing Satellite Mission
Bulk	Parametrização turbulenta de bulk
CB	Corrente do Brasil
CBM	Confluência Brasil-Malvinas
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCB	Corrente Costeira do Brasil
CFSv2	Climate Forecast System versão 2
CI	Camada de Inversão
CLAM	Camada Limite Atmosférica Marinha
CLP	Camada Limite Planetária
CM	Corrente das Malvinas
CMi	Camada de Mistura
CS	Camada Superficial
CSM	Camada Superficial Molecular
CV	Covariância de vórtices
DI	Dissipação Inercial
DME	Decomposição de Modos Empíricos
EMA	Estação Meteorológica Automática
FS	Frente Subantártica
FSP	Frente Subtropical de Plataforma
GPN	Altura Geopotencial Normalizada
GPS	Global Position System
GS	Giro Subtropical
H	Fluxo de Calor Sensível
H38	NHo Cruzeiro do Sul
H41	NPol Almirante Maximiano
INT32	Campanha INTERCONF 32
INT-33	Campanha INTERCONF 33
INTERCONF Malvinas	Programa Interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil- Malvinas
IOA	Interação Oceano-Atmosfera
L	Escala de Comprimento de Obukov
Le	Fluxo de Calor Latente
LIT/INPE	Laboratório de Metrologia Física do Laboratório de Integração e Testes – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MB	Marinha do Brasil
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MP	Sensor de Movimento (MotionPak)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NHo	Navio Hidroceanográfico
NPol	Navio Polar
OA	Oceano Atlântico

OPERANTAR	Operação Antártica Brasileira
PROANTAR	Programa Antártico Brasileiro
SCMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
TOGA-COARE	Tropical Ocean Global Atmosphere Response Experiment
$T_{ar}$	Temperatura do ar
TSM	Temperatura da superfície do mar
TSMO	Teoria de Similaridade de Monin Obukhov
$\tau_{cv}$	Fluxo de momentum calculado por covariância de vórtices
$\tau_b$	Fluxo de momentum estimado pela parametrização de bulk
$u$	Componente zonal do vento
$u_*$	Velocidade de fricção
$u_*b$	Velocidade de fricção estimada por bulk
$u_*cv$	Velocidade de fricção calculada por covariância de vórtices
$v$	Componente meridional do vento
$w$	Componente vertical do vento
XBT	Expendable Bathythermograph
$\zeta$	Parâmetro de Estabilidade

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	15
1.1	OBJETIVOS.....	16
<b>1.1.1</b>	<b>Objetivo Geral</b> .....	16
<b>1.1.1</b>	<b>Objetivos Específicos</b> .....	16
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	18
2.1	BALANÇO DE ENERGIA GLOBAL.....	18
2.2	TRANSPORTE MERIDIONAL DE CALOR.....	19
2.3	CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA.....	21
2.4	FLUXOS DE CALOR, <i>MOMENTUM</i> E INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA.....	23
2.5	CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS E OCEÂNICAS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL.....	28
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	36
3.1	DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS.....	36
<b>3.1.1</b>	<b>Campanha ACEX/SIMTECO</b> .....	36
<b>3.1.2</b>	<b>Campanha INTERCONF 32 (INT32)</b> .....	37
<b>3.1.3</b>	<b>Campanha INTERCONF 33 (INT33)</b> .....	38
3.2	DADOS UTILIZADOS.....	38
<b>3.2.1.</b>	<b>Estação Meteorológica Automática</b> .....	38
<b>3.2.2</b>	<b>Torre Micrometeorológica</b> .....	39
<b>3.2.3</b>	<b>Dados oceânicos</b> .....	40
<b>3.2.4</b>	<b>Dados de reanálise</b> .....	40
3.3	CALIBRAÇÃO DO SENSOR DE MOVIMENTO.....	41
<b>3.3.1</b>	<b>Calibração do sensor de movimento</b> .....	42
<b>3.3.2</b>	<b>Modelagem para magnitudes típicas de campanhas oceanográficas</b> .....	43
3.4	CORREÇÃO DOS DADOS DE VENTO.....	45
3.5	COVARIÂNCIA DE VÓRTICES.....	46
<b>3.5.1</b>	<b>Fluxo de <i>Momentum</i> e velocidade de fricção</b> .....	47
<b>3.5.2</b>	<b>Fluxo de Calor Sensível</b> .....	47
<b>3.5.3</b>	<b>Fluxo de Calor Latente</b> .....	48
<b>3.5.4</b>	<b>Parâmetros adicionais (Parâmetro de estabilidade e Escala de Comprimento de Obukov)</b> .....	48
3.6	FÓRMULAS DE <i>BULK</i> .....	49
3.7	PARÂMETROS ESTATÍSTICOS.....	51
<b>3.7.1</b>	<b>Média</b> .....	52
<b>3.7.2</b>	<b>Desvio Padrão</b> .....	52
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	53
4.1	RESULTADOS CAMPANHA ACEX/SIMTECO.....	53
4.2	RESULTADOS CAMPANHA INTERCONF 32 (INT32).....	65
4.3	RESULTADOS CAMPANHA INTERCONF 33 (INT33).....	79
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	93
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	96



## 1 INTRODUÇÃO

O estudo dos fluxos de massa e energia entre o oceano e a atmosfera é de extrema importância devido ao seu papel na compreensão do clima, ciclo hidrológico e do balanço de energia global (TRENBERTH, 2009). A escassez de medidas *in situ* sobre os oceanos limitam nosso conhecimento do comportamento dos fluxos entre esses dois meios. Como a água na fase líquida possui um calor específico muito maior que a atmosfera, é consenso que o oceano em função de sua massa total, capacidade calorífica, transporte de energia por convecção, advecção e turbulência, possui um enorme impacto no balanço de energia global, que pode variar significativamente sob escalas anuais ou mais longas (TRENBERTH e STEPANIAK, 2004).

A determinação dos fluxos na interface oceano-atmosfera, através de modelagem numérica, tanto para simulações de previsão de tempo quanto clima, têm como principal metodologia a parametrização turbulenta de *bulk* (*bulk*; RISEN e CHELTON, 2008). Através da velocidade de fricção ( $u_*$ ), correntes oceânicas são impulsionadas, e os fluxos turbulentos na camada limite atmosférica marinha (CLAM) são estimados. Modelos numéricos são ‘forçados’ com observações derivadas de sensores tipo escaterômetro e sensores de temperatura que operam na banda do infravermelho a bordo de satélites ambientais. No entanto, essas observações já possuem erros intrínsecos que podem propagar-se através das simulações numéricas (RISEN e CHELTON, 2008).

Com o objetivo de contribuir para uma melhor determinação dos componentes (calor latente e sensível) do balanço de energia global, e para uma adequada determinação do fluxo de *momentum*, sobre regiões de intensos gradientes horizontais de temperatura da superfície do mar (TSM), essa tese utiliza medidas oceânicas e atmosféricas obtidas em navios de pesquisa na região sudoeste do Oceano Atlântico (OA). A partir dessas medidas, são determinados os fluxos de calor e *momentum* através de dois métodos: a covariância de vórtices (CV) e a parametrização de *bulk*.

A CV é a única metodologia capaz de realizar medidas diretas dos fluxos entre esses dois meios (oceano/atmosfera; EDSON et al., 1998, 2003; MILLER et al., 2008, 2010; MARTINS, 2016.). No entanto, os movimentos dos navios utilizados nas coletas dos dados, respondem pelas maiores incertezas em uma eficiente correção do vetor velocidade do vento (EDSON et al., 1998; SJOBLUM e SMEDMAN, 2003; MILLER et al., 2008).

Por outro lado, devido a sua relativa facilidade de aplicação, *bulk*, que utiliza valores médios de parâmetros atmosféricos e oceânicos, é amplamente empregada pela comunidade

científica na determinação de fluxos de massa e energia (calor latente e sensível) em regiões oceânicas. Em termos médios e em baixas latitudes, *bulk* apresenta resultados satisfatórios (FAIRALL et al., 1996b; MILLER et al., 2010; EDSON et al., 2013) no entanto, sobre altas latitudes, durante a transição de sistemas sinóticos e em regiões de intensos gradientes horizontais de temperatura da superfície do mar, esse método não foi robustamente investigado.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Objetivo Geral

O principal objetivo desse estudo, é determinar, comparar e avaliar os fluxos de calor e *momentum* na CLAM obtidos através da Covariância de Vórtices (STULL, 1988) e estimados pela parametrização turbulenta de *bulk* (FAIRALL et al., 1996), em distintas condições atmosféricas e sobre intensos gradientes horizontais da TSM na região sudoeste do Oceano Atlântico. Dessa forma, pretende-se contribuir para o entendimento dos fluxos de *momentum* e calor na interface oceano-atmosfera através da aplicação de uma metodologia inédita de processamento de dados para essa região do oceano.

### 1.1.1 Objetivos Específicos

Para o desenvolvimento dessa tese, e cumprimento do objetivo principal, uma série de procedimentos se faz necessário. São eles:

- correção das séries de dados coletadas pelo sensor de movimento, instalado a bordo dos navios de pesquisa, utilizando os resultados da calibração do mesmo realizada sob condições controladas em um laboratório especializado;
- correção dos dados de velocidade e direção do vento amostrados por anemômetros sônicos através da remoção da influência do movimento do navio devido à navegação e ondas durante os três cruzeiros científicos aqui analisados;
- descrever e avaliar as condições atmosféricas e oceânicas durante as campanhas de coletas de dados;
- estimar os fluxos de *momentum*, calor sensível e latente através do método de *bulk*;
- calcular os fluxos de *momentum* e calor sensível e latente através do método da CV;

- analisar os resultados das séries de dados obtidas através da aplicação dos dois métodos supracitados, comparando e entendendo suas discrepâncias, assim como sua relação com as condições oceânicas e atmosféricas.

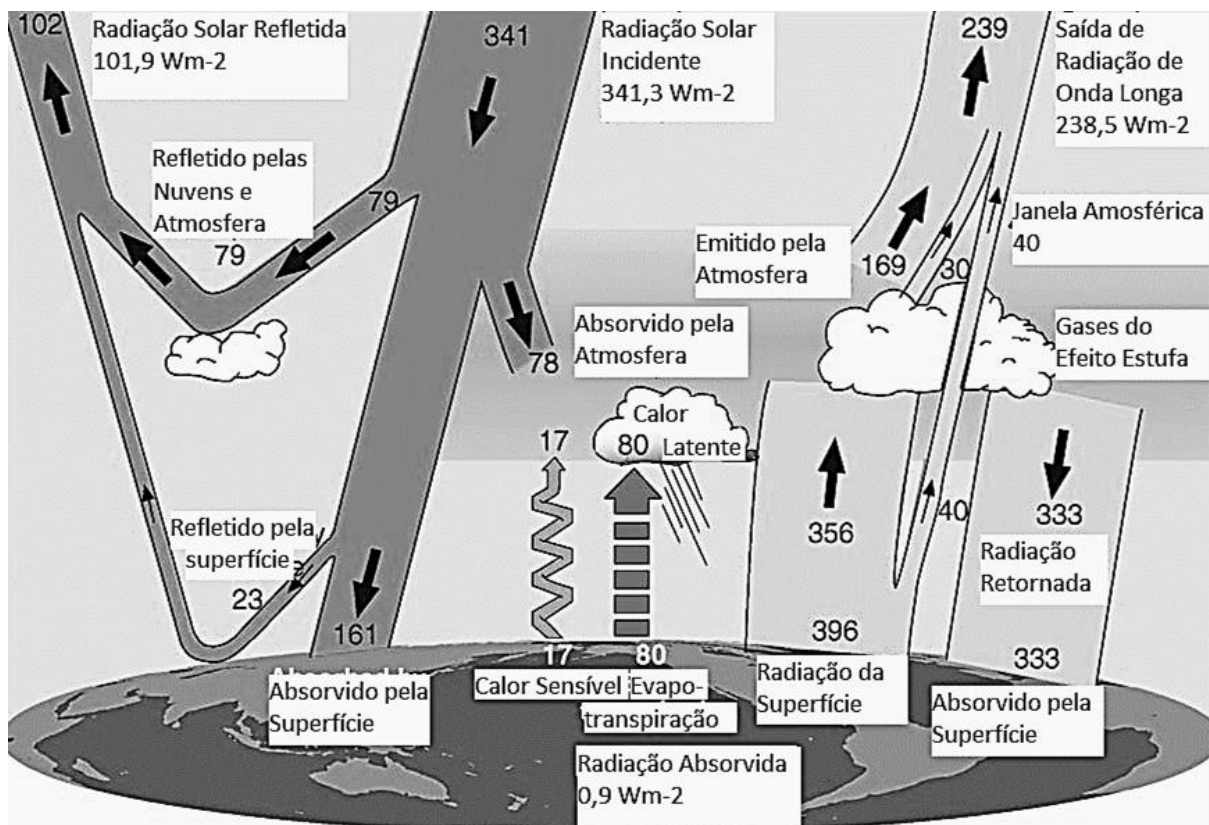
A estrutura dessa tese é segmentada em 5 capítulos. O primeiro capítulo é uma breve introdução, o segundo apresenta uma revisão bibliográfica onde é contextualizada essa tese e a área de estudo. O terceiro capítulo apresenta uma descrição dos materiais e métodos utilizados. O capítulo 4, subdividido em 3 seções, apresenta as condições ambientais encontradas durante as campanhas científicas estudadas nessa tese e os fluxos de calor e momentum. O capítulo 5, fecha essa tese mostrando as principais conclusões encontradas nesse estudo e algumas sugestões de atividades futuras.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 BALANÇO DE ENERGIA GLOBAL

Mudanças climáticas causadas pelo aumento da concentração de gases do efeito estufa geram incertezas no balanço (fluxo) de energia global no topo da atmosfera (TRENBERTH et al., 2014) através da absorção de radiação por esses gases, gerando assim um aquecimento (SOLOMON et al., 2007).

Figura 2.1 – Balanço médio de energia terrestre entre março de 2000 e maio de 2004 com seus principais componentes. Valores de energia representados estão em  $\text{W/m}^2$ .



Fonte: (Adaptado de TRENBERTH et al., 2009)

A energia incidente no sistema terrestre se dá na forma de radiação solar (ondas curtas), e em média o total de energia incidente no topo da atmosfera representa cerca de um quarto da irradiância solar total ( $\sim 341 \text{ W/m}^2$ ). Parte dessa energia, cerca de 29,9 %, é espalhada ou refletida novamente para o espaço por aerossóis, nuvens ou pela superfície terrestre (Figura 2.1; TRENBERTH et al., 2009). Para que o balanço de energia do sistema terrestre se encontre em equilíbrio, uma quantidade igual ao total de energia incidente no topo

da atmosfera precisa ser devolvida novamente para o espaço.

Parte da radiação na banda do infravermelho (ondas longas) perdida para a atmosfera se origina na superfície e é transmitida (relativamente sem impedimento) através da atmosfera. A esta banda espectral, na qual a atmosfera se torna transparente a radiação de onda longa, dentro do espectro de energia é definida como janela atmosférica (Figura 2.1). Embora do total de energia solar incidente, cerca de  $341 \text{ W/m}^2$ , seja parcialmente refletido pelas nuvens e pela superfície, 49% é absorvido pela superfície. Parte deste calor retorna para a atmosfera como calor sensível e uma parte ainda maior através da evapotranspiração, que é liberado na forma de calor latente durante a precipitação. O restante é irradiado como radiação termal infravermelha e grande parte dela é absorvida pela atmosfera e reemitida novamente, contribuindo para o efeito estufa (TRENBERTH e STEPANIAK, 2004).

Read et al. (2016) analisando diversos resultados apresentados nos últimos anos a partir de dados de sensoriamento remoto, medidas *in situ* e dados de reanálises, apresentam uma atualização para o balanço de energia proposto por Trenberth et al. (2009) e indicam que fluxos de calor latente e sensível respondem cada por uma incerteza de cerca de 5 a  $10 \text{ W/m}^2$ , sendo associadas essas incertezas, principalmente, a dificuldades de amostragens em regiões remotas. O comportamento dessas grandezas radiativas possui impacto sobre a precipitação em um cenário de mudanças climáticas fazendo com que esta seja difícil de ser prevista acuradamente, tornando-a uma incerteza chave para quantificação de cenários futuros (IPCC, 2013, READ et al., 2016)

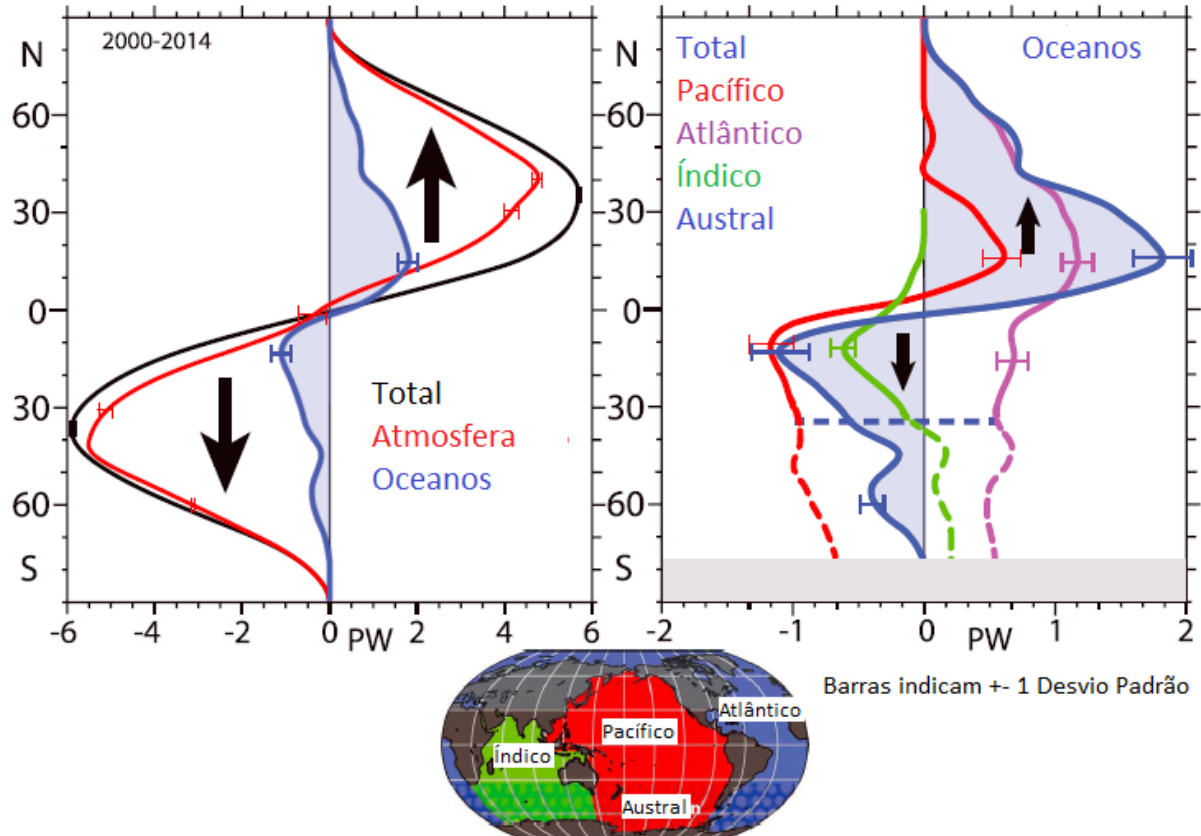
## 2.2 TRANSPORTE MERIDIONAL DE CALOR

Os oceanos são responsáveis por grande parte da distribuição de energia entre baixas e altas latitudes. O OA responde por uma grande parte do transporte meridional de calor, sendo sua importância realçada, graças à capacidade de transporte inter-hemisféricos (TRENBERTH e SOLOMON, 1994; TRENBERTH e CARON, 2001), sendo também o único oceano onde o transporte meridional médio de calor integrado é positivo (Figura 2.2). Isso se deve a grande diferença de cobertura oceânica entre os dois hemisférios (PEIXOTO e OORTI, 1992; PEZZI e SOUZA, 2009). Todavia, uma importante fração do transporte meridional de calor se dá através da atmosfera (Figura 2.2), onde processos complexos de interação com o oceano transportam energia e massa na forma de calor entre esses dois meios. Em latitudes médias, a radiação solar absorvida atinge um máximo no verão com os picos

próximos aos solstícios. Radiação de onda longa emitida também atinge seus máximos no verão, consistente com os máximos de temperatura sobre os continentes. No hemisfério sul, as diferenças entre oceano e continentes tem um pequeno papel e o principal transporte de energia pela atmosfera e oceano se dá na direção de regiões polares (FASULLO e TRENBERTH, 2008).

Trenberth e Fasullo (2017) apresentaram uma nova estimativa do transporte de calor do oceano de 2000 a 2013 em todo o OA (Figura 2.2). Foram combinados dados de radiação no topo da atmosfera com dados de reanálises para estimar os fluxos de calor em superfície combinados com o conteúdo de calor no oceano integrado verticalmente para estimar a divergência do transporte de calor do oceano. Eles indicam que a circulação de revolvimento meridional do OA possui o maior peso em transportes de calor e carbono através do oceano.

Figura 2.2 – Transporte meridional de energia: Média anual e zonal do transporte meridional para o período entre 2000 e 2014 em PW para (esquerda) para todo o sistema terrestre (preta), para a atmosfera (vermelho) e para o oceano (azul). (direita) A componente oceânica dividida em contribuições dos oceano Atlântico (violeta), Pacífico (vermelho) e Índico (verde) que se combinam a sul de 35° para fornecer os valores do oceano austral, como indicado no pequeno mapa abaixo. As barras representam  $\pm 1$  desvio padrão.



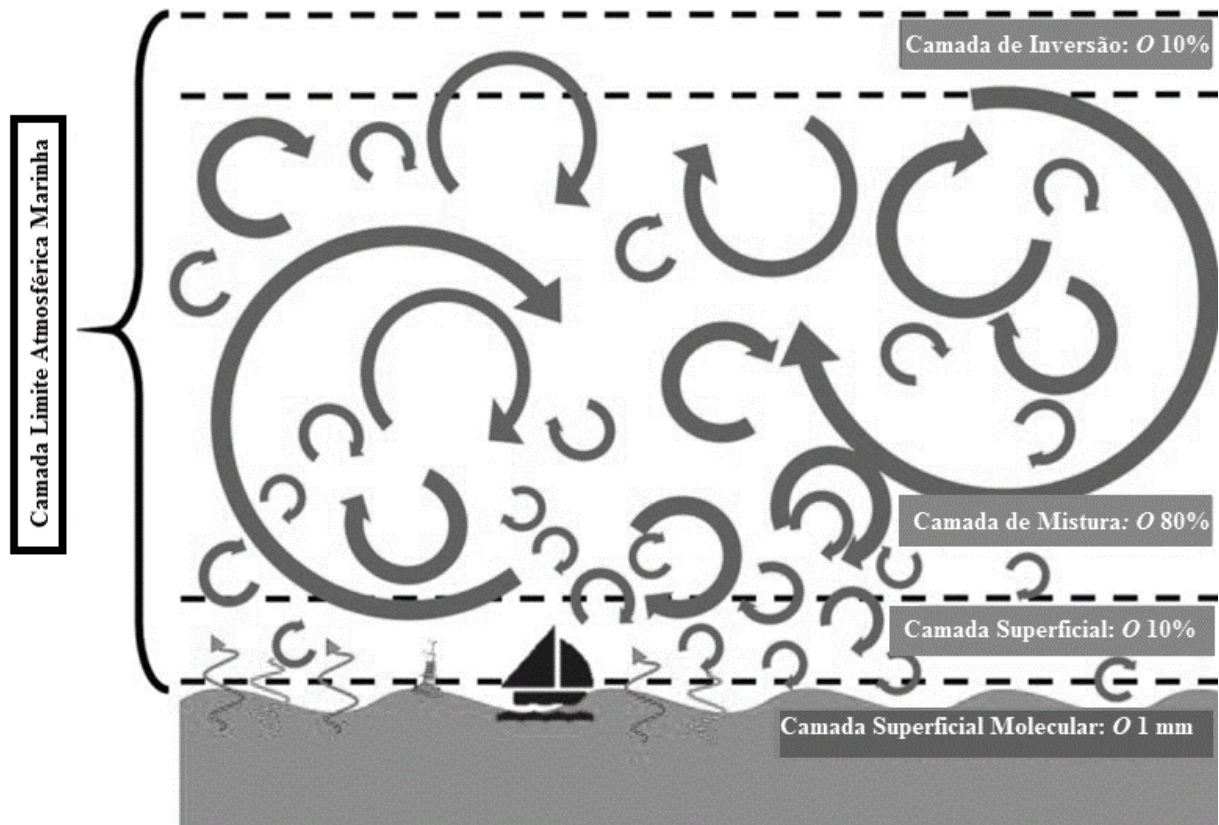
Fonte: (Adaptado de TRENBERTH e FASULLO, 2017)

### 2.3 CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA MARINHA

Processos de interação entre o oceano e atmosfera se dão normalmente na forma de fluxos de *momentum* e calor sensível ( $H$ ) e latente ( $Le$ ) afetando processos convectivos da atmosfera e processos dinâmicos e termodinâmicos oceânicos. Na CLAM, os fluxos turbulentos são dominantes nos processos de transferência de energia entre o oceano e a atmosfera. Ventos intensos forçam fluxos de calor sensível e latente e o cisalhamento do vento com a superfície transfere *momentum* para a camada superior oceânica (MARION, 2014). A CLAM é, na maioria das vezes, turbulenta e limitada por uma camada estaticamente estável através, no caso, através de uma inversão térmica. A profundidade da CLAM é determinada pela altura da inversão térmica variável no tempo e espaço, desde de dezenas de metros, em condições intensamente estaticamente estáveis, até alguns quilômetros, em condições altamente convectivas (HOLTON, 2004). A Figura 2.3 apresenta um esquema da distribuição das subcamadas da CLAM.

Através da camada superficial molecular (CSM), com espessura na ordem de 1mm, o atrito entre a superfície do oceano e a atmosfera, impede que as correntes superficiais oceânicas possuam a mesma velocidade que o ar em sua interface. Nessa camada, a velocidade vertical é igual a zero porque o ar não tem como fluir livremente entre os dois meios, embora em alguns casos, flutuações diferentes de zero ocorram na presença de ondas. Diferenças de temperatura e umidade na interface oceano-atmosfera controlam trocas difusivas nessa camada (FAIRALL et al., 1997; MARION, 2014). A camada superficial (CS) se encontra diretamente acima da CSM e representa cerca de 10 % da espessura da CLAM, no entanto sua profundidade depende da estabilidade e é mantida inteiramente por transferência vertical de *momentum* por vórtices turbulentos e não é diretamente dependente de *Coriolis* ou de forças do gradiente de pressão (HOLTON, 2004). É nessa camada que são realizadas as coletas de dados atmosféricos sobre o oceano, sendo os fluxos quase constantes com a altura e sua dinâmica parametrizada pela Teoria de Similaridade de Monin Obukhov (MONIN e OBUKHOV, 1954).

Figura 2.3 – Camada Limite Atmosférica Marinha (CLAM): a camada superficial molecular é a mais fina em contato direto com a superfície do oceano. A camada superficial turbulenta, ~10% da CLAM, é onde as amostras de superfície (navio e boias) são realizadas. A camada de mistura, na ordem de 80% da CLAM é bem misturada devido a turbulência. A camada de inversão é caracterizada pela inversão dos gradientes e inibição de mistura além da CLAM.



Fonte: (Adaptado de MARION, 2014)

Com o propósito de descrever as variáveis estatísticas turbulentas na Camada Limite Planetária (CLP), Monin e Obukhov, em 1954, desenvolveram uma teoria usualmente aplicada para a CS (MONIN e OBUKHOV, 1954; SORBJAN, 1986; WYNGAARD, 1990), onde os fluxos verticais são considerados constantes com a altura. Esta teoria combina a turbulência mecânica com a convectiva. A Camada de Mistura (CMi) responde por cerca de 80% da CLAM e é caracterizada por fracos gradientes verticais de suas propriedades devido a intensa mistura vertical turbulenta. A Camada de Inversão (CI), tem como principal característica uma intensa estabilidade causada pela ocorrência de uma inversão térmica e responde por cerca dos 10% superiores da CLAM (FAIRALL, et al., 1997; MARION, 2014).



## 2.4 FLUXOS DE CALOR, *MOMENTUM* E INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA

A interface oceano-atmosfera é cenário de uma grande quantidade de complexas interações termodinâmicas: recebe energia na forma de onda curta emitida pelo sol, mas reflete uma grande fração, permitindo que o restante transferido aqueça a camada superficial marinha e a CLAM (Figura 2.1). A interface também emite radiação de onda longa do oceano para a atmosfera e espaço. Usualmente, processos de transferência de calor do oceano para a atmosfera ocorrem de duas formas, através da transferência de calor latente e transferência de calor sensível (CSANADY, 2001) modulando a CLAM. A compreensão desses processos é chave para a verificação dos resultados e uma melhor qualidade das simulações e/ou previsões realizadas por modelos atmosféricos utilizados em estudos climáticos e de mudanças climáticas globais (TRENBERTH et al., 1994; TRENBERTH et al., 2001; RODWELL et al., 2002; GARZOLI et al., 2011) bem como para um melhor entendimento dos processos globais de distribuição energia.

Motivados pela compreensão dos processos de troca entre o oceano e a atmosfera, diversos estudos vêm sendo realizados desde a década de 60 no OA, iniciando com trabalho pioneiro de Bjerknes (1964) e a partir de diversas campanhas científicas em regiões oceânicas tropicais (SMITH et al., 1996). Os processos de troca entre esses dois meios contribuem para a modulação da CLAM. As principais campanhas foram realizadas em regiões tropicais e nos oceanos no hemisfério norte (LIU et al. 1979; CRAWFORD et al., 1993; FAIRALL, 1996a; EDSON et al. 2004; MILLER et al., 2008; MILLER et al., 2010). Os oceanos do hemisfério austral, mais recentemente, têm recebido atenção e entrado para cenário de campanhas científicas para o estudo dos processos de interação oceano-atmosfera (PEZZI et al., 2005, 2009 e 2016b; ACEVEDO et al., 2010; DE CAMARGO et al., 2013). Uma importante conclusão foi que, sobre quentes TSM, a CLAM é menos estável, dessa forma forçando mistura vertical, o que aprofunda a CLAM transportando *momentum* do alto da CLAM para baixo, e dessa forma acelerando os ventos em superfície. Sobre o lado frio, de regiões frontais oceânicas, a CLAM é mais estável e o cisalhamento vertical é forçado, o que leva a uma inibição na mistura vertical reduzindo dessa forma a espessura da CLAM, que desacelera os ventos em superfície (SAMELSON et al., 2006).

Os ventos em superfície são responsáveis pela geração das correntes superficiais oceânicas que forçam o oceano através da transferência de *momentum*. Este é um dos grandes motivos que tornam as observações sobre o cisalhamento do vento tão importantes, uma vez

que estes irão forçar simulações numéricas oceânicas. Existem pelo menos duas maneiras em que os ventos próximos a superfície influenciam o comportamento dos oceanos. Uma é através dos fluxos de calor, porque o tanto o calor sensível quanto o calor latente se intensificam com o aumento da velocidade do vento (PICKARD E EMERY, 1990). A outra maneira é através da produção de energia cinética turbulenta próximo à superfície oceânica, causando transferência de *momentum* da atmosfera para o oceano e promovendo mistura na Camada Limite Superficial Oceânica (KLINGER, et al., 2006).

A importância do rotacional do vento na manutenção da velocidade vertical de Ekman, em regiões oceânicas profundas, implica que o acoplamento entre os ventos e a TSM pode ter importante retroalimentação do sistema oceano-atmosfera sobre processos no oceano superficial próximo a regiões frontais (O'NEILL et al., 2003).

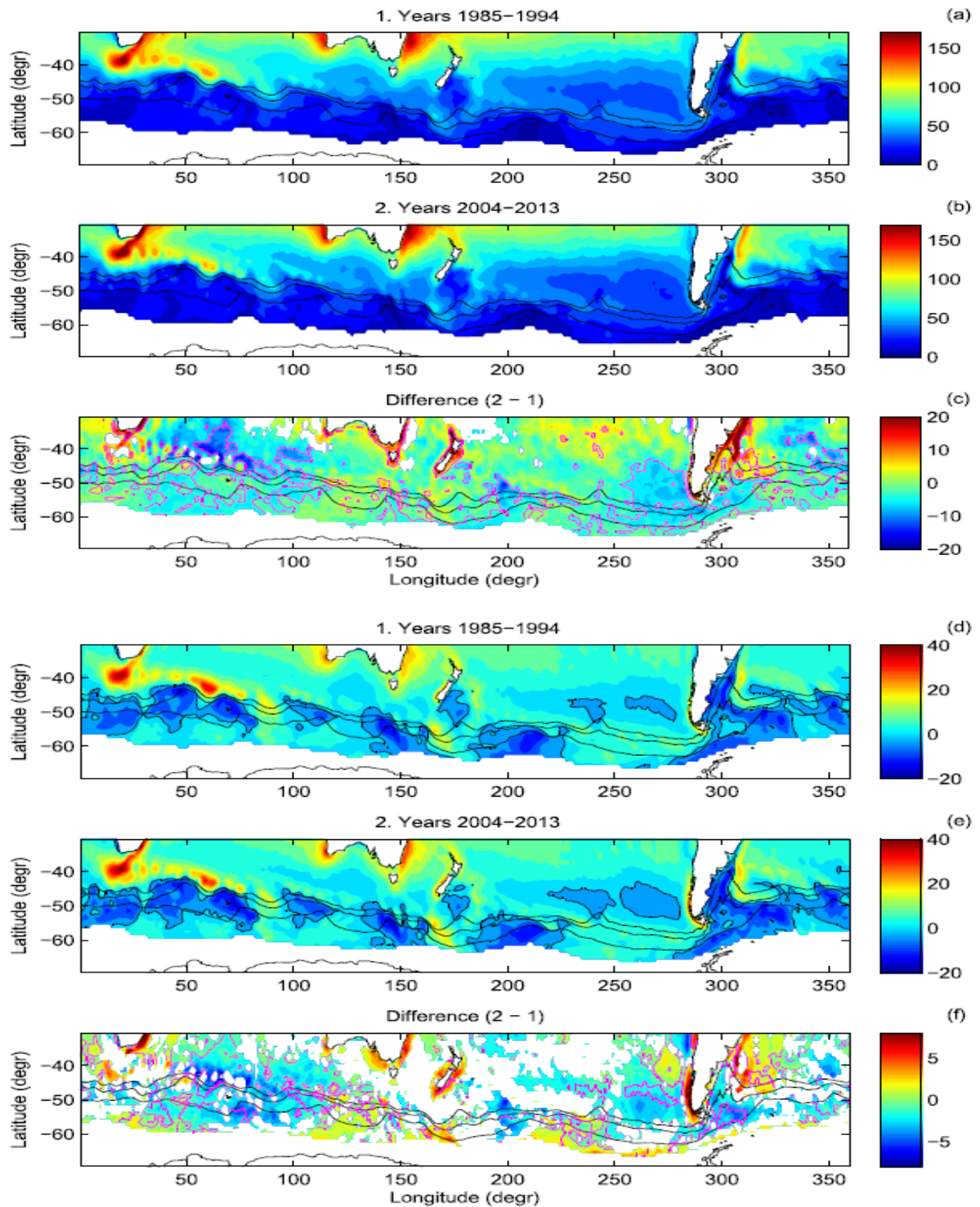
MILLER et al. (2008) compararam o impacto da correção do vento nos fluxos de *momentum* utilizando dados obtidos em navios e plataformas oceânicas de observação. Eles destacam que o movimento das boias e navios representam a maior fonte de incertezas nas medidas de turbulência e interação oceano-atmosfera (IOA) na CLAM.

A relação entre o vento na superfície do mar e a turbulência oceânica se dá via velocidade de fricção (KLINGER et al., 2006). Algumas deficiências do Modelo de Camadas de Ekman podem ser superadas se for separada a CS do restante da CLAM. Essa análise seria facilitada se fosse considerado o vento paralelo à superfície e dessa forma o transporte de *momentum* pode ser representado em função da  $u_*$ . Medidas *in situ* indicam que o fluxo de *momentum* em superfície é da ordem de  $0,1 \text{ N/m}^2$ , dessa forma,  $u_*$  é tipicamente na ordem  $0,3 \text{ m/s}$  (HOLTON, 2004).

HERMAN (2015), utilizando uma série de dados entre 1985 e 2013 para hemisfério sul (ao sul de  $30^\circ \text{ S}$ ), faz um comparativo entre as décadas de 1985-1994 e 2004-2013 para os fluxos de calor latente e sensível e destaca que embora em termos médios as magnitudes dos fluxos turbulentos tenham reduzido, em lugares específicos como a costa sudeste do Brasil e a região da CBM houve um aumento (Figura 2.4).

Diferentes métodos têm sido utilizados para a determinação dos fluxos turbulentos de calor na interface oceano-atmosfera (FLUGGE et al., 2015), dentre eles: método de *bulk* (LIU et al., 1979), método do gradiente (EDSON et al., 2004) o método da dissipação inercial (YELLAND e TAYLOR, 1996; EDSON et al., 1998).

Figura 2.4 - Média diária do fluxo de calor latente entre o oceano e a atmosfera (a-c) e do fluxo de calor sensível (d-f) em  $\text{W/m}^2$ , na área de estudo, a sul da latitude de  $30^\circ$  nas primeiras (a,d), e nas últimas (b,e) décadas do período analisado, e a diferença entre eles (c,f).



Fonte: (HERMAN, 2015)

EDSON et al. (1998) realizaram medidas indiretas utilizando o método de DI para

inferir os fluxos turbulentos a partir de estimativas espectrais no intervalo subinercial (FAIRALL e LARSEN 1986; FAIRALL et al. 1990). Esse método é comumente utilizado em navios de pesquisa porque estimativas do intervalo subinercial não são geralmente contaminadas por movimentos induzidos por ondas. Esse método mostrou-se menos sensível a distorções do fluxo do vento (EDSON et al., 1991) por ser baseado mais na autovariância estatística do que nas covariâncias. No entanto, mesmo fornecendo bons resultados para a determinação dos fluxos turbulentos, a dissipação inercial (DI) necessita de um método auxiliar, pois a mesma somente fornece informações sobre a magnitude dos fluxos turbulentos e não sobre a sua direção (ANDERSON 1993; YELLAND et al. 1994).

Medidas de fluxos turbulentos pelo método da CV têm sido vastamente utilizadas utilizando torres micrometeorológicas sobre o solo, e sobre oceanos e reservatórios de água, com torres fixas em plataformas flutuantes como navios e boias (STULL, 1988). Sendo dessa forma, o único método que fornece um resultado direto calculado dos fluxos turbulentos (CRAWFORD et al., 1993). A CV é determinada a partir de dados coletados por analisadores de gás e anemômetros sônicos em alta frequência instalados em plataformas como boias oceanográficas, plataforma oceânicas e navios oceanográficos científicos (EDSON et al., 1998; MILLER et al., 2008; PEZZI et al., 2016a). Ainda existem incertezas nas medidas de vento devido ao movimento da plataforma de coleta de dados e erros sistemáticos associados às limitações dos equipamentos utilizados na coleta de dados atmosféricos no oceano (MILLER et al., 2008; MARTINS, 2015). Para a redução dessas incertezas, adequadas correções dos campos de vento se fazem necessárias (MILLER et al., 2010).

Recentemente, projetos de estudos de IOA vêm sendo executados, e têm coletado dados oceanográficos e atmosféricos no oceano Atlântico Sudoeste e Sul (Tabela 2.1). Dentre eles, alguns têm realizado medidas micrometeorológicas através da fixação de uma torre na proa dos navios (Figura 3.1). Dentre os projetos utilizando essa metodologia de coleta de dados, encontra-se o *Ocean Carbon Experiment* – Estudo observacional e numérico dos fluxos de calor, *momentum* e CO<sub>2</sub> na interface oceano-atmosfera do Oceano Atlântico Sul (ACEx) e Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, Clima e Oceano para o Sul do Brasil (SIMTECO), que coletou dados na costa sul brasileira com o Navio Hidroceanográfico (NHo) *Cruzeiro do Sul* (FARIAS, 2014; PEZZI et al., 2016a). Na região da CBM, costa sul do Brasil e na Passagem de Drake, coletas têm sido realizadas desde 2004 pelo Programa Interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas (INTERCONF) apoiado pelo Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) normalmente durante os meses de outubro e novembro, no início das Operações Antárticas Brasileiras (OPERANTAR), quando

navios de pesquisa operados pela Marinha do Brasil (MB) rumam para a Antártica. Atualmente o INTERCONF é financiado através do Instituto Nacional da Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT da Criosfera, fase II), utilizando o Navio Polar (NPol) Almirante Maximiano (H41, PEZZI et al., 2005, 2009, 2016b), porém em anos anteriores à 2012, essas medidas eram realizadas pelo Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel (PEZZI et al., 2016b). Exemplos das trajetórias realizadas das campanhas acima citadas e utilizadas nesse estudo podem ser observadas na Figura 2.5.

Tabela 2.1 – Cruzeiros científicos coletando dados micrometeorológicos realizados no Oceano Atlântico Sul a partir do ano 2012: INT-XX (INTERCONF – Ano da OPERANTAR); ACEx (*Atlantic Ocean Carbon Experiment*)/SIMTECO (Sistema de Monitoramento de Tempo, Clima e Oceano no Sul do Brasil). As siglas indicam Corrente do Brasil (CB), Confluência Brasil-Malvinas (CBM) e Corrente das Malvinas (CM).

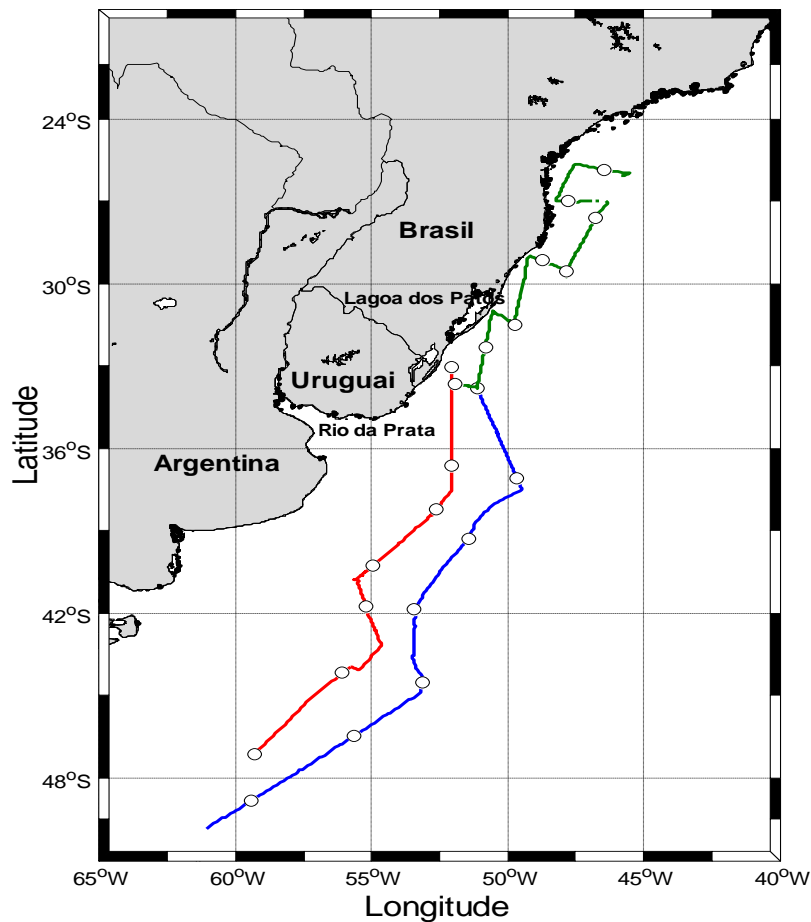
<b>Nome Campanha/ Nome Projeto</b>	<b>Data</b>	<b>Navio de pesquisa</b>	<b>Região de Estudo</b>
ACEx/SIMTECO	11-21/06/2012	Cruzeiro do Sul (H38)	CB, Frente da Plataforma Subtropical.
INT-32	13-23/10/2013	Almirante Maximiano (H41)	Costa sul do Brasil, CB, CBM e CM.
INT-33	17/10 à 01/11/2014	Almirante Maximiano (H41)	Costa sul do Brasil, CB, CBM e CM.

Fonte: (do próprio autor)

Para quantificar as trocas de calor e *momentum* entre o oceano-atmosfera é amplamente utilizado o esquema das fórmulas de *bulk* (FAIRALL, et al., 1996a, 1996b, 2003; PEZZI et al., 2005, 2009; EDSON et al., 2013) baseada na Teoria da Similaridade de Monin Obukov (TSMO), onde um método iterativo fornece os fluxos de calor latente e sensível a partir de informações como umidade, velocidade do vento, temperatura da água e do ar. Uma incerteza na qualidade dos fluxos calculados pelas fórmulas de *bulk*, se deve ao fato dessa metodologia ter sido desenvolvida originalmente para aplicação em regiões de baixas latitudes oceânicas (FAIRALL et al., 1996b), onde tipicamente não são observados intensos gradientes horizontais de TSM e a diferença entre a TSM e a  $T_{ar}$  não apresentam grandes magnitudes (BOURASSA, et al., 2013). Para médias e altas latitudes oceânicas, *bulk* carece de uma avaliação mais rigorosa, principalmente para o hemisfério austral, onde as amostragens de

dados *in situ* oceânicos e atmosféricos são reduzidas quando comparado ao realizado no hemisfério norte (TRENBERTH, FASULO e BALMASSEDA, 2014).

Figura 2.5 – Derrotas realizadas pelos diferentes cruzeiros científicos no oceano Atlântico Sul utilizados nesse estudo. ACEx/SIMTECO - 2012 (verde, entre os dias 161 e 168), INT-32 – 2013 (azul, entre os dias 287 e 293), INT-33 - 2014 (vermelho, entre os dias 290 e 296). Os círculos brancos indicam o início de cada dia durante a realização dos cruzeiros partindo da direção norte para sul.



Fonte: (do próprio autor)

## 2.5 CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS E OCEÂNICAS DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

Nessa seção será realizada uma descrição das características oceânicas e atmosféricas tipicamente observadas na região amostrada durante os cruzeiros científicos. Como citado anteriormente, para realização desse estudo foram coletados dados em três cruzeiros oceanográficos. O primeiro cruzeiro foi realizado durante o inverno de 2012, entre os dias 11

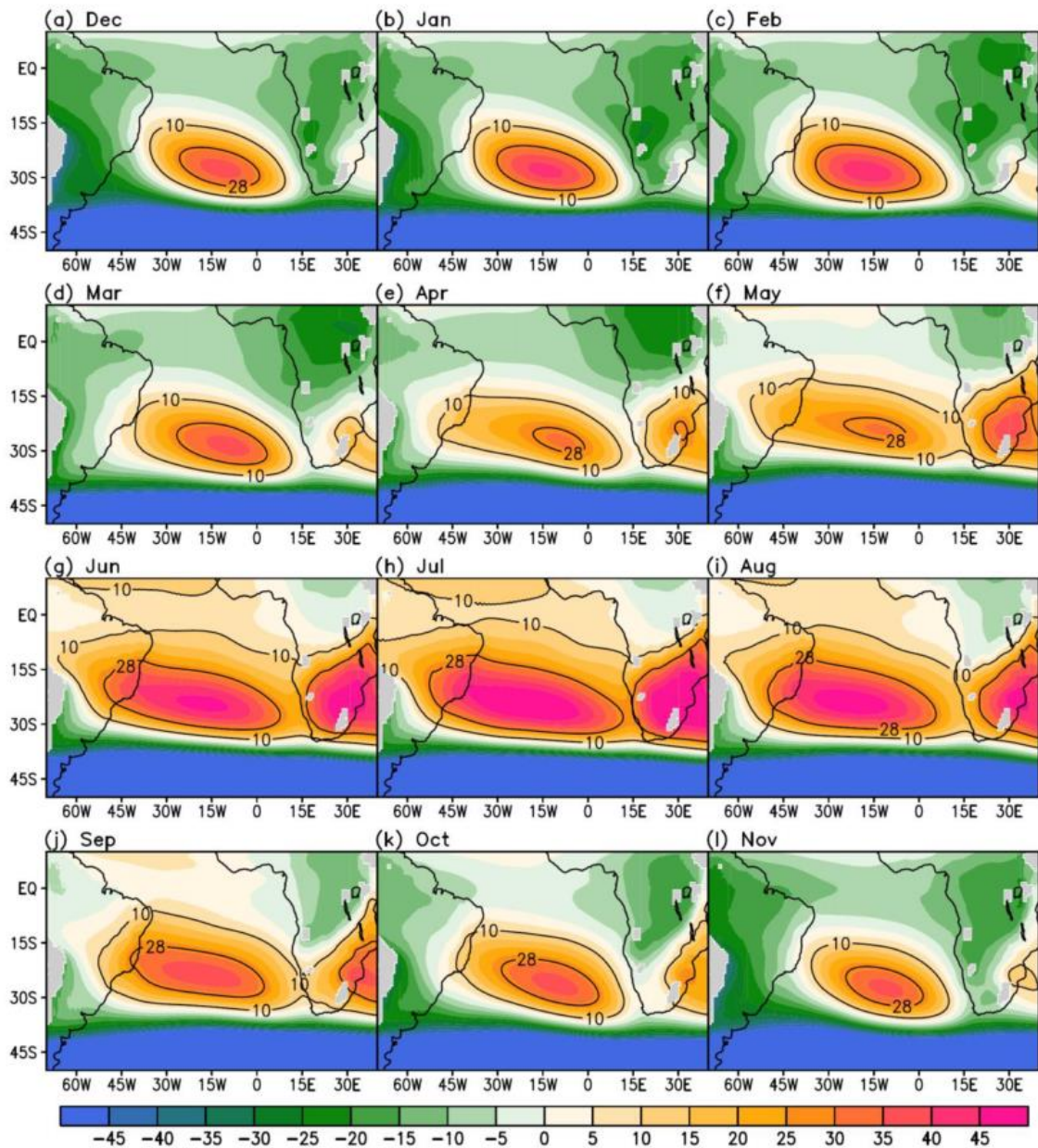
e 21 de junho, e ocorreu na costa sudeste do Brasil entre as latitudes da Baía de Paranaguá – SC (25.86°S) e da cidade do Chuí – RS (33.67°S). Os outros dois cruzeiros ocorreram no meses de outubro de 2013 e outubro de 2014 com amostragens iniciando-se na cidade de Rio Grande (~ 33.06°S), atravessando a região de encontro das águas da Corrente do Brasil com as águas da Corrente das Malvinas, até as latitudes 49.84° S (INT-32) e 47.12° S (INT-33), respectivamente.

Do ponto de vista climático, o OA Sudoeste é marcado por uma forte sazonalidade. A presença de um sistema de alta pressão semi-permanente, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS, Figura 2.6), que apresenta uma variação meridional em função da época do ano, é responsável por impulsionar a circulação das correntes oceânicas em superfície criando o chamado Giro Subtropical (GS, Figura 2.6). As características médias a ASAS se alteram devido à transição de sistemas meteorológicos de escala sinótica como ciclones, cavados, vórtices e sistemas frontais (PEZZI e SOUZA, 2009).

Sun et al. (2017) apresentam o ciclo anual da ASAS e examinam como sua variabilidade interanual se relaciona com a variabilidade regional e de larga escala climática (Figura 2.6) através da utilização de dois conjuntos de reanálises (ERA-Interim e JRA-55). Eles indicam que o ciclo anual da ASAS possui dois picos semelhantes em intensidade e magnitude, sendo a ASAS mais intensa e forte durante os meses de solstício, quando seu centro se encontra mais próximo do equador e mais a oeste do OA Sul durante o inverno austral, e mais a sul durante o verão austral, com centro localizado mais ao centro da bacia do OA Sul.

Gan e Rao (1994) mostraram que a costa leste da América do Sul é favorável a ocorrência de ciclogênese baseando seus estudos em uma série de 10 anos de dados. A ocorrência de ciclones extratropicais, sistemas de baixa pressão atmosférica em formato circular com intensos ventos em superfície e intensos gradientes horizontais de pressão atmosférica, têm sua instabilidade modulada por contrastes de temperatura entre o oceano e o continente, bem como por gradientes horizontais de TSM.

Figura 2.6 – Climatologia mensal entre 1979 e 2015 da altura geopotencial em 850 hPa normalizada (gpn). As magnitudes foram normalizadas removendo média anual da media espacial da altura geopotencial (1517,16 gpn) sobre a região do oceano Atlântico sul contornada pela área entre 45° S e 0° e 45°O e 10°L. Os valores de 10 e 28 gpn são marcados pelas linhas de contorno.



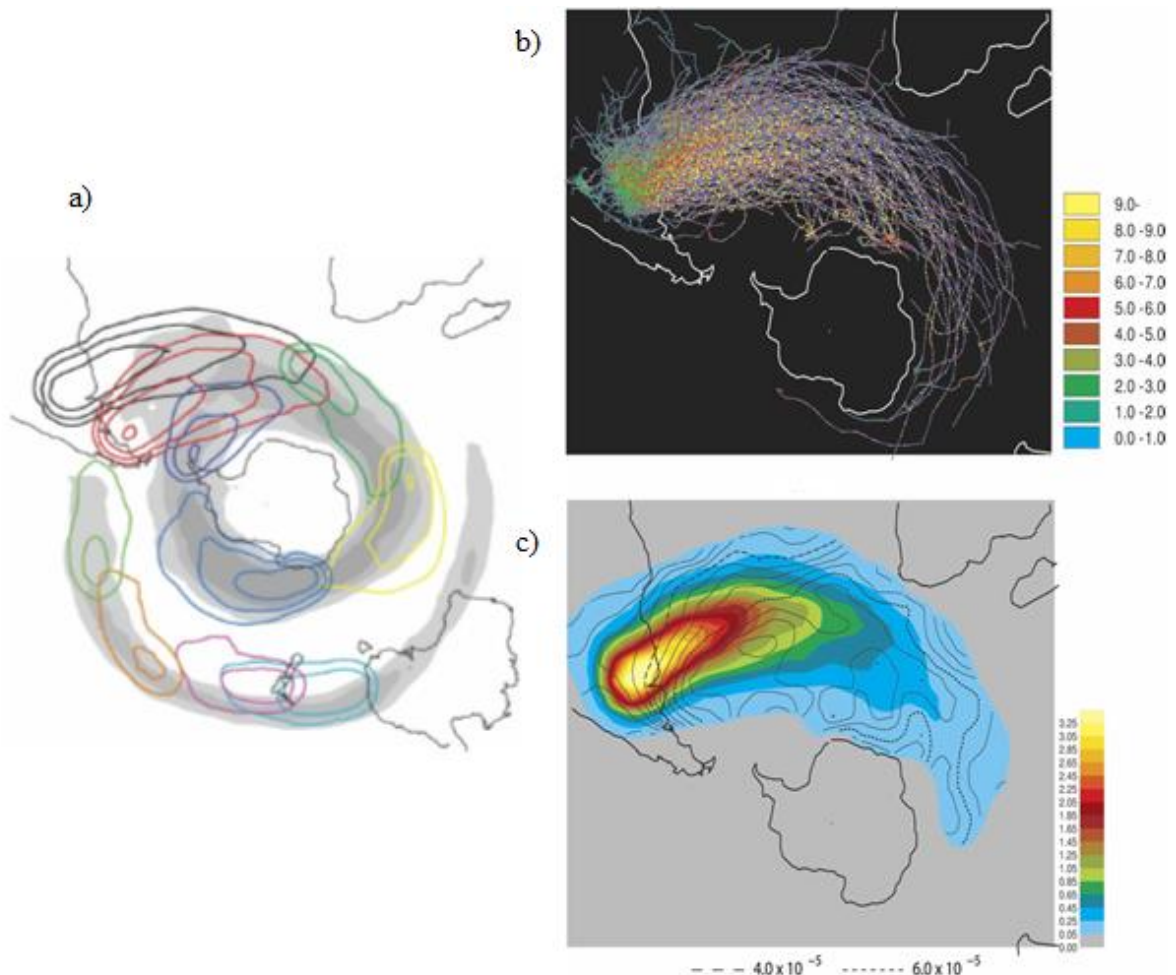
Fonte: (SUN et al., 2017)

Hoskins e Hodge (2005) apresentaram uma nova perspectiva para a região denominada de trilha de tempestades (storm tracks, do inglês) no hemisfério sul através do monitoramento de sistemas com mais de dois dias de duração, utilizando 45 anos de dados de



reanálises ERA40 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Foi apresentado a densidade de ciclogênica (Figura 2.8.a) no entorno do continente Antártico com destaque para a região sul da América do Sul (Figura 2.7 b,c).

Figura 2.7 – a) Estatística para as principais regiões ciclogênicas no entorno do continente Antártico e América do Sul através de linhas de densidade de vorticidade em 850 hPa. Os contornos indicam a densidade das trajetórias com níveis de 0,5, 1,0, 2,0 e 4,0 por unidade de área. O sombreado de cinza indica a densidade de trajetórias para a vorticidade em 250 hPa. b) Trajetórias de todos ciclones identificados em 850 hPa que são originários da região de ciclogênese próximo a 30° S sobre a América do Sul. Cores indicam a intensidade para cada passo de tempo de 6 horas em  $10^{-5}s^{-1}$ . c) Densidade de trajetórias (cores) em ocorrências por mês por unidade de área e intensidade média (contornos) em unidades de vorticidade para 850 hPa ( $10^{-5}s^{-1}$ ).



Fonte: (Hoskins e Hodges, 2005)

Freitas (2017), em seu recente estudo sobre o conteúdo do vapor de água sobre a região da CBM, utilizando perfis verticais da atmosfera derivados de dados de

radiossondagens atmosféricas, perfiladores verticais derivados de satélites (AIRS) e dados de umidade específica e temperatura do ar de reanálises (CFSR/CFSv2), mostrou que os gradientes horizontais de temperatura modulam o conteúdo de vapor d'água na CLAM, sendo a região sobre águas da CB mais úmida que a região sobre águas da CM. No entanto, a transição de sistemas sinóticos pode alterar esses padrões, principalmente através de advecção de temperatura.

Pezzi et al. (2005), utilizando dados coletados durante duas Operações Antárticas, sugerem que na ausência de sistemas atmosféricos de grande escala atuantes na região da CBM, como por exemplo frentes frias e ciclones extratropicais, os gradientes horizontais de TSM modulam a CLAM. O estudo de Pezzi et al. (2009) reforça os resultados de Pezzi et al. (2005) e indicam através de dados atmosféricos e oceânicos, coletados na região da CBM entre os anos de 2004 e 2007, que a estrutura média da CLAM é mais esfeérica sobre o lado quente (CB) e menos profunda sobre o lado frio (CM).

No lado quente da CBM, as águas mais quentes provocam mudança na estabilidade estática da CLA, que por sua vez, afeta a variabilidade na magnitude e intensificação dos ventos. De acordo com essa hipótese, a CLA torna-se instável e turbulenta sobre águas mais quentes, aumentando a transferência de *momentum* para baixo. O cisalhamento do vento é reduzido, e conseqüentemente ventos mais intensos são observados em superfície. Sobre o lado frio da CBM se observa o oposto, a CLA é mais estável e os ventos, mais fracos na superfície, possuem um intenso cisalhamento vertical na CLA (PEZZI e SOUZA, 2009; PEZZI et al., 2009).

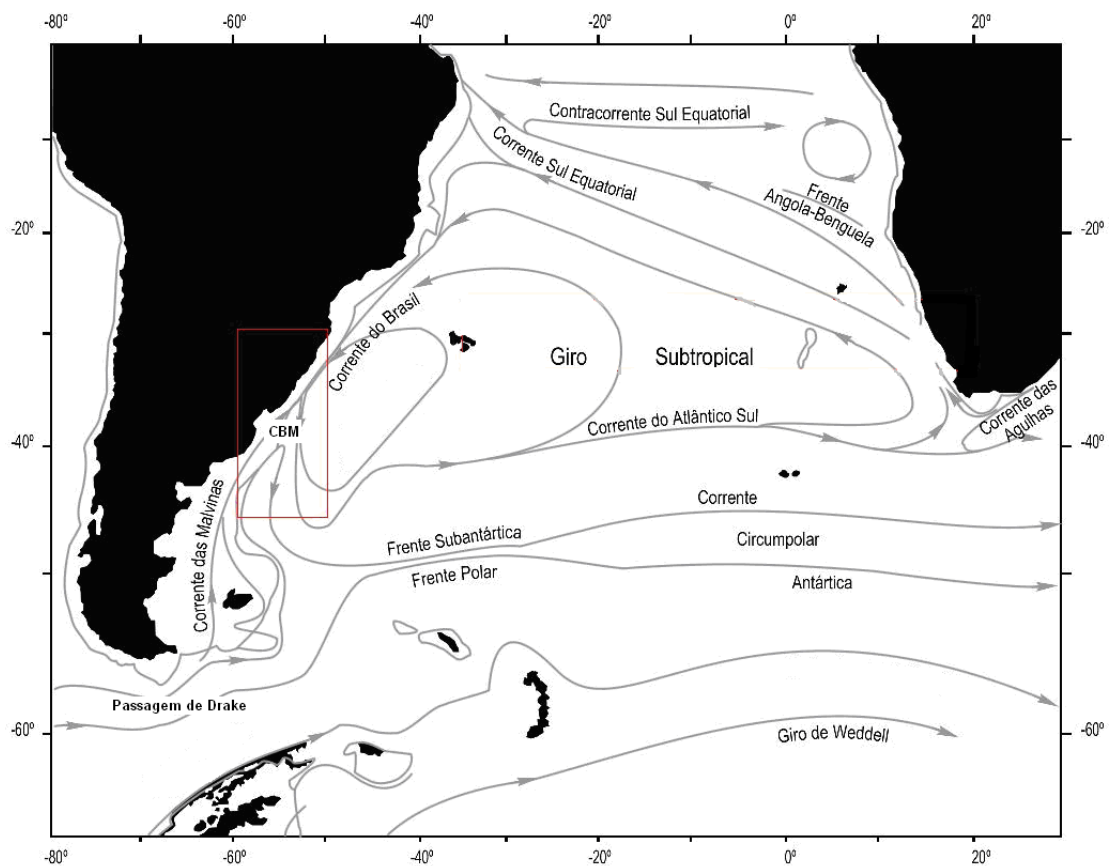
A diferença entre a TSM e a  $T_{ar}$  é um indicativo da estabilidade estática. Valores positivos indicam que a CLA está estratificamente instável, o que estimula a turbulência atmosférica e o fluxo de calor do oceano para a atmosfera, pois o ar se aquece absorve umidade do mar. Os valores negativos do índice de estabilidade indicam que a CLA está mais quente do que a água, ou seja, trata-se de uma situação em que a CLA encontra-se estratificamente estável e está sendo resfriada por baixo (PEZZI E SOUZA, 2009).

Como destacado por Pezzi e Souza (2009) a CBM é uma região de passagem e surgimento de tempestades na porção sul da América do Sul, sendo necessário um melhor entendimento dos processos de IOA que ocorrem nessa região para uma melhor realização das previsões de tempo e clima no Brasil e demais países sul-americanos na vizinhança da CBM.

Peterson e Srtramma (1991) descrevem o GS através do sistema de correntes do OA sul por meio de sua circulação geostrófica superficial (Figura 2.8), dominada por um sistema de giros subtropicais anticiclônicos, pelos sistemas de correntes equatoriais e pela Corrente

Circumpolar Antártica (CCA). As correntes marinhas que dominam esses sistemas são: 1) a Corrente Sul Equatorial (CSE); 2) Corrente do Brasil; 3) Corrente das Malvinas; 4) Corrente Sul Atlântica (CSA); e 5) Corrente da Benguela (PEZZI e SOUZA, 2009; PEZZI et al., 2016b)

Figura 2.8 - Representação esquemática em larga escala das correntes geostróficas superficiais para o outono austral no oceano Atlântico Sul. O retângulo vermelho destaca a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM).

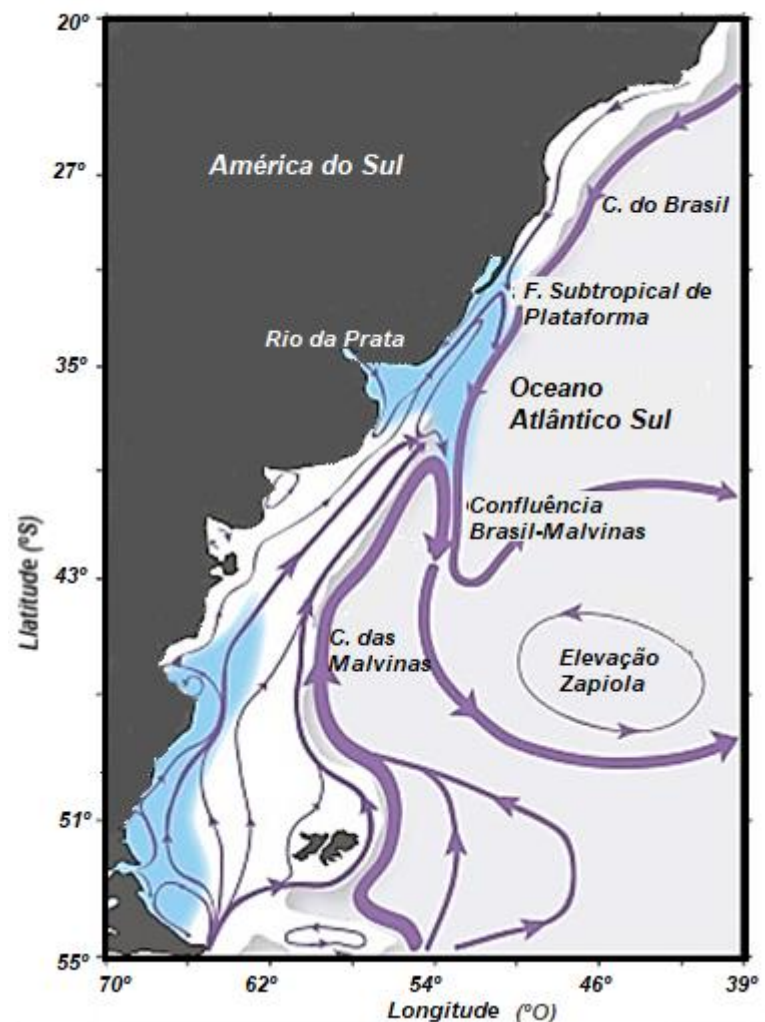


Fonte: (Adaptado de Peterson e Stramma, 1991)

Em uma escala menor, como observado na Figura 2.9, a região sudoeste do OA é cenário de um complexo sistema de interação de massas de águas de diferentes origens. Durante o inverno, sobre a plataforma continental da costa do sul do Brasil, a Pluma do Rio da Prata vai para norte devido a presença de ventos predominantes de sudoeste e devido a força do gradiente de pressão, dando origem a uma corrente relativamente fria e menos salina batizada de Corrente Costeira do Brasil (CCB) que ao se encontrar com a CB, que vem de

norte, forma a Frente Subtropical de Plataforma (FSP,  $\sim 33^\circ$  S; PIOLA et al., 2000; SOUZA et al., 2004). Como apresentado por Farias (2014) e Pezzi et al., (2016) a presença desse gradiente horizontal de TSM, gerado pelo encontro da CB com a CCB, promove um impacto direto na modulação dos processos de IOA nessa região. Mendonça et al. (2016) mostraram que as alterações na posição da FSP possuem um comportamento sazonal que influencia na estabilidade da camada superficial oceânica.

Figura 2.9 – Circulação superficial na região da costa sudeste da América do Sul indicando as principais correntes oceânicas. Em tons de azul, são indicadas as regiões impactadas pela descarga do Rio da Prata e do Canal de Magalhães.



Fonte: (Adaptado de STRUB et al., 2015).

Mais a sul, é observado o encontro de águas oriundas da CB, com as águas mais frias e menos salinas da CM como mostrados na Figura 2.9. A CM é derivada da retroreflexão para

norte da CCA. Esse processo de encontro de distintas massas de água, devido aos intensos gradientes horizontais de TSM formados, causa impactos diretos na CLAM (PEZZI et al., 2005, 2009, 2016b). Do ponto de vista oceanográfico, a interação entre essas duas correntes gera intensa atividade de mesoescala formando diversos vórtices e meandros (LEGECKIS e GORDON, 1982, SOUZA et al., 2006).

Byrne et al. (2016), utilizando simulações regionais através de um modelo acoplado de alta resolução para o OA sul, mostraram que características oceânicas de mesoescala, em particular vórtices, podem ser energizados através de interações termodinâmicas com a atmosfera, que são devida às anomalias de TSM afetando os campos de vento na CLA, que por sua vez promovem transferência de energia da atmosfera para o oceano.

Vila Bôas et al. (2015), através de 10 anos de dados de sensoriamento remoto, analisaram o impacto dos vórtices oceânicos de mesoescala nos fluxos de calor latente e sensível no OA Sul. Esses autores indicam que vórtices ciclônicos (anticiclônicos) são associados a anomalias negativas (positivas) de fluxos de calor que tendem a resfriar (aquecer) a CLAM. Essas anomalias são mais intensas próximas ao centro dos vórtices, decaindo radialmente até um mínimo fora deles. Em regiões energéticas como a CBM, vórtices explicam acima de 20% da variância total dos fluxos turbulentos de calor em superfície, com anomalias médias de  $\pm 10 - 20 \text{ W/m}^2$ .

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

No desenvolvimento desse estudo são utilizados conjuntos de dados meteorológicos e oceânicos coletados em três cruzeiros científicos realizados no oceano Atlântico Sul (Tabela 2.1) utilizando navios de pesquisa da MB. A localização dos cruzeiros científicos pode ser observada na Figura 2.5. Os dados oceânicos são basicamente aqueles obtidos através do termosalinógrafo, sensor fixado no casco dos navios, que coleta valores de temperatura e salinidade na camada superficial oceânica. Os dados meteorológicos podem ser divididos em tradicionais (coletados a partir da estação meteorológica automática do navio) e micrometeorológicos (coletados em alta e baixa frequência por sensores instalados em uma torre micrometeorológica instalada na proa dos navios de pesquisa). As campanhas oceanográficas para coleta de dados, ora designados ‘experimentos’, o conjunto de dados bem como as técnicas utilizadas são apresentadas a seguir.

#### 3.1 DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS

##### 3.1.1 Campanha ACEx/SIMTECO

O primeiro cruzeiro aqui apresentado foi executado pelo projeto ACEx (*Ocean Carbon Experiment* – Estudo observacional e numérico dos fluxos de calor, *momentum* e CO<sub>2</sub> na interface oceano-atmosfera do Oceano Atlântico Sul) em associação como o projeto SIMTECO (Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, Clima e Oceano para o Sul do Brasil), como descrito por Farias (2014) e Pezzi et al. (2016a), utilizando o Navio Hidroceanográfico Cruzeiro do Sul (Figura 3.1.a). Foram coletados dados oceânicos e atmosféricos. O cruzeiro ocorreu entre os dias 11 e 21 de junho de 2012 sobre a plataforma continental sudeste do Brasil entre as latitudes da Baía de Paranaguá – SC (25.86°S) e da cidade do Chuí – RS (33.67°S, Figura 2.5). As amostragens iniciaram-se em um transecto perpendicular à costa da região da Baía de Paranaguá, e após, o NHo Cruzeiro do Sul (H38) rumou para sul, realizando mais 4 transectos perpendiculares a costa até a latitude da cidade do Chuí-RS. Durante essa trajetória, as coletas de dados foram realizadas continuamente. O conjunto de dados utilizado foi obtido entre às 11:30h do dia 12 de junho de 2012 (dia juliano 164 de 2012) e às 00:00h do dia 20 de junho de 2012 (dia juliano 172 de 2012).

### 3.1.2 Campanha INTERCONF 32 (INT32)

O segundo conjunto de dados utilizado nesse estudo foi coletado durante a primeira fase da Operação Antártica XXXII pelo projeto INTERCONF. O projeto INTERCONF têm executado amostras nessa região desde o ano de 2004. Durante a INT32, a combinação com o projeto ACEx, permitiu que além das coletas tradicionalmente realizadas na região, fossem também realizadas coletas com uma torre micrometeorológica instalada na proa do H41 (Figura 3.1) a exemplo do que ocorreu durante o cruzeiro ACEx/SIMTECO.

As coletas de dados oceânicos e atmosféricos ocorreram de forma contínua entre a cidade de Rio Grande – RS e a latitude  $49,84^{\circ}$  S (Figura 2.5) sobre as águas da CM, cruzando sobre a região de máximo gradiente horizontal de TSM pré-determinadas através de imagens termais coletadas por satélites. As amostragens de dados utilizadas nessa tese iniciaram-se às 00:00h do dia 14 de outubro de 2013 (dia juliano 287 de 2013) e foram realizadas até às 10:00h do dia 20 de outubro de 2013 (dia juliano 293 de 2013).

Figura 3.1 – a) Torre micrometeorológica fixada na proa do Navio Hidroceanográfico Cruzeiro do Sul durante a realização do Cruzeiro ACEx/SIMTECO. b) Torre micrometeorológica fixada na proa do Navio Polar Almirante Maximiano durante as campanhas INT32 e INT33.



Fonte: (acervo de fotos Programa INTERCONF e ACEx/SIMTECO)

### 3.1.3 Campanha INTERCONF 33 (INT33)

Para a realização da Operação Antártica XXXIII também foi utilizado o H41 (Figura 3.1). Esse experimento seguiu os moldes da INT32, sendo realizado na primeira fase da Operação Antártica XXXIII, executado pelo projeto INTERCONF e ocorreu entre os dias 16 de outubro de 2014 e o dia 01 de novembro de 2014. As amostragens de dados oceânicos e atmosféricos iniciaram-se nas proximidades da cidade de Rio Grande –RS e se estenderam até a Ilha Rei George, pertencente ao arquipélago Shetlands do Sul - Antártica. Durante esse período, o H41 após realizar coletas na região da CB, CBM e CM rumou para a cidade de Ushuaia – Argentina, onde permaneceu por três dias para depois rumar em direção a Antártica.

Em função da restrição às amostragens sobre regiões de exclusividade econômica, alguns sensores foram desligados sobre a região da plataforma continental Argentina. Para a realização desse estudo, a região amostrada foi entre a cidade de Rio Grande – RS e a latitude 47,12° S sobre águas da CM (Figura 2.5), entre às 00:00h do dia 17 de outubro de 2014 (dia juliano 290 de 2014) e às 23:30h do dia 22 de outubro de 2014 (dia juliano 295 de 2014). A trajetória do sobre a CBM foi pré-determinada através da utilização de imagens de distribuição horizontal de TSM obtidas por satélites ambientais.

## 3.2 DADOS UTILIZADOS

### 3.2.1. Estação Meteorológica Automática

Tipicamente, navios utilizados para pesquisa em regiões oceânicas possuem um conjunto de sensores que são empregados no monitoramento de condições meteorológicas, que são úteis para a sua própria navegação. Esse conjunto é composto por sensores de umidade, temperatura do ar, velocidade e direção do vento, radiação de onda curta incidente e pressão atmosférica adequados à utilização sobre o oceano. Esses sensores são normalmente instalados sobre a sala de navegação dos navios, na área conhecida como tijupá, e compõe a estação meteorológica automática (EMA). Os dados coletados por esses sensores são disponibilizados pelo chefe de hidrografia embarcado para os responsáveis pelos projetos que estão sendo executados durante o período do experimento. Além dos sensores meteorológicos, no tijupá dos navios é instalado um sistema de GPS (Global Position System) utilizado para



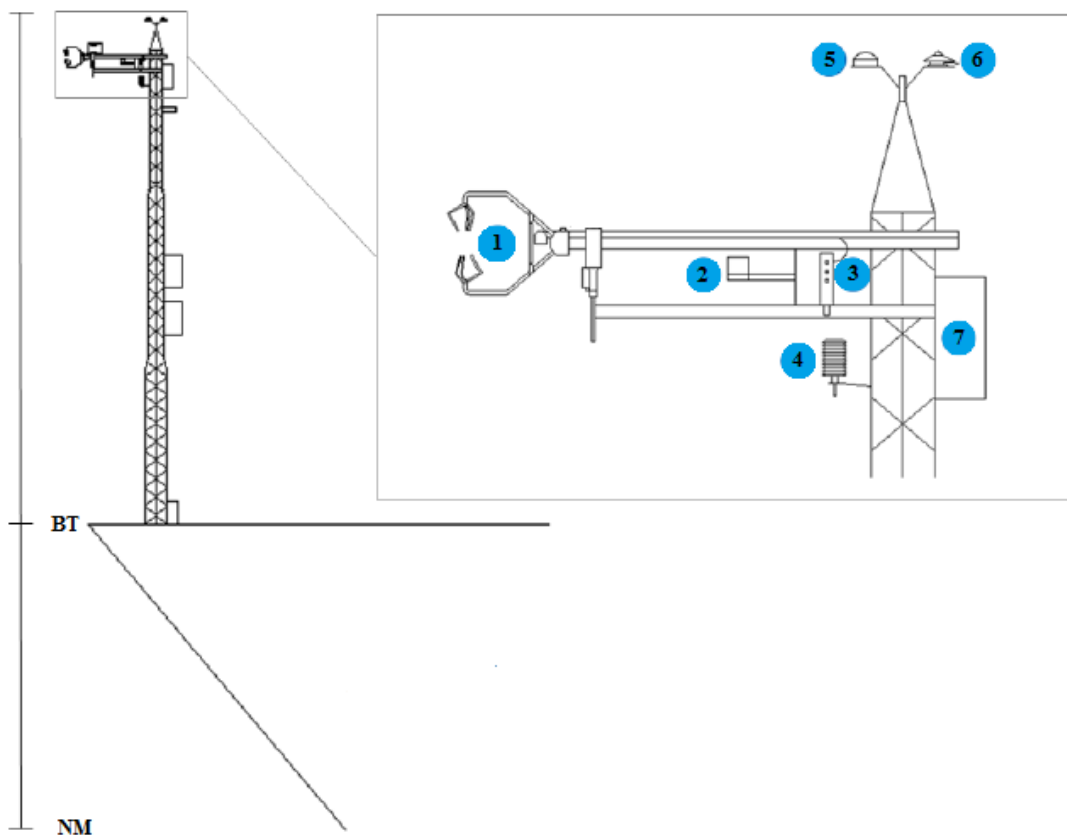
georreferenciar os dados coletados.

Embora os dados coletados pela EMA não sejam usados explicitamente nessa tese, eles serviram como parâmetro de referência para as amostras realizadas com os sensores instalados durante os experimentos a fim de verificar sua qualidade.

### 3.2.2 Torre Micrometeorológica

Nos dois navios de pesquisa utilizados para as coletas de dados que foram usados nesse estudo, o H38 e o H41 (Figura 3.1), foram instaladas configurações muito semelhantes para a obtenção de dados micrometeorológicos. Na Figura 3.2 é possível observar de forma esquemática os sensores meteorológicos instalados na torre micrometeorológica.

Figura 3.2 - Esquema da torre micrometeorológica instalada na proa do H38 e H41, e disposição dos instrumentos meteorológicos instalados nela: (1) Anemômetro sônico CSAT3; (2) Bússola; (3) Analisador de gás LI-COR 7200 enclosed path CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O; (4) Termohigrômetro; (5) GPS GARMIN; (6) Radiômetro CMP3 e (7) Motion Pack. As siglas NM e BT representam nível do mar e base da torre, respectivamente.



Fonte: (Adaptado de FARIAS, 2014).

Para as coletas de dados atmosféricos, foi utilizada uma torre de metal de 9 m de altura

instalada na proa dos navios realizando medidas em alta frequência (20Hz) das três componentes do vento, conteúdo de umidade, temperatura, pressão atmosférica. A base da torre em relação ao nível do mar ficou a 5 m no H38 e 8,75 m no H41. Além de variáveis ambientais, foram amostrados nesse conjunto velocidade e deslocamento do navio a partir de um sistema de GPS, e variações angulares e acelerações nas três componentes cartesianas do movimento do navio através de um acelerômetro e a direção através de uma bússola.

Os dados de alta frequência utilizados nesse trabalho foram coletados por um anemômetro sônico marca CSAT3 da *Campbell Scientific*, por um analisador de gás H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>, modelo LI-7200 (*enclosed path*) da fabricante LI-COR obtidos a uma taxa de 20 Hz, por uma bússola e por um sensor de movimento (MP, Figura 3.3) modelo MotionPak II, fabricado pela *Systron Donner Inertial Division*.

### 3.2.3 Dados oceânicos

Dentre os oceânicos utilizados nesse estudo, foram utilizados dados de perfis verticais de temperatura da água do mar coletados por sondas tipo XBT (*Expendable Bathythermograph*), e séries temporais e espaciais de temperatura e salinidade ao longo das trajetórias dos navios com termosalinógrafos de casco instalados no H38 e H41.

### 3.2.4 Dados de reanálise

A fim de descrever as condições sinóticas em superfície atuantes durante as campanhas INT32 e INT33 foram utilizados dados de reanálise do *Climate Forecast System versão 2* (CFSv2: SAHA et al., 2010) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) baixados no endereço eletrônico <https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.0/>. Com esses dados, foram gerados mapas sinóticos de superfície com diferentes variáveis atmosféricas a cada 24 h durante a realização dos cruzeiros. As variáveis utilizadas foram advecção de temperatura em 10 m, vetor velocidade e direção do vento em 10 m, temperatura do ar em 2 m e pressão atmosférica ao nível médio do mar.

### 3.3 CALIBRAÇÃO DO SENSOR DE MOVIMENTO

Nessa seção são apresentadas as correções necessárias aos dados coletados pelo MP utilizado nos embarques para a correção do vento. As correções foram obtidas através de um experimento realizado no Laboratório de Metrologia Física do Laboratório de Integração e Testes – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (LIT-INPE) durante o mês de julho de 2016. Durante esse experimento, o MP foi calibrado através de movimento rotacional em uma mesa giratória com movimentos e acelerações controladas (conhecidas) nos sentidos horário (positivo) e anti-horário (negativo) de rotação.

Foi constatado que a orientação do sensor durante os experimentos pode ser alterada de forma a otimizar o processamento dos dados após a coleta. Para isso é importante seguir as seguintes orientações durante sua instalação:

- o eixo X, com eixo positivo direcionado à proa do navio;
- o eixo Y, com eixo positivo direcionado à direita do navio (boreste);
- Eixo Z, com eixo positivo direcionado para cima.

A orientação do MP apresentada na Figura 3.3, têm sido utilizada durante a execução dos cruzeiros, com o conector direcionado para sul (em direção popa). De acordo com a nova orientação, o conector deve ser direcionado para a lado esquerdo do navio (bombordo).

Figura 3.3 – Sensor de movimento utilizado para medir as acelerações e variações angulares do movimento dos navios de pesquisa durante os cruzeiros ACEX/SIMTECO, INT32 e INT33.



Fonte: (acervo de fotos Programa INTERCONF e ACEX/SIMTECO)

Outra alteração necessária, foi a verificação das medidas de aceleração realizadas. A unidade correta é  $\text{dam/s}^2$  (decâmetro/por segundo ao quadrado) e não  $\text{m/s}^2$ .

As correções apresentadas na Seção 3.3.1 consideram amostragens entre 9 ( $56,68^\circ/\text{s}$ ) e 12 RPM ( $74,03^\circ/\text{s}$ ) para correções das variações angulares, e até 16 RPM ( $96,82^\circ/\text{s}$ ) para as correções das acelerações. Essas frequências de rotação são as executadas pelo sensor (mesa giratória) disponibilizado no LIT/INPE. As faixas referentes às frequências utilizadas estão de acordo com determinado pelo fabricante do sensor.

Para frequências amostrais típicas dos cruzeiros oceanográficos (0 a 5 RPM), as correções foram realizadas de acordo com a curva de ajuste dos dados obtidos durante o experimento no LIT/INPE e modeladas para baixas rotações onde foram obtidos seus valores médios com uma resolução de 0,5 RPM. Essas correções são apresentadas na seção 3.3.2.

Embora os dados da seção 3.3.2, obtidos através de modelagem, sejam bem próximos dos encontrados na seção 3.3.1, aconselha-se a utilização deles na implementação do código de coleta durante os embarques de pesquisa.

### 3.3.1 Calibração do sensor de movimento

Abaixo, na Tabela 3.1, são apresentadas as correções para os dados amostrados de acelerações nas três direções cartesianas e os coeficientes para a equação de ajuste linear,  $y = Ax + B$ . A variável  $y$  representa o valor da aceleração,  $x$  a frequência de rotação do sistema de calibração. Os coeficientes de ajuste  $A$  e  $B$  indicam os coeficientes angulares e lineares da equação de ajuste, respectivamente.

Tabela 3.1 – Correções para os dados amostrados de acelerações e os coeficientes para as equações de ajuste linear. Os sentidos AH e H, representam o sentido de rotação anti-horário (negativo) e horário (positivo), respectivamente.

	Sentido	Correções	Coeficientes de ajuste	
			A	B
Acelerações em X	AH	0,2444	-0,0098	0,2885
	H	0,2435	-0,0057	0,269
Acelerações em Y	AH	-0,09857	0,0043	-0,1181
	H	-0,10555	0,0034	-0,1208
Acelerações em Z	AH	0,64481	0,0074	0,6114
	H	0,58728	0,0015	0,5804

Fonte: (do próprio autor)

Na Tabela 3.2 são apresentadas as correções para os dados amostrados de variação angular do movimento dos navios nas três direções cartesianas utilizando ajuste linear,  $k = mA + B$ . A variável  $k$  representa o valor da variação angular do movimento do navio e  $m$  a frequência de rotação do sistema de calibração. Os coeficientes de ajuste  $A$  e  $B$  indicam os coeficientes angulares e lineares da equação de ajuste, respectivamente.

Tabela 3.2 - Correções para os dados amostrados de variações angulares e os coeficientes para as equações de ajuste linear. Os sentidos AH e H, representam o sentido de rotação anti-horário (negativo) e horário (positivo), respectivamente.

	Sentido	Correções	Coeficientes de ajuste	
			<i>A</i>	<i>B</i>
Variação Angular em X	AH	-1,87908	0,1149	-2,1662
	H	-1,54984	0,1631	-1,9577
Variação Angular em Y	AH	0,03491	0,1142	-0,2506
	H	-0,76856	0,2088	0,2466
Variação Angular em Z	AH	-1,04274	0,1443	-1,4034
	H	-1,45612	0,0034	-0,1208

Fonte: (do próprio autor)

### 3.3.2 Modelagem para magnitudes típicas de campanhas oceanográficas

Nessa seção são apresentadas as correções amostrais para magnitudes tipicamente observadas de acelerações (Tabela 3.3) e variações angulares (Tabela 3.4) do movimento dos navios registradas pelo MP durante embarques científicos. Foi realizado um ajuste linear nos dados coletados durante o experimento no LIT/INPE e a partir da equação de ajuste foram modeladas as correções a serem realizadas nas frequências de interesse.

Tabela 3.3 - Correções para os dados amostrados de acelerações nas três direções. Os sentidos AH e H, representam o sentido de rotação anti-horário (negativo) e horário (positivo), respectivamente.

	<b>Sentido</b>	<b>Correções</b>
Acelerações em X	AH	0,264
	H	0,25475
Acelerações em Y	AH	-0,10735
	H	-0,1123
Acelerações em Z	AH	0,6299
	H	0,58415

Fonte: (do próprio autor)

Tabela 3.4 - Correções para os dados amostrados de acelerações nas três direções. Os sentidos AH e H, representam o sentido de rotação anti-horário (negativo) e horário (positivo), respectivamente.

	<b>Sentido</b>	<b>Correções</b>
Variação Angular em X	AH	-1,87895
	H	-1,55
Variação Angular em Y	AH	0,03491
	H	0,7686
Variação Angular em Z	AH	-1,04265
	H	-1,4562

Fonte: (do próprio autor)

### 3.4 CORREÇÃO DOS DADOS DE VENTO

Os dados de vento coletados por anemômetros sônicos a bordo de plataformas flutuantes sofrem influência principalmente devido ao movimento da plataforma (MARTINS, 2015; MILLER et al., 2008; EDSON et al., 1998). Os movimentos dessas plataformas representam a maior fonte de incerteza nas medidas de turbulência e interação oceano-atmosfera na CLAM (MILLER et al., 2008). Para remoção de flutuações espúrias causadas pelo movimento do navio, durante a coleta de dados em alta frequência, nesse trabalho é utilizada a metodologia aplicada por Miller et al. (2008) e Edson et al. (1998) baseada originalmente em Fujitani (1981).

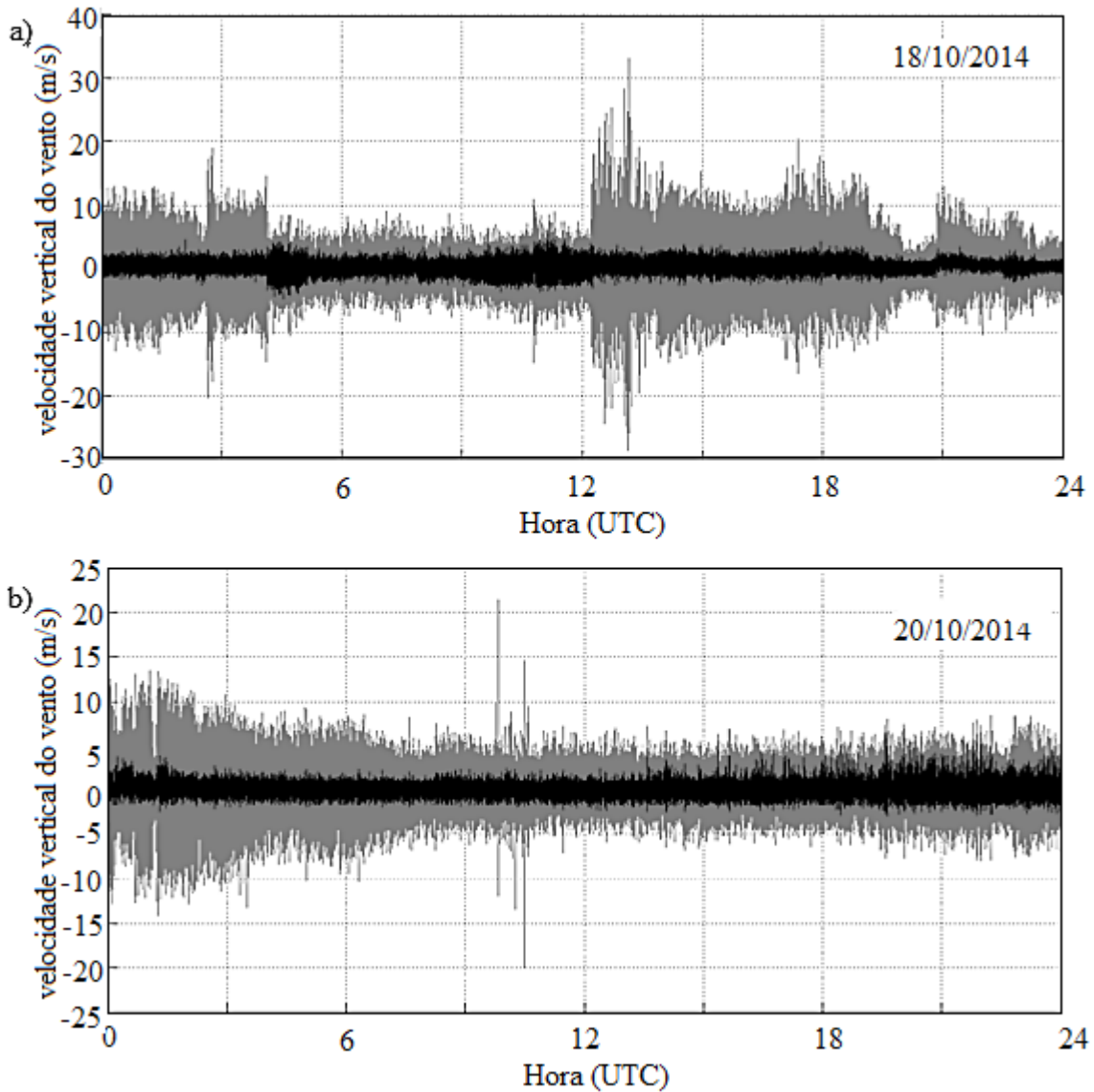
A velocidade real do vento coletada sobre uma plataforma móvel pode ser estimada pela equação:

$$\vec{v}_{real} = T_{ae}\vec{v}_{obs} + T_{ae}(\vec{v}_t + \vec{W} \times \vec{r}) + \vec{v}_n \quad \text{Eq. 01}$$

onde  $\vec{v}_{real}$  o vetor velocidade real no momento da medida,  $\vec{v}_{obs}$  é a velocidade medida pelo anemômetro,  $\vec{v}_t$  e  $\vec{W}$  são, respectivamente, as velocidade angulares e lineares do próprio equipamento de medida,  $\vec{v}_n$  é a velocidade de deslocamento do navio,  $\vec{r}$  é o vetor posição do anemômetro em relação ao sensor de movimento e  $T_{ae}$  é a matriz de transformação de coordenadas do sistema de referência do anemômetro para o sistema de coordenadas da terra (eixo x no sentido da proa, eixo y a bombordo e z na vertical).

A fim de exemplificar as perturbações causadas pelo movimento do navio nas flutuações da componente vertical da velocidade do vento, podemos observar na Figura 3.4 os dados coletados pelo anemômetro sônico e os dados corrigidos nos dias 18 e 20 de outubro de 2014 durante o experimento INT33.

Figura 3.4 - Velocidade vertical coletada pelo anemômetro sônico (cinza) e velocidade vertical corrigida (preto) dos dias 18 (a) e 20 (b) de outubro de 2014 durante a INT33.



Fonte: (do próprio autor)

### 3.5 COVARIÂNCIA DE VÓRTICES

Nesse estudo analisaremos os fluxos de calor sensível ( $H$ ), calor latente ( $Le$ ) e *momentum* ( $\tau_{cv}$ ). A Covariância de Vórtices mede diretamente os fluxos turbulentos a partir do produto turbulento de duas variáveis não-lineares. A metodologia da CV caracteriza os fluxos verticais cinemáticos de calor ( $\overline{w'T_v'}$ ), umidade ( $\overline{w'r'}$ ) e *momentum* ( $\overline{u'w'}$ ) como um



instantâneo através do produto da perturbação da velocidade vertical do vento com a temperatura do ar, com a umidade ou com a velocidade horizontal do vento, respectivamente.

Fluxos dinâmicos são iguais ao fluxo cinemático escalado pela densidade do ar ( $\rho$ ), com o calor latente escalado também pelo calor latente de evaporação ( $L_v$ ), e o calor sensível escalado pelo calor específico do ar a pressão constante ( $C_p$ ).

### 3.5.1 Fluxo de *Momentum* e velocidade de fricção

O fluxo de *momentum* ( $\tau_{cv}$ ) pode ser determinado pela covariância das flutuações do componente vertical ( $w$ ) do vento e as flutuações dos componentes horizontais ( $u, v$ ):

$$\tau_{cv} = \overline{\rho_d} \sqrt{(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2} \quad \text{Eq. 02}$$

As barras superiores indicam a média sobre *ensemble* das variáveis e as linhas, a perturbação das variáveis turbulentas. Sendo que  $\overline{\rho_d}$  é a densidade média do ar seco determinada pela diferença entre a densidade do ar e a densidade de vapor d'água ( $\rho_v$ ) medida pelo analisador de gás.

A velocidade de fricção pode ser diretamente deduzida da covariância dos componentes vertical e horizontal do vento:

$$u_{*cv}^2 = \frac{\tau_{cv}}{\rho_d} \quad \text{Eq. 03}$$

Por convenção, os valores de  $\tau_{cv}$  e  $u_{*cv}^2$  apresentam somente magnitudes positivas, indicando o sentido da transferência da CLAM para a superfície oceânica.

### 3.5.2 Fluxo de Calor Sensível:

O fluxo de calor sensível pode ser determinado pela covariância das flutuações do componente vertical do vento e das flutuações da temperatura virtual ( $T_v$ ) amostradas pelo anemômetro sônico:

$$H = \overline{\rho_d} C_p \overline{w'T_v'} \quad \text{Eq. 04}$$

### 3.5.3 Fluxo de Calor Latente

O fluxo de calor latente ( $Le$ ) pode ser determinado pelas covariância das flutuações do componente vertical do vento e das flutuações da razão de mistura do vapor de água ( $r$ ) amostradas pelo analisador de gás:

$$Le = \overline{\rho_d} L_v \overline{w'r'} \quad \text{Eq. 05}$$

A densidade ( $\rho$ ) é determinada a partir da Equação de Estado (Lei dos Gases Ideais):

$$\rho = \frac{p}{R_d T_v} \quad \text{Eq. 06}$$

onde  $p$  é a pressão atmosférica medida pelo analisador de gás;  $R_d$  é a constante dos gases para o ar seco ( $R_d = 287 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ ).

Para a realização dos cálculos dos fluxos turbulentos, a partir da CV, foi utilizado o software EddyPro ® desenvolvido pela LI-COR *Environmental*.

### 3.5.4 Parâmetros adicionais (Parâmetro de estabilidade e Escala de Comprimento de Obukov)

Um dos parâmetros mais importantes com aplicações em micrometeorologia que descreve a estratificação atmosférica é o parâmetro de estabilidade ( $\zeta$ , Aubinet et al., 2012), definido como:

$$\zeta = \frac{z-d}{L} \quad \text{Eq. 10}$$

onde  $z$  é a altura da medida,  $d$  é o deslocamento de  $z$  em relação ao plano zero, e  $L$  é o comprimento de Obukov, que relaciona processos termais, dinâmicos e de flutuabilidade. Esse comprimento é definido como:

$$L = - \frac{u_*^3}{k \left( \frac{g}{T_v} \right) \overline{w' T' v}} \quad \text{Eq. 11}$$

onde  $g$  é a gravidade e  $k$  é a constante de von Kármán, que assume valores típicos de 0,40.

### 3.6 FÓRMULAS DE *BULK*

As fórmulas de *bulk* têm sido utilizadas para determinação dos fluxos de calor latente e sensível através do esquema proposto por Fairall et al. (1996a) que foi desenvolvida a partir da parametrização de *bulk* descrita por Liu et al., (1979) baseadas na TSMO. Esse esquema, com aplicações em regiões oceânicas, foi originalmente desenvolvido para a utilização nos dados coletados pelo *Tropical Ocean Global Atmosphere Response Experiment* (TOGA-COARE, FAIRALL et al., 1996a, PEZZI et al., 2009). As fórmulas de *bulk* permitem que os fluxos entre o oceano e a atmosfera sejam estimados a partir de variáveis observadas (velocidade do vento, temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica e temperatura da superfície do mar) a 2 ou 10 m de altitude (nível de referência) em navios sob diferentes condições de estabilidade (PEZZI et al, 2009). As expressões padrão de *bulk* para fluxos de escalares e *momentum* são:

$$\tau_b = \rho C_d U (u_s - u), \quad \text{Eq. 12}$$

$$H = \rho C_p C_h U (TSM - \theta), \quad \text{Eq. 13}$$

$$Le = \rho L_v C_e U (q_s - r), \text{ e} \quad \text{Eq. 14}$$

onde,  $C_h$ ,  $C_e$  e  $C_d$  são os coeficientes de transferência de calor sensível, de calor latente e do estresse, respectivamente.  $U$  é a velocidade média do vento em uma altura  $z$ ,  $u_s$  é a corrente em superfície,  $u$  é a componente zonal do vento,  $TSM$  é a temperatura da superfície do mar,  $\theta$  é a temperatura potencial do ar,  $q_s$  é a razão de mistura do vapor de água calculado a partir da razão de mistura de saturação da água pura na TSM.

Os coeficientes de transferência nas equações 12 a 14 são particionados em componentes de perfis individuais,

$$C_h = c_T^{1/2} c_d^{1/2} \quad \text{Eq. 15}$$

$$C_e = c_q^{1/2} c_d^{1/2} \quad \text{Eq. 16}$$

$$C_d = c_d^{1/2} c_d^{1/2} \quad \text{Eq. 17}$$

sendo eles funções dos próprios fluxos como descrito pela TSMO (PANOFSKY e DUTTON, 1984, GEERNAERT, 1990),

$$c_T^{1/2} = c_{Tn}^{1/2} / \left[ 1 - \frac{c_{Tn}^{1/2}}{ak} \psi_h(\xi) \right] \quad \text{Eq. 18}$$

$$c_q^{1/2} = c_{qn}^{1/2} / \left[ 1 - \frac{c_{qn}^{1/2}}{ak} \psi_h(\xi) \right] \quad \text{Eq. 19}$$

$$c_d^{1/2} = c_{dn}^{1/2} / \left[ 1 - \frac{c_{dn}^{1/2}}{k} \psi_u(\xi) \right] \quad \text{Eq. 20}$$

onde  $\psi$  é a função de perfil de similaridade de Monin-Obukov (sendo a mesma para temperatura e umidade). O subscrito  $n$  denota o valor em condições neutras (e. g.,  $\zeta = 0$ ) onde  $\psi = 0$ . Onde  $a$  contribui para diferenças nos fluxos e na velocidade pela constante de von Kármán, e  $\xi = \frac{z}{L}$ , onde:

$$L^{-1} = \left[ \frac{kg}{T} (T_* + 0,61Tq_*) \right] / u_*^2 \quad \text{Eq. 21}$$

As variáveis  $T_*$ ,  $q_*$ , e  $u_*$  são parâmetros de escala relacionados a TSMO (PANOFSKY e DUTTON, 1984). Esses podem ser calculados de forma independente a partir dos coeficientes de transferência da seguinte forma:

$$u_* = (c_d)^{1/2} U \quad \text{Eq. 22}$$

$$T_* = -(c_T)^{1/2} (TSM - \theta) \quad \text{Eq. 23}$$

$$q_* = -(c_q)^{1/2} (q_s - r) \quad \text{Eq. 24}$$

Os coeficientes de transferência neutra são relacionados ao comprimento de rugosidade ( $Z_o$  para velocidade,  $Z_{oq}$  para a umidade e  $Z_{oT}$  para a temperatura), que são definidos onde o a altura da extrapolação da porção log- $z$  do respectivo perfil (de  $u$ ,  $q$  ou  $T$ ) intersecta o valor em superfície:

$$c_{Tn}^{1/2} = \frac{ak}{\log\left(\frac{z_r}{Z_{oT}}\right)} \quad \text{Eq. 25}$$

$$c_{qn}^{1/2} = \frac{ak}{\log\left(\frac{z_r}{Z_{oq}}\right)} \quad \text{Eq. 26}$$

$$c_{dn}^{1/2} = \frac{ak}{\log\left(\frac{z_r}{Z_o}\right)} \quad \text{Eq. 27}$$

A versão 2.0 do código *Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment* (COARE) têm sido amplamente utilizada para a determinação das estimativas dos fluxos de calor sensível e latente em estudos como Pezzi et al. (2005, 2009) e Acevedo et al. (2010). Porém, a mesma têm sofrido aprimoramentos, tendo sido utilizada no desenvolvimento dessa tese, o código COARE 3.5 (EDSON et al., 2013). Essa versão do código reduz o número de interações para resolver a estabilidade, redefinindo os coeficientes de transferência de escalar em termos da razão de mistura, e dessa forma permitindo melhores estimativas dos fluxos de calor em condições de maiores valores de velocidade do vento (FAIRALL et al., 2003). A implementação dessa nova versão do código, para aplicações em regiões tropicais, permitiu uma redução da incerteza nas estimativas dos fluxos de cerca de 30% na versão original para 5% em condições de velocidade do vento entre 0-10 m/s e 10% para velocidades do vento entre 10-20 m/s (FAIRALL et al., 2003).

### 3.7 PARÂMETROS ESTATÍSTICOS

Para fins de comparação das séries de fluxos obtidos entre a metodologia da Covariância de Vórtices e a parametrização de *bulk*, foram utilizadas as médias e os desvio padrão. A definição dos mesmos seguem nas duas seguintes subseções.

### 3.7.1 Média

A média aritmética de um conjunto de dados é o valor obtido somando-se todos os elementos do conjunto e dividindo-se a soma pelo número total de elementos da seguinte forma:

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n} \quad \text{Eq. 28}$$

Sendo  $\bar{x}$  a média aritmética,  $x_i$  os dados do conjunto amostral e  $n$  o número de valores.

### 3.7.2 Desvio Padrão

A amplitude total é uma medida instável, pois se deixa influenciar pelos valores extremos, que são, na sua maioria, devidos ao acaso. Assim, pode-se definir o desvio-padrão (*DP*) como uma medida da magnitude do espalhamento ou dispersão dos dados em relação à média da série.

A expressão para o cálculo do desvio-padrão amostral é:

$$DP = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad \text{Eq. 29}$$

Sendo  $x_i$  cada elemento do conjunto de dados,  $\bar{x}$  a média do conjunto e  $n$  o número total de elementos deste.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

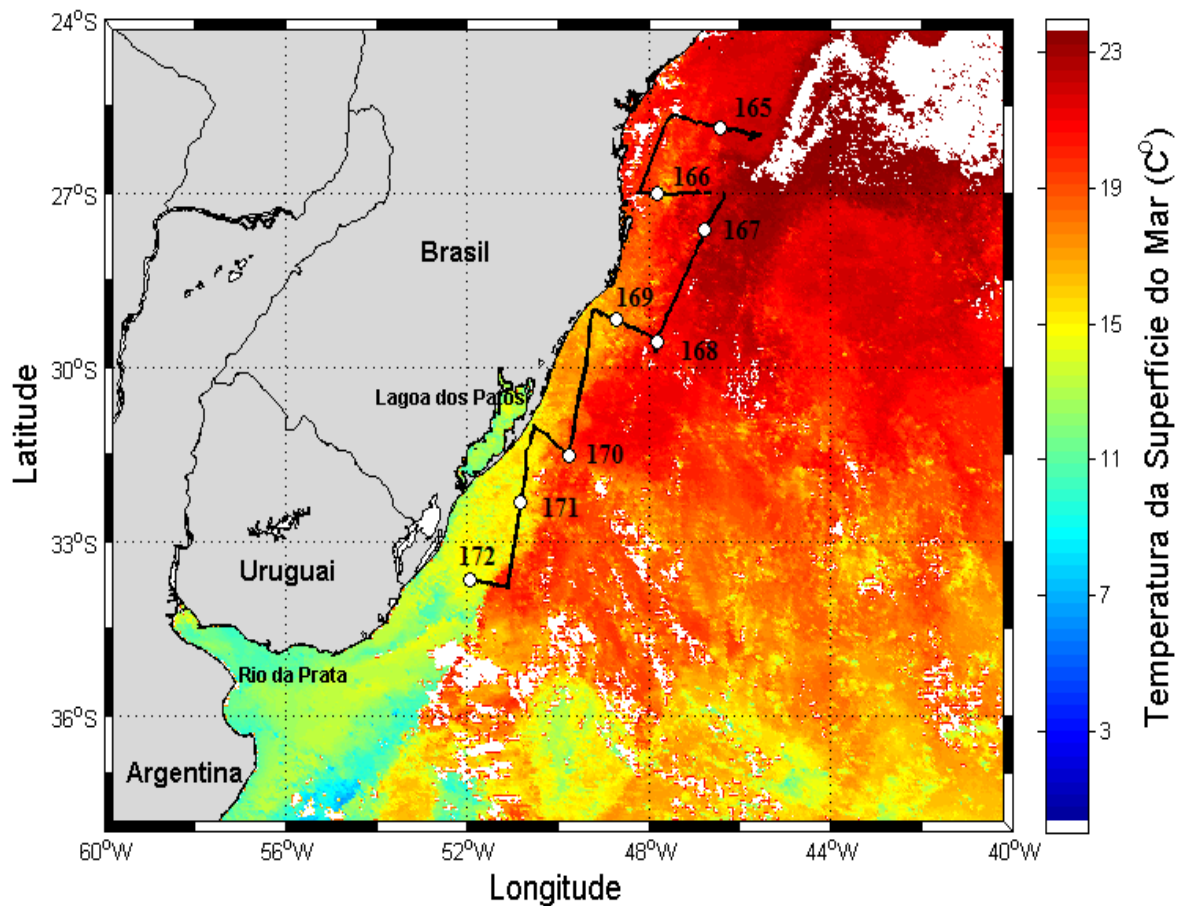
Foram utilizados valores médios a cada 30 min das variáveis amostrados pelos sensores fixados nas torres micrometeorológicas instaladas nas proas dos navios de pesquisa. Em alguns momentos, como por exemplo, durante quedas de energia, substituição de cartão de memória, manutenção dos sensores ou mesmo realização de testes de qualidade, ocorreram perdas de dados, causando falhas nas séries analisadas. Essas falhas também puderam ser observadas nas séries de dados de TSM, amostradas pelos termosalinógrafos, o que impossibilitaram que as estimativas dos fluxos de calor pelo método *bulk* fossem realizadas.

### 4.1 RESULTADOS CAMPANHA ACEX/SIMTECO

A Figura 4.1 apresenta a trajetória realizada pelo navio H38 durante a realização do cruzeiro ACEX/SIMTECO, sobreposta ao campo médio de TSM durante o mês de junho de 2012. A Figura 3 do trabalho de Pezzi et al. (2016) descreve durante o ACEX/SIMTECO a atuação de dois sistemas de alta pressão atmosférica, que podem ser observados na Figura 4.2. O primeiro, já atuante durante a partida do navio do porto de Itajaí, durou até a metade do dia 167, e um segundo, que atuou durante o dia 169 (~1015 hPa). Dois sistemas de baixa pressão atmosférica, entre metade do dia 167 e 169 (~1010 hPa) e durante o dia 170 (~1003 hPa), foram observados. Os dados de velocidade do vento (Figura 4.2) registraram valores entre 3 e 18 m/s. A velocidade do vento foi intensificada durante a transição dos sistemas sinóticos atuantes, com exceção do dia 166, onde uma pequena variação na pressão atmosférica foi acompanhada de velocidades do vento superiores a 10 m/s. Esse fato é esperado devido a intensificação do gradiente de pressão atmosférica em superfície associado a transição desses sistemas. A velocidade do vento mostrou uma correlação positiva com os valores de TSM, assim como descrito nos trabalhos de Pezzi et al. (2005, 2009) e Small et al. (2008). Onde, as maiores (menores) magnitudes do vento, foram observadas durante a trajetória sobre regiões de maior (menor) TSM, salvo a exceção o dia 172, onde mesmo sobre águas da CCB, a magnitude do vento sofreu uma redução devida a condição pós-frontal que se estabeleceu como descrito por Pezzi et al (2016) e Farias (2014). Como apresentado também na Figura 3 de Pezzi et al. (2016), durante o dia 167, quando houve uma redução da pressão atmosférica de cerca de 1015 hPa para 1010 hPa (Figura 4.2), onde foi observada uma condição de advecção fria com ventos predominantes de sul. Situação semelhante ocorreu entre os dias

169 e 170, quando uma variação das condições sinóticas foi acompanhada de intensa advecção fria.

Figura 4.1- Temperatura média da superfície do mar entre os dias 161 e 168 de 2012 durante o cruzeiro ACEx/SIMTECO, obtidos pelo sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) transportado pelo satélite Aqua Earth-Observing Satellite Mission (AQUA). A linha preta indica a trajetória realizada durante a execução do cruzeiro. Os círculos brancos indicam o início de cada dia do ano de 2012 sobre a trajetória realizada.



Fonte: (do próprio autor)

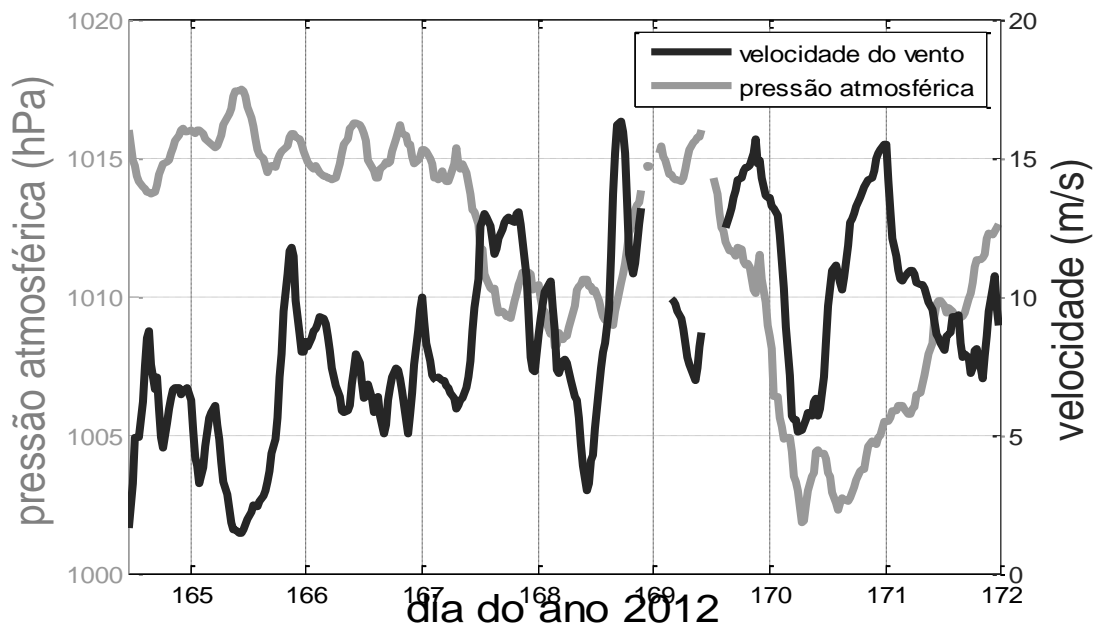


Tabela 4.1 – Valores médios e desvios padrão (DP) calculados e estimados através da CV e de *bulk*, respectivamente, para o cruzeiro ACEX/SIMTECO da velocidade de fricção ( $u_*$ ), fluxo de *momentum* ( $\tau$ ), calor sensível ( $H$ ) e calor latente ( $Le$ ) entre os dias 164 e 172 do ano de 2012 sobre a plataforma continental sudoeste do Brasil.

	$u_*$ (m/s)		$\tau$ (N/m <sup>2</sup> )		$H$ (W/m <sup>2</sup> )		$Le$ (W/m <sup>2</sup> )	
	Média	DP	Média	DP	Média	DP	Média	DP
CV	0,377	0,27	0,22	0,20	16,57	27,61	21,16	37,06
<i>Bulk</i>	0,319	0,14	0,15	0,16	22,15	22,47	81,08	52,23
<i>Bulk</i> - CV	-0,058		-0,07		5,58		59,92	

Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.2 - Pressão atmosférica e velocidade do vento na região do cruzeiro ACEX/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012.

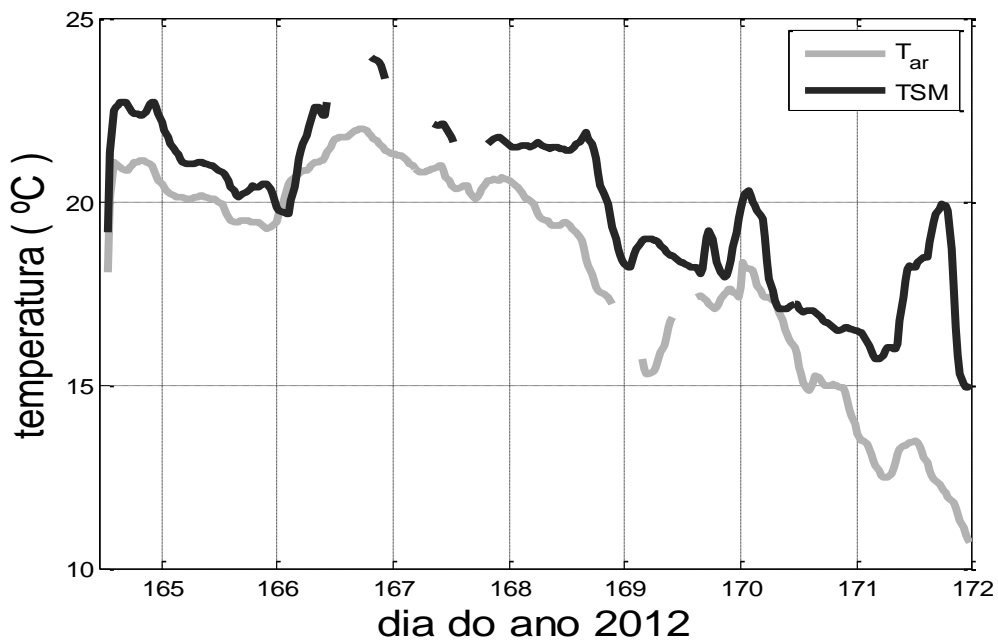


Fonte: (do próprio autor)

Durante praticamente todo o embarque foram observados valores de TSM superior aos de  $T_{ar}$ , (Figura 4.3). A diferença entre os valores médios foi  $1,96^\circ C$ , indicando uma condição de instabilidade em praticamente todo o período, com exceção durante períodos em que o H38

se encontrava sobre águas CCB. Isso pode ser confirmado através da análise do parâmetro de estabilidade ( $\zeta$ ) obtido por CV e por *bulk* (Figura 4.4). A partir da comparação entre os dois métodos, pode ser observado que  $\zeta$  estimado por *bulk* tende a subestimar CV durante praticamente todo período amostrado (Figura 4.4). Foi encontrado uma diferença entre os dois métodos de -0,225, sendo os valores médios observados -0,10 e -0,325 para CV e *bulk*, respectivamente.

Figura 4.3 – Temperatura do ar e TSM amostradas na região do cruzeiro ACEX/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012.

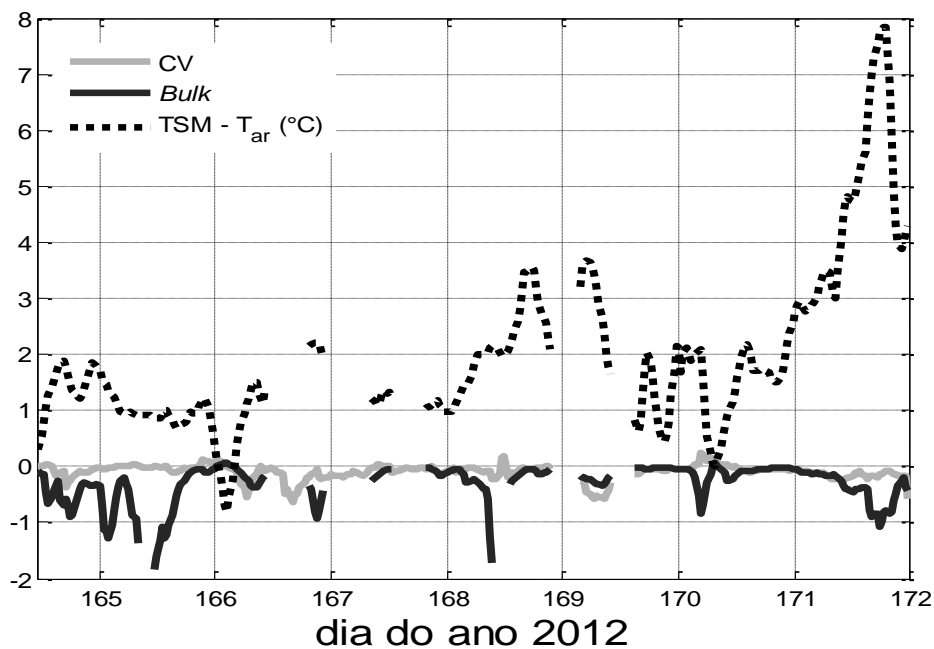


Fonte: (do próprio autor)

A figura 4.5 apresenta  $u_{*cv}$  e  $u_{*b}$ .  $u_{*cv}$  apresentaram magnitudes superiores a  $u_{*b}$  (Tabela 4.1) em grande parte do período analisado, com picos frequentemente atingindo 0,75 m/s, enquanto  $u_{*b}$ , somente em um momento, atingiu 0,7 m/s. Esses picos em magnitudes concordam com valores climatológicos, obtidos através de diferentes bancos de dados como o *Goddard Satellite-based Surface Turbulent Fluxes* versão 2 (GSSTF2, medidas de sensores de micro-ondas a bordo de satélites), o *Quick Scatterometer* (QuikSCAT, medidas satelitais de escaterômetro), e reanálises do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP, dados de vento), que indicam valores médios para o mês de junho de 0,8 m/s (Klinger et al., 2006).

As magnitudes médias observadas foram  $0,377 (\pm 0,27)$  e  $0,319 (\pm 0,14)$  m/s para  $u_{*cv}$  e  $u_{*b}$ , respectivamente. Esses resultados concordam, em magnitude média, com os obtidos por Edson et al. (1998) e com Paskyabi et al. (2013). Em seus estudos foram comparadas magnitudes de  $u_{*}$ , obtidas através de CV e *bulk*, e a CV apresentou valores superiores a *bulk* em praticamente todos os experimentos.

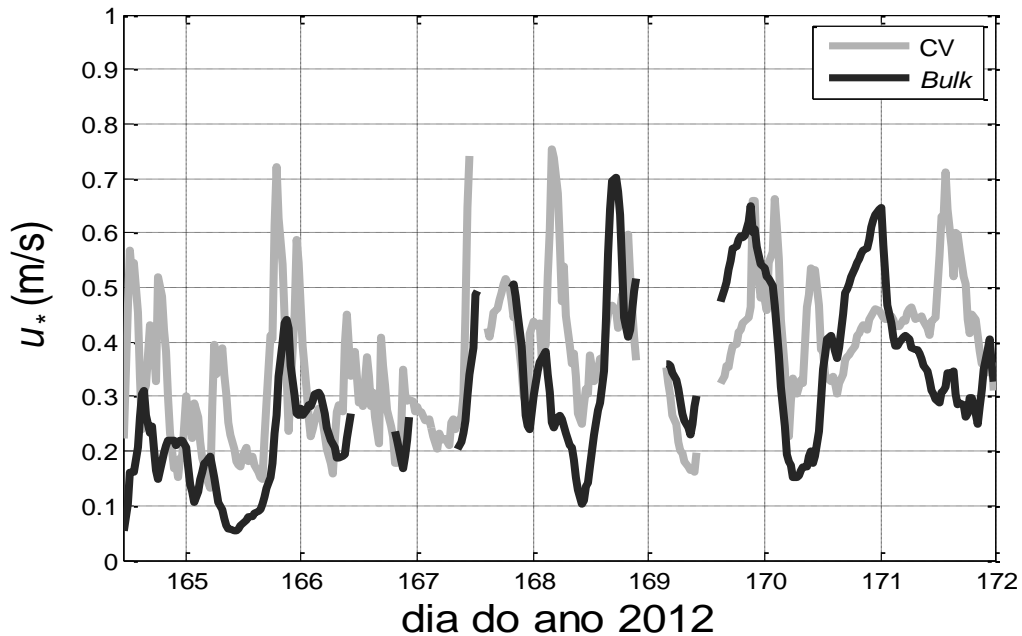
Figura 4.4 – Parâmetro de estabilidade de Monin-Obukhov calculados por CV e *bulk* (linhas sólidas cinza e preta, respectivamente) e TSM- $T_{ar}$  (linha pontilhada) na região do cruzeiro ACEX/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012.



Fonte: (do próprio autor)

Apesar da divergência nos valores das médias das séries entre os dois métodos ( $\sim 0,058$  m/s), as duas séries apresentam uma variabilidade muito parecida e correlacionada às oscilações da magnitude do vento (Figura 4.2). É possível constatar que as maiores diferenças entre os dois métodos (Figura 4.6) ocorrem principalmente durante a transição de sistemas sinóticos, onde eventos de moderada a intensa velocidade do vento acabam limitando a eficiência de *bulk*, fazendo com que as magnitudes de  $u_{*}$  calculadas por CV não pudessem ser reproduzidas.

Figura 4.5 – Velocidade de fricção calculada com dados coletados na região do cruzeiro ACEX/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012 através da parametrização de *bulk* ( $u_*b$ ) e da CV ( $u_*cv$ ).

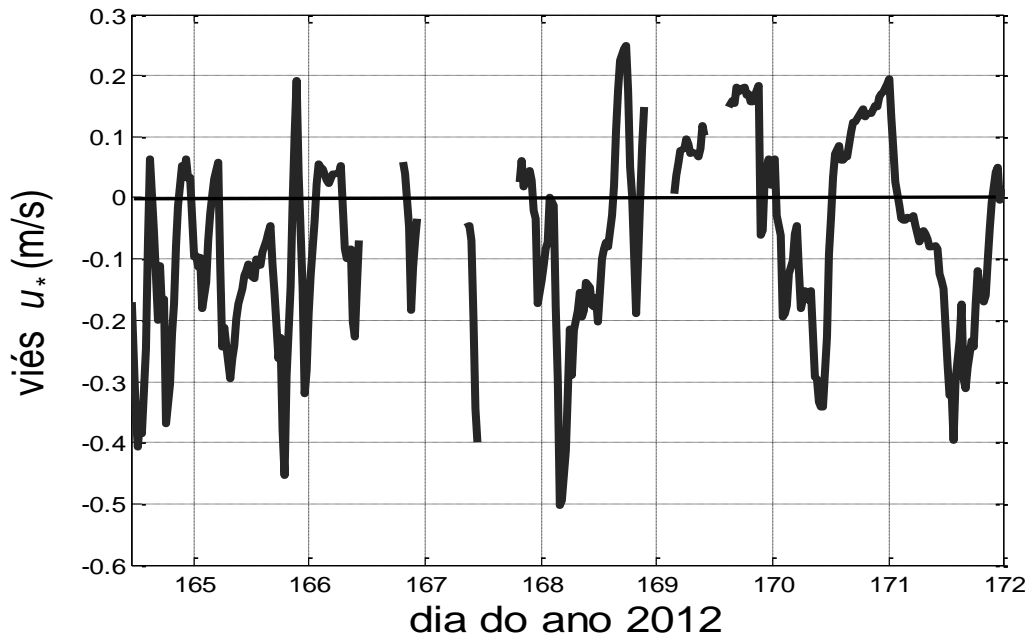


Fonte: (do próprio autor)

A Figura 4.7 apresenta o  $\tau$  da atmosfera para o oceano a partir da parametrização de *bulk* ( $\tau_b$ ) e através da CV ( $\tau_{cv}$ ). Os valores médios observados foram  $0,15 (\pm 0,16)$  e  $0,22 (\pm 0,20)$   $N/m^2$  para *bulk* e CV, respectivamente (Tabela 4.1). Raisen e Chelton (2008) apresentaram valores médios para o mês de julho de aproximadamente  $\sim 0,04$   $N/m^2$ , bem inferiores aos que foram encontrados nesse estudo. No entanto, quando comparados com valores apresentados por Flugge et al. (2006), onde são mostradas médias latitudinais para o oceano Atlântico, obtidas a partir de dados de sensoriamento remoto e reanálises, ou com Kumar et al. (2013) utilizando a base de dados TropFlux, essa diferença diminui. Martins (2015) em sua tese apresentou  $\tau$  obtido através da CV utilizando médias de 10 min e através da Decomposição de Modos Empíricos (DME) durante o cruzeiro ACEX/SIMTECO e compara estes resultados com obtidos através da parametrização de *bulk*. Seus resultados [CV( $0,1154 \pm 0,1391$ ) e DME ( $0,1226 \pm 0,1171$ )  $N/m^2$ ] são menores aos apresentados nesse estudo. Isso pode ser justificado pela calibração realizada no sensor de movimento após a realização do estudo de Martins (2015). Já a comparação da CV em relação a *bulk* no trabalho

de Martins (2015) apresentou um erro quadrático médio de 0,144, concordando os resultados aqui apresentados.

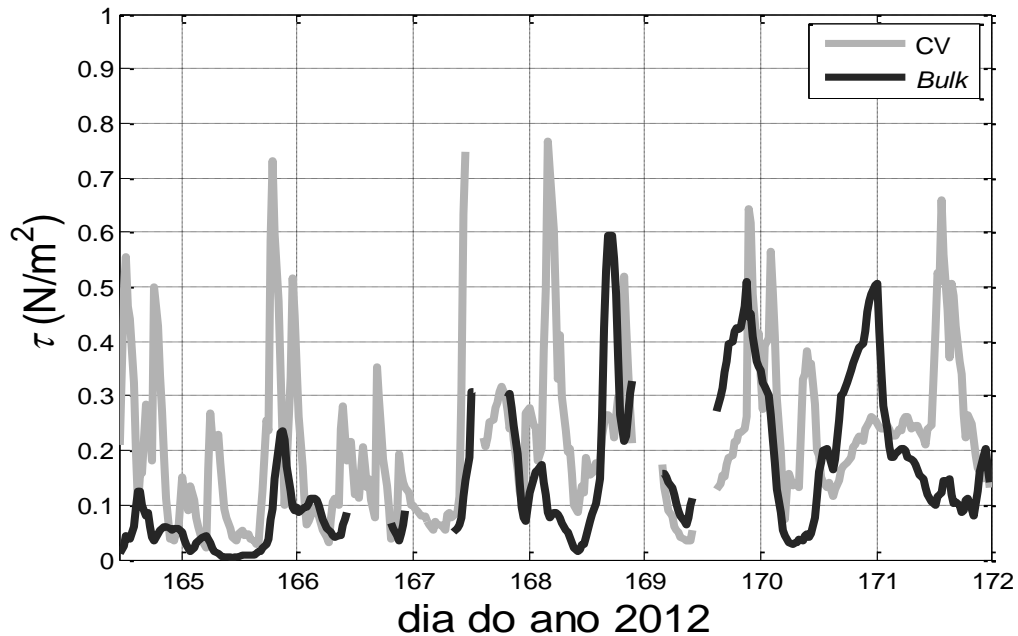
Figura 4.6 – Viés entre velocidade de fricção calculada com dados coletados na região do cruzeiro ACEX/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012.



Fonte: (do próprio autor)

Assim como na determinação de  $u_*$ , o  $\tau$  está diretamente relacionado a variações da magnitude do vento (FAIRALL et al. 1997, 2003). Na maioria do período analisado,  $\tau_b$  subestimou  $\tau_{cv}$ , como pode ser observado na Figura 4.8. Fairall et al., (1997) reporta que *bulk* tende a subestimar a CV para pequenas magnitudes do vento e superestimar para grandes magnitudes, isso foi observado aqui, onde o  $\tau$  estimado por *bulk* subestimou o calculado por CV em praticamente todo o período analisado, com exceção de três situações onde as magnitudes do vento atingiram valores superiores a 15 m/s. O  $\tau_b$  não ultrapassou em nenhum momento  $0,6 \text{ N/m}^2$ , enquanto os picos observados do  $\tau_{cv}$  estiveram em sua maioria próximos de  $0,7 \text{ N/m}^2$ . Mesmo sendo, em valores médios, 46 % superior o  $\tau_{cv}$  em relação a  $\tau_b$ , as duas curvas apresentam uma variabilidade bem semelhante, com a série  $\tau_b$  acompanhando as flutuações do  $\tau_{cv}$ , sendo as maiores diferenças entre os dois métodos observadas em situação de intensa magnitude do vento.

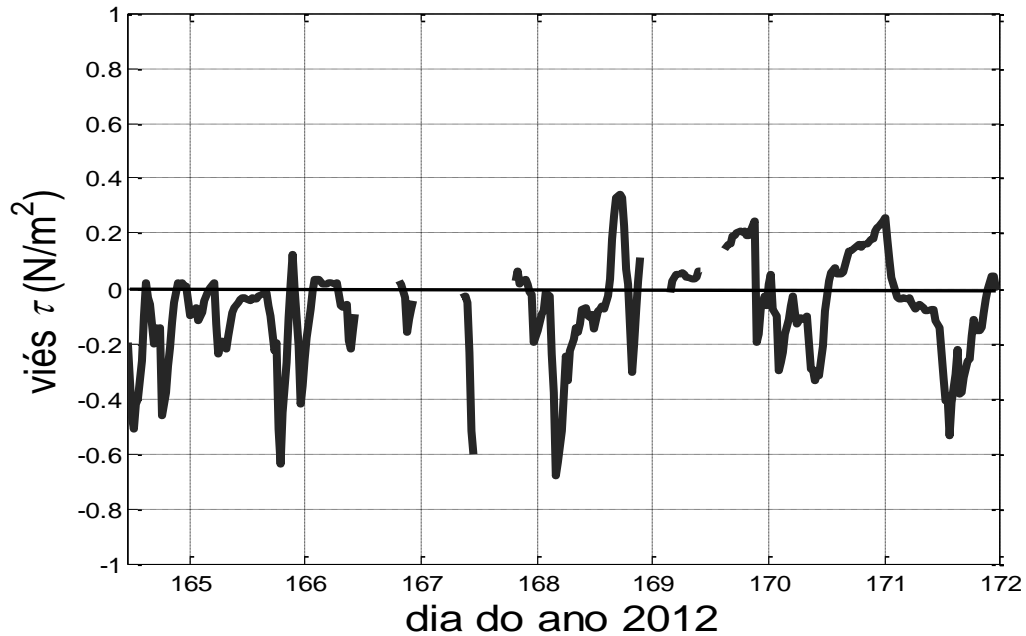
Figura 4.7 - Fluxo de *momentum* a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012 através da parametrização de *bulk* ( $\tau_b$ ) e da CV ( $\tau_{cv}$ ).



Fonte: (do próprio autor)

O  $H$  (Figura 4.9) apresentou valores, na maioria do período analisado, positivos com magnitudes inferiores a  $50 \text{ W/m}^2$ . Porém, no final do cruzeiro, a ocorrência de advecção fria após a passagem do segundo sistema de baixa pressão atmosférica, fez com que a atmosfera resfriada criasse uma maior diferença entre a TSM e a  $T_{ar}$ , intensificando o  $H$  do oceano para a atmosfera, com valores superiores a  $100 \text{ W/m}^2$ , como também reportado por Pezzi et al. (2016a). Os dois métodos apresentaram boa concordância, com o  $H$  estimado por *bulk* conseguindo representar bem a curva de CV, mesmo o superestimando em alguns casos (Figura 4.9). O  $H$  utilizando a CV e *bulk* apresentou valores médios de  $16,57 (\pm 27,61)$  e  $22,15 (\pm 22,47) \text{ W/m}^2$  (Tabela 4.1), respectivamente. Martins (2015), utilizando blocos de 10 min para as médias para o cálculo da CV encontrou um valor médio de  $(16,45 \text{ W/m}^2 \pm 24,66)$  muito próximo do apresentado neste estudo e apresentou um erro quadrático médio em relação a *bulk* de 16,23, bem maior que a diferença entre os dois métodos aqui analisados. Pezzi et al. (2016a), utilizando a mesma metodologia aqui aplicada, no entanto sem dispor das informações da calibração do sensor de movimento utilizado para a correção dos dados de vento e com uma versão anterior para o cálculo dos fluxos através de *bulk*, encontraram magnitudes de  $H$  de 18,80 e  $14,5 \text{ W/m}^2$ , para CV e para *bulk*, respectivamente.

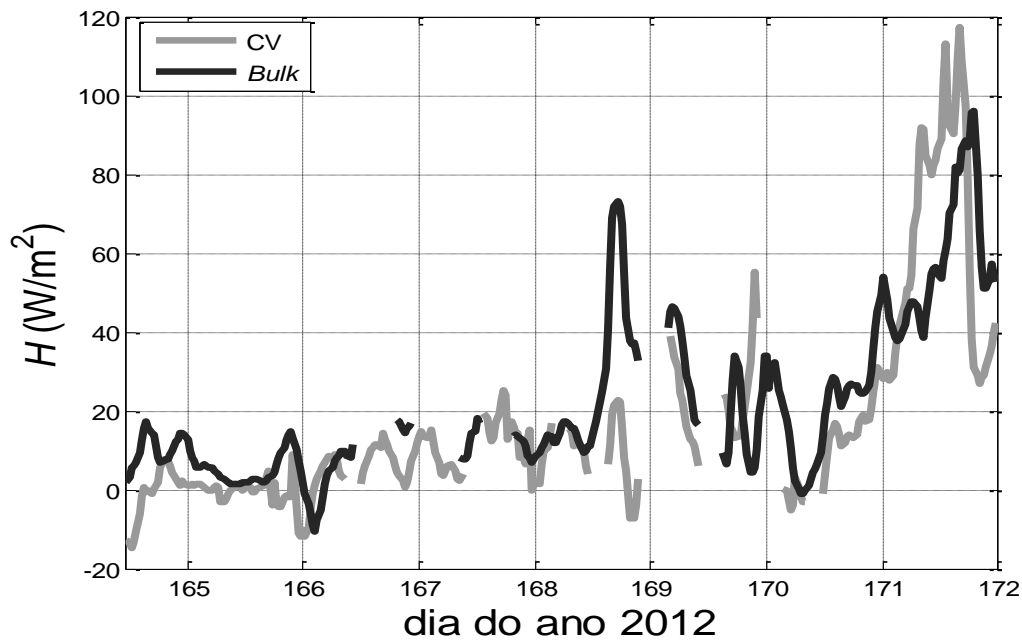
Figura 4.8 – Viés do fluxo de *momentum* calculado com dados coletados na região do cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 do ano de 2012.



Fonte: (do próprio autor)

As divergências mais significativas (Figura 4.10) entre os dois métodos ocorreram sobre a CCB (final do dia 168), onde a combinação de uma grande diferença entre SST e  $T_{ar}$  (Figura 4.4) e a transição sinótica para uma situação de alta pressão atmosférica gerou intensas magnitudes do vento e isso implicou em uma superestimação de *bulk* de cerca de 50  $\text{W/m}^2$  em relação a CV. Outra diferença significativa ocorreu no final do dia 169, quando durante a transição para uma baixa pressão atmosférica, *bulk* subestimou em cerca de 50  $\text{W/m}^2$  a CV. Durante a transição entre o segundo sistema de baixa pressão atmosférica (dias 171 e 172) para a atuação de alta pressão atmosférica, *bulk* apresentou magnitudes cerca de 55  $\text{W/m}^2$  inferiores a CV, sugerindo uma dificuldade desse método em reproduzir fluxos em condições de transição de sistemas sinóticos combinados com grandes magnitudes da diferença entre TSM e  $T_{ar}$ . Logo em seguida, já durante a atuação do sistema de alta pressão atmosférica, *bulk* voltou a superestimar a CV em 68  $\text{W/m}^2$ .

Figura 4.9 - Fluxo de calor sensível ( $H$ ) a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012.

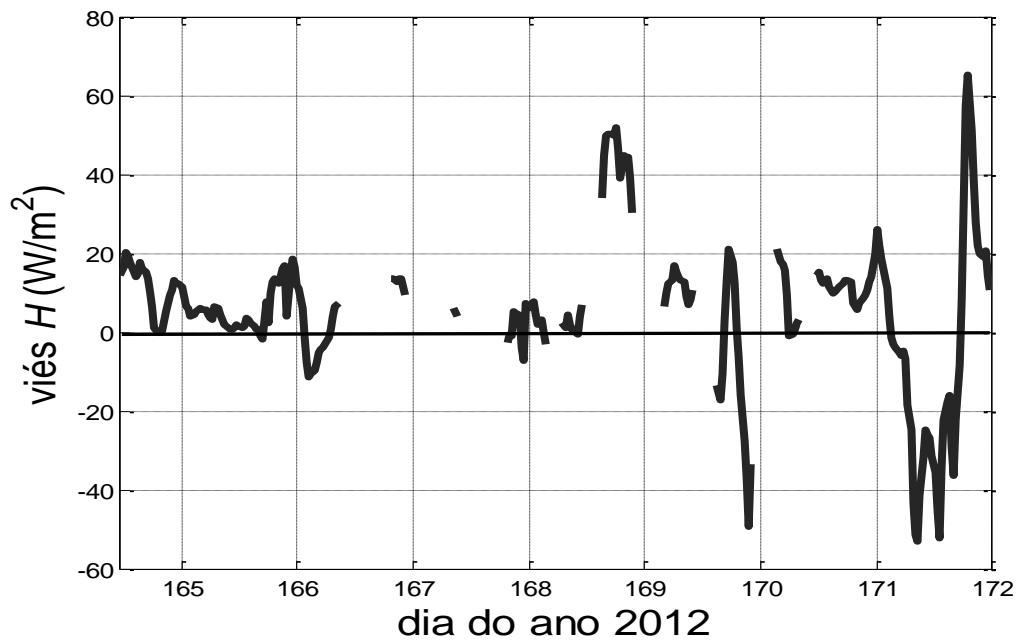


Fonte: (do próprio autor)

O método de *bulk* apresentou dificuldades para estimar o  $Le$  quando comparado com a CV (Figura 4.11). Embora os  $Le$  obtidos pelos dois métodos apresentem aparente coerência na reprodução de suas curvas, *bulk* superestima em até quatro vezes a CV. As maiores diferenças entre os dois métodos ocorreram durante a transição entre os sistemas sinóticos atuantes, onde alterações da velocidade do vento estão relacionadas a essas diferenças. A partir da análise do parâmetro de estabilidade (Figura 4.4), foram observadas condições atmosféricas predominantemente instáveis concordando com um  $Le$  dominantemente positivo (do oceano para a atmosfera), embora em alguns poucos casos, a CV tenha apresentado valores negativos em situações de baixa velocidade do vento. Os valores médios de  $Le$  foram de 21,16 ( $\pm 37,06$ ) e 81,08 ( $\pm 52,26$ ) W/m<sup>2</sup> (Tabela 4.1) para CV e *bulk*, respectivamente. Martins (2015) encontrou um  $Le$  médio de 18,70 ( $\pm 34,02$ ) W/m<sup>2</sup> utilizando a CV, e um erro quadrático médio em relação a *bulk* de 76,89 W/m<sup>2</sup>. Já os resultados apresentados por Pezzi et al. (2016a) concordam com os resultados aqui apresentados, os autores encontraram valores de 18,00 ( $\pm 29,03$ ) e 78,30 ( $\pm 53,50$ ) W/m<sup>2</sup>. As diferenças desses estudos em relação aos apresentados nesta tese, podem ser associados à calibração do sensor de movimento, assim como a versão utilizada para determinação de  $Le$  através de *bulk*.

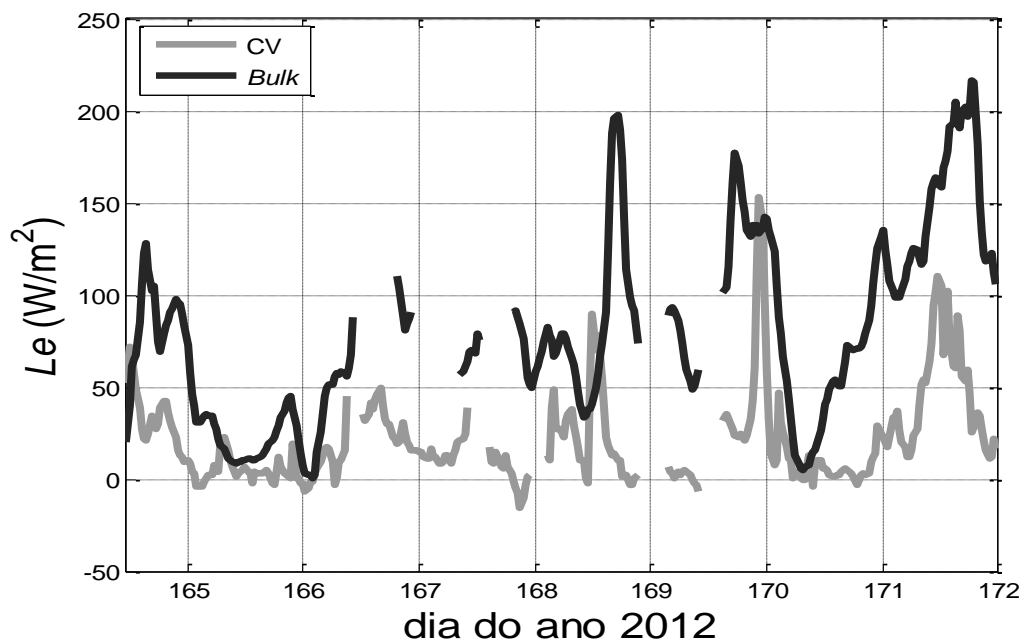


Figura 4.10 – Viés do fluxo de calor sensível a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012.



Fonte: (do próprio autor)

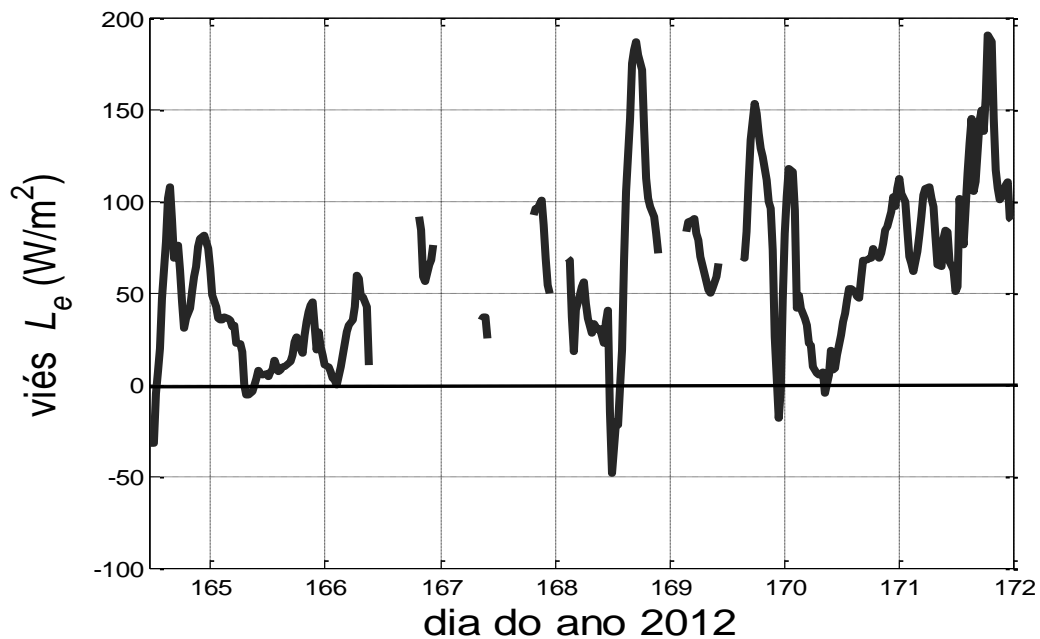
Figura 4.11 - Fluxo de calor latente ( $Le$ ) a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEx/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012.



Fonte: (do próprio autor)

As menores diferenças (Figura 4.12) do  $L_e$  entre os dois métodos ocorreram entre os dias 165 e 168, durante a travessia sobre uma região de menor gradiente horizontal de TSM e sob a atuação de um sistema de alta pressão atmosférica, foi encontrada uma diferença média de  $33,07 \text{ W/m}^2$ . No dia 169, a presença de uma crista atmosférica combinada com intensos ventos, intensificou a diferença entre as magnitudes médias para cerca de  $80 \text{ W/m}^2$ . No final do período amostrado (dias 170 e 171), sobre a atuação de um sistema de baixa pressão e a transição para uma condição de alta pressão atmosférica, as diferenças entre os dois métodos apresentaram magnitudes médias de  $76,57 \text{ W/m}^2$ , porém, durante a ocorrência de uma grande diferença entre TSM e  $T_{ar, bulk}$  superou a CV em até  $190 \text{ W/m}^2$ .

Figura 4.12 – Viés do Fluxo de calor latente a partir de dados coletados pelo cruzeiro ACEX/SIMTECO entre os dias 164 e 172 de 2012.



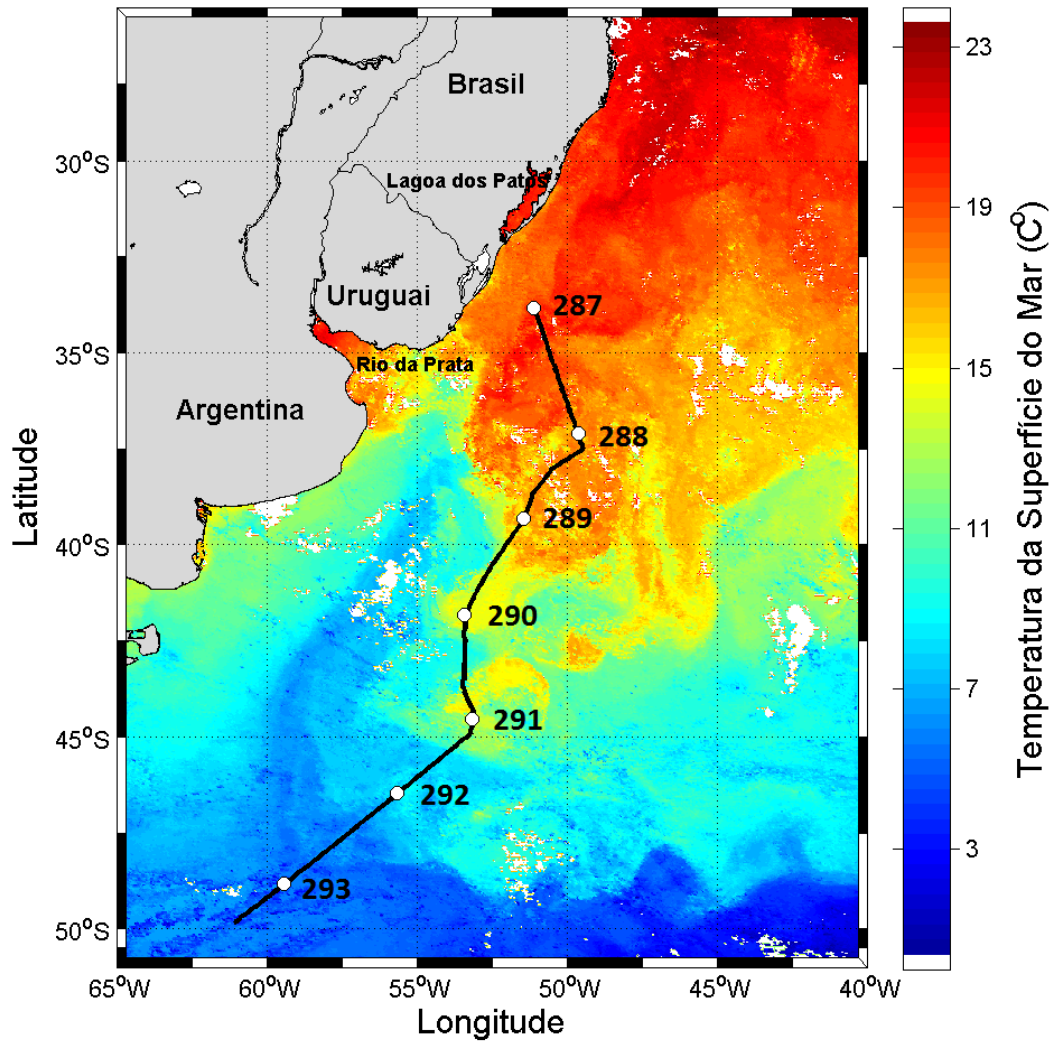
Fonte: (do próprio autor)

## 4.2 RESULTADOS CAMPANHA INTERCONF 32 (INT32)

As condições atmosféricas e oceânicas descritas nessa seção são referentes à INT32 e ocorreram entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 (287 a 293 do ano de 2013). Entre os dias 287 e o dia 291, a região amostrada pelo cruzeiro esteve sobre a atuação de um sistema de alta pressão atmosférica (Figura 4.15) com valores médios de 1011 hPa (Figura 4.17). A partir do dia 291, houve uma redução da pressão atmosférica para cerca de 976 hPa. No início do cruzeiro, entre os dias 287 e 289, foram observadas intensas magnitudes do vento, atingindo valores de até 16 m/s, porém com significativas variações, atingindo até 5 m/s (Figura 4.17). A partir do dia 291, a transição para uma condição de baixa pressão atmosférica fez com que a intensidade do vento permanecesse com valores médios entre 10 e 13 m/s (Figura 4.17). Entre o início das amostragens até o final do dia 289, foi observada advecção fria de temperatura (Figura 4.15). Essa condição foi alterada, sendo observada a partir do dia 290, até o início do 292, um padrão de advecção quente de temperatura.

Entre o início do cruzeiro e o início do dia 289, as amostragens foram realizadas sobre águas do CB (Figura 4.13 e 4.14) com a TSM entre 16 e 20°C, já entre os dias 289 e metade do dia 291 as amostragens foram realizadas sobre a região meandrante da CBM, com a transposição de duas mesoestruturas oceânicas. Na Figura 4.14 é possível observar que as mesoestruturas oceânicas apresentadas no campo de TSM (Figura 4.13) são na verdade um vórtice transportando águas de origem da CB para a região da CM e um meandro prestes a se desprender da CB. A presença dessas mesoestruturas pode influenciar localmente os fluxos na superfície modulando os fluxos de calor e o vento. O meandro, tem uma profundidade de cerca de 500 m, semelhante à profundidade das águas da CB na região da CBM. Já o vórtice, apresenta uma profundidade de cerca de 350 m. Entre os dias 289 e 291, na transição entre a CBM e a região meandrante, é observado uma correlação positiva entre a TSM e a velocidade do vento (Figura 4.17 e 4.18).

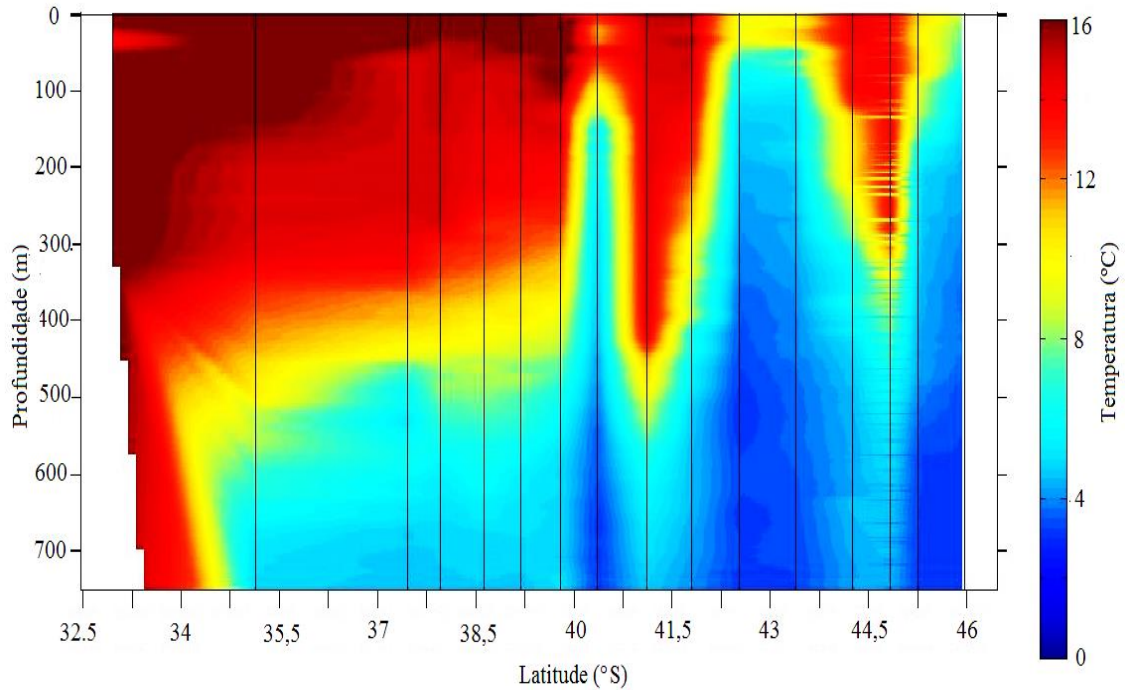
Figura 4.13- Temperatura média da superfície do mar entre os dias 289 e 296 (16 a 23 de outubro) de 2013 durante a INT32 na região da Confluência Brasil-Malvinas obtidas através do sensor MODIS-AQUA. A linha preta indica a trajetória realizada durante a execução do cruzeiro. Os círculos de fundo branco indicam o início de cada dia do ano de 2013 sobre a trajetória realizada.



Fonte: (do próprio autor)

A TSM-T<sub>ar</sub>, apresentou na maioria do cruzeiro valores positivos, com apenas três exceções, no final dos dias 290, 291 e 292 (Figura 4.18).

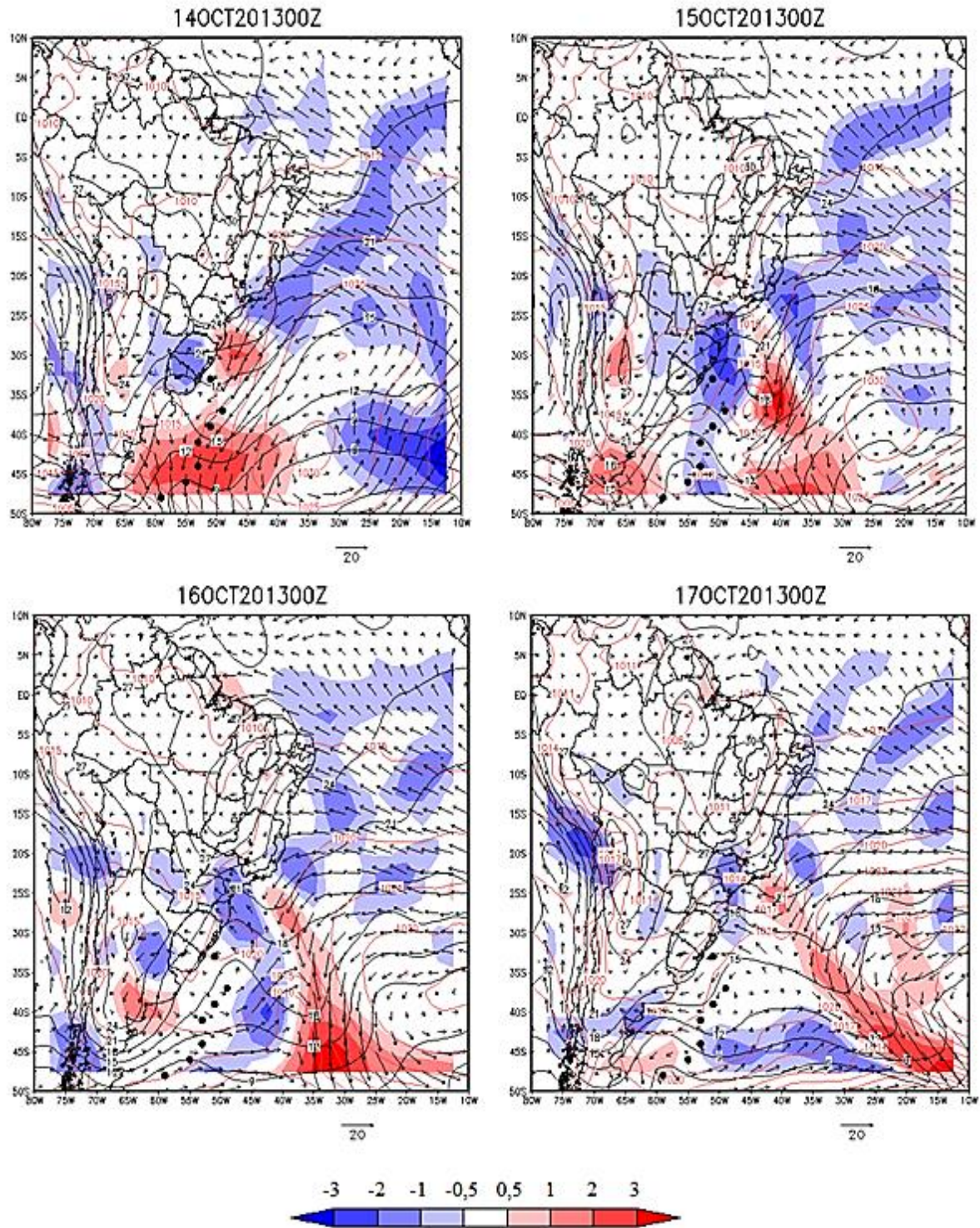
Figura 4.14 – Perfil vertical de temperatura do mar obtido através de sondas tipo XBT entre os dias 287 e 291 de 2013 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

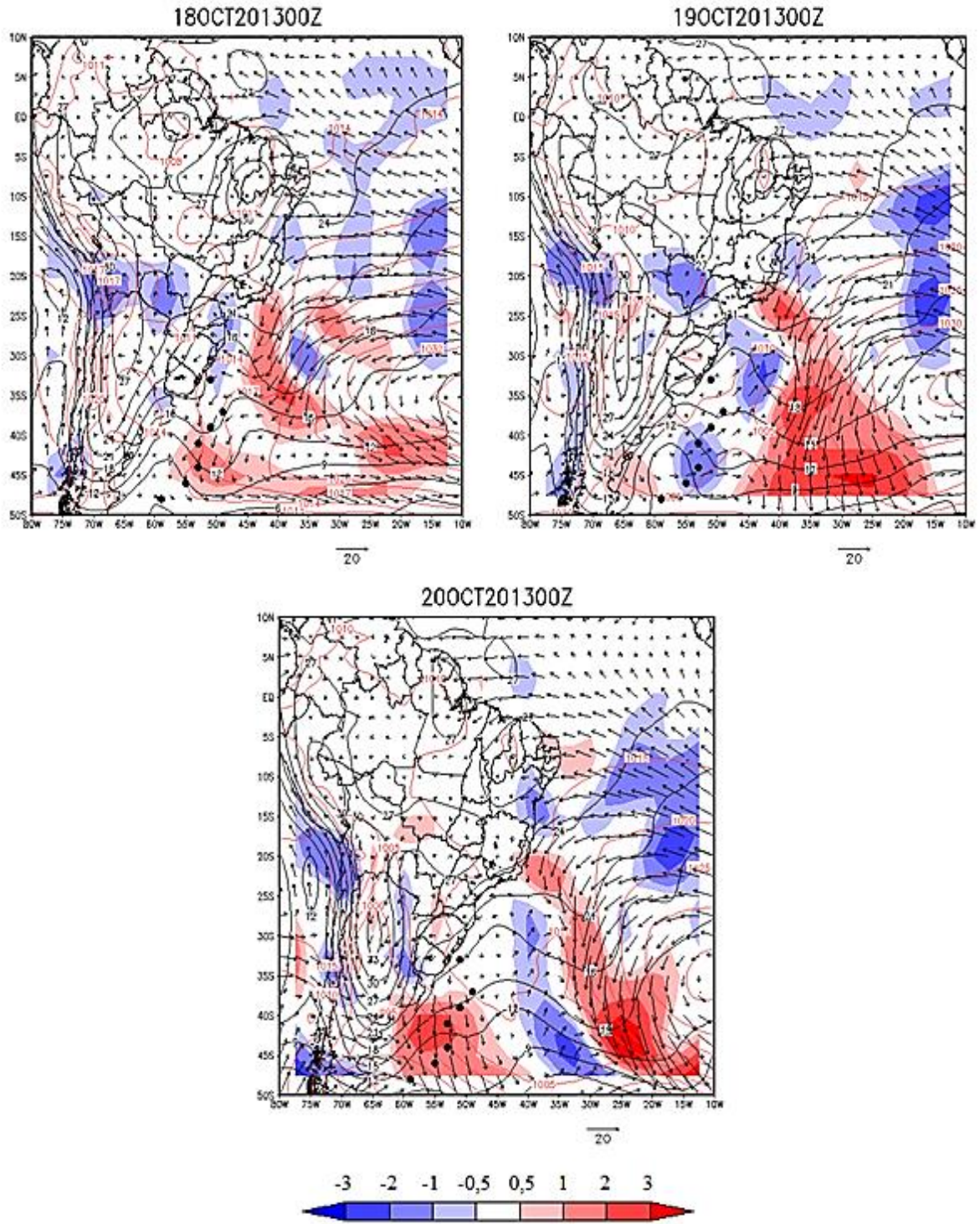
O parâmetro de estabilidade determinado através da CV e *bulk* concordaram principalmente em condições instáveis e neutras (Figura 4.19). As diferenças mais significativas ocorreram entre metade dos dias 290 e 291 sobre a região meandrante. Nesse caso,  $\zeta$  calculado por CV apresentou valores próximos à neutralidade, enquanto o estimado por *bulk*, forçado pela mudança do sinal da TSM-T<sub>ar</sub> e da componente meridional do vento (Figura 4.15 e 4.16), oscilou entre uma situação estável para uma condição instável, não observada através da CV.

Figura 4.15 – Condições atmosféricas em superfície para às 0:00 UTC entre os dias 15 (287) e 20 (293) de outubro de 2013 a partir de dados de reanálise CFSv2. A trajetória realizada pelo H41 é indicada através dos pontos pretos. O sombreado indica a advecção de temperatura em superfície ( $^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ ). Os vetores indicam velocidade (m/s) e direção do vento ( $^{\circ}$ ). As linhas vermelhas indicam a pressão ao nível médio do mar (hPa). E, as linhas pretas indicam os valores de temperatura do ar em 2 m ( $^{\circ}\text{C}$ ).



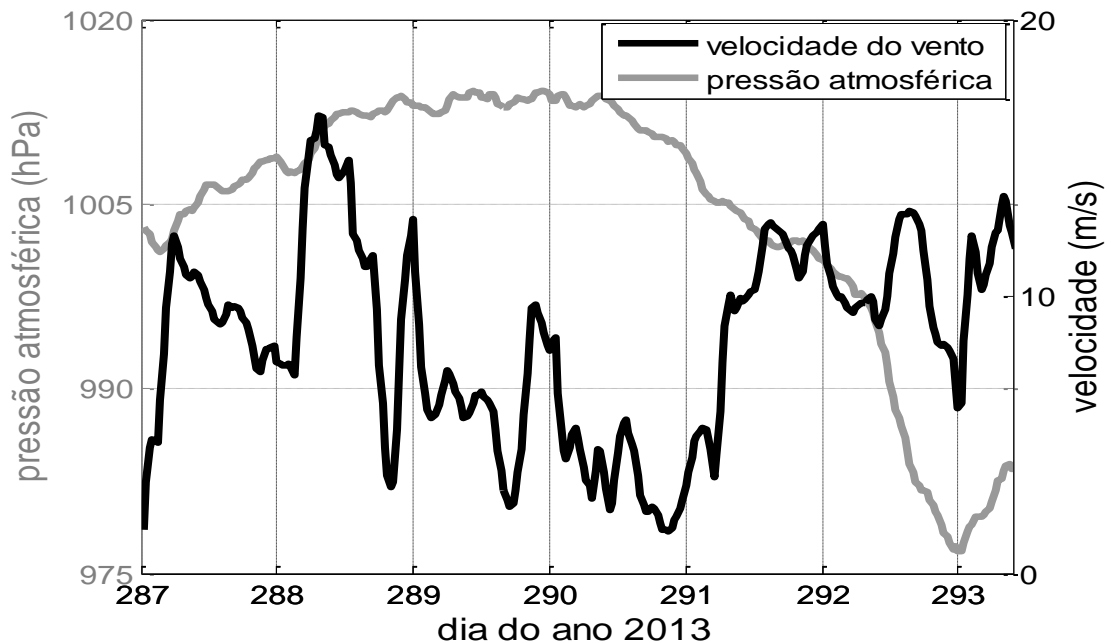
Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.16 – Continuação da Figura 4.15



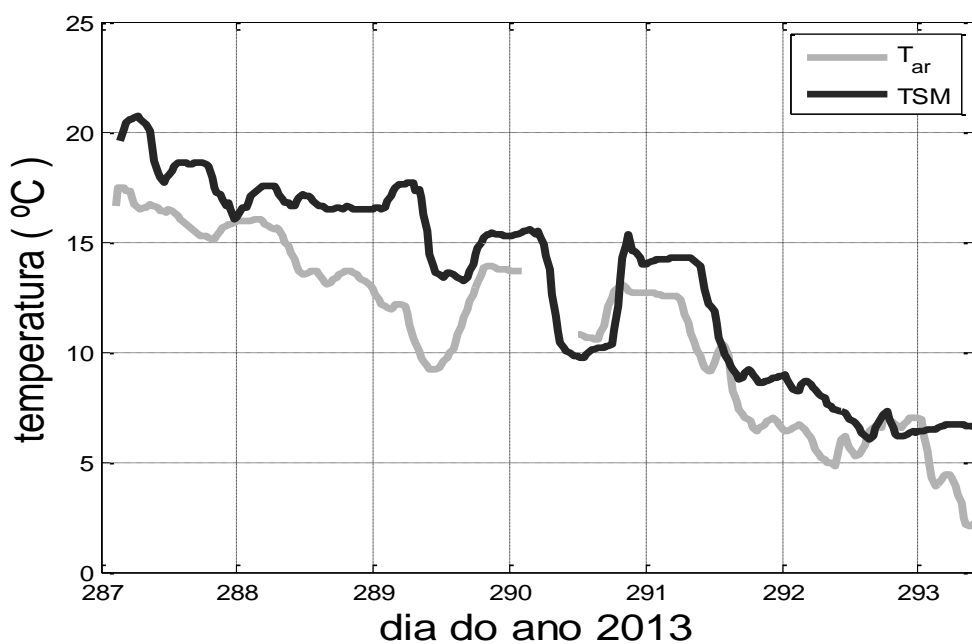
Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.17 - Pressão atmosférica e velocidade do vento amostrada pelos sensores fixados na torre micrometeorológica entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

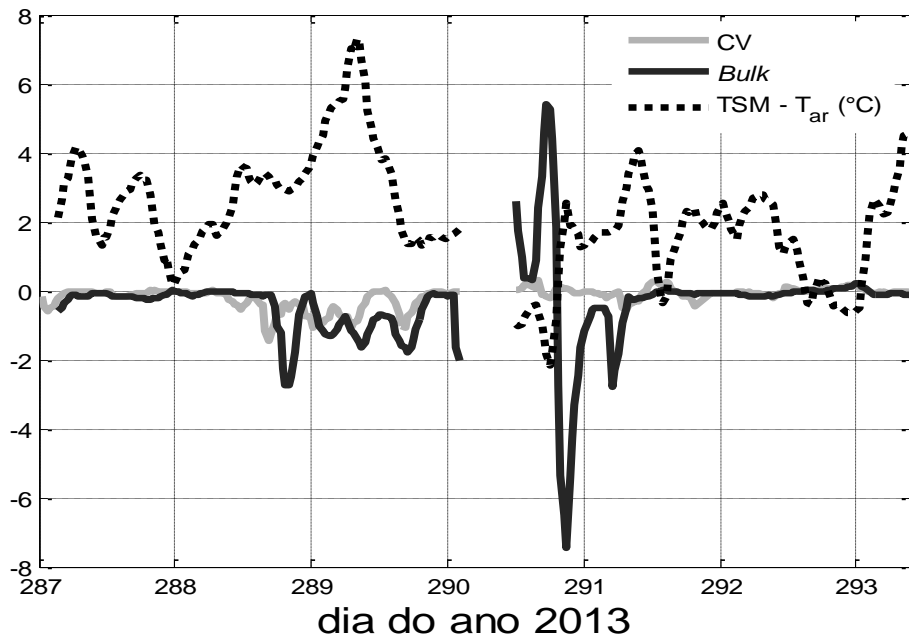
Figura 4.18 - Temperatura da superfície do mar (linha escura) amostrada pelo termosalinógrafo de casco do H41 e temperatura do ar (linha cinza) amostrada pela torre micrometeorológica entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)



Figura 4.19 - Parâmetro de estabilidade,  $TSM - T_{ar}$ , amostrada entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

As séries de  $u_*$  calculadas durante a INT32 por CV e por *bulk* apresentaram uma boa concordância em sua variabilidade (Figura 4.20), salvo em condições específicas. As maiores discrepâncias ocorreram no dia 288, onde intensas magnitudes de vento ( $\sim 16$  m/s) fizeram *bulk* superestimar CV, e entre os dias 289 e 292, exatamente sobre a região meandrante da CBM indicando um intenso cisalhamento observado pela CV e não representado por *bulk* (Figura 4.21). Esse fato indica uma modulação de  $u_*$  devido à influência das feições oceânicas sobre a velocidade do vento. Intensificação da diferença na determinação de  $u_*$  entre os dois métodos durante intensas magnitudes do vento também é indicado por Fairall et al. (1997) assim como o observado neste estudo.

Em magnitudes médias,  $u_*$  determinado por CV (0,388 m/s) foi superior ao estimado por *bulk* (0,316 m/s) com desvio padrão de 0,23 e 0,16 para  $u_{*cv}$  e  $u_{*b}$  (Tabela 4.2), respectivamente, concordando com magnitudes observadas em estudos realizados em outras regiões oceânicas (FAIRALL, et al., 1997). No entanto, estudos como o realizado por Flugge et al. (2012), utilizando dados coletados em alta frequência por uma boia fundeada próxima à costa de Massachusetts no oceano Atlântico Norte, apresentaram flutuações menores que as encontradas aqui, mesmo em condições onde a magnitude do vento esteve equivalente às observadas durante o cruzeiro INT32.

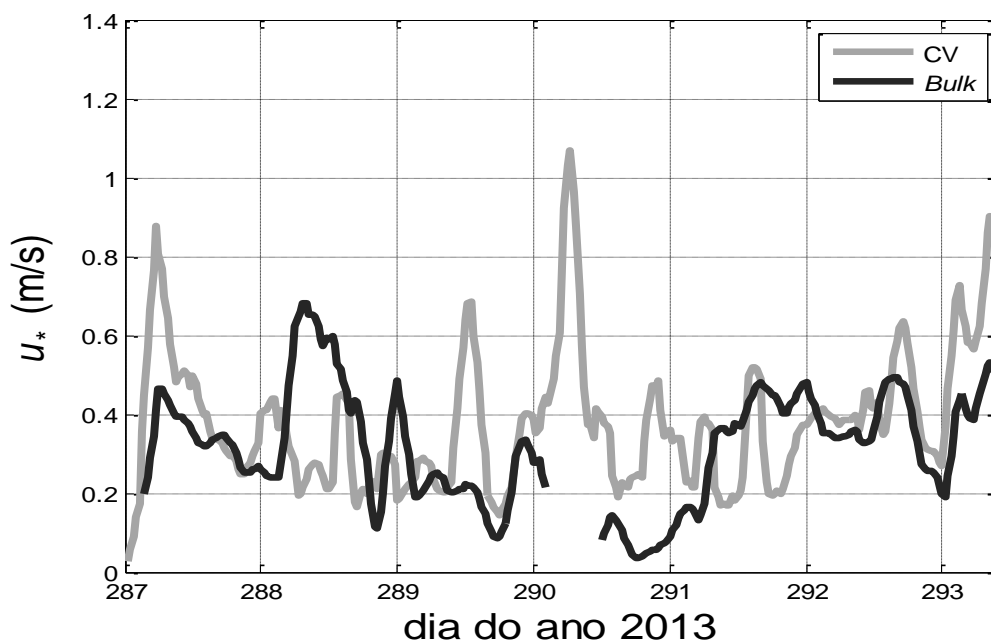
Tabela 4.2 - Valores médios e desvios padrão (DP) calculados e estimados através da CV e de *bulk*, respectivamente, para o cruzeiro INT32 da velocidade de fricção ( $u_*$ ), fluxo de *momentum* ( $\tau$ ), calor sensível (H) e calor latente (Le) entre os dias 287 e 293 (14 e 20 de outubro) do ano de 2013 sobre a região sudoeste do OA.

	$u_*$ (m/s)		$\tau$ (N/m <sup>2</sup> )		H (W/m <sup>2</sup> )		Le (W/m <sup>2</sup> )	
	Média	DP	Média	DP	Média	DP	Média	DP
CV	0,388	0,23	0,23	0,27	15,64	26,20	6,32	22,04
<i>Bulk</i>	0,316	0,16	0,15	0,13	25,70	23,00	38,67	34,32
<i>Bulk-CV</i>	-0,072		-0,08		10,06		32,35	

Fonte: (do próprio autor)

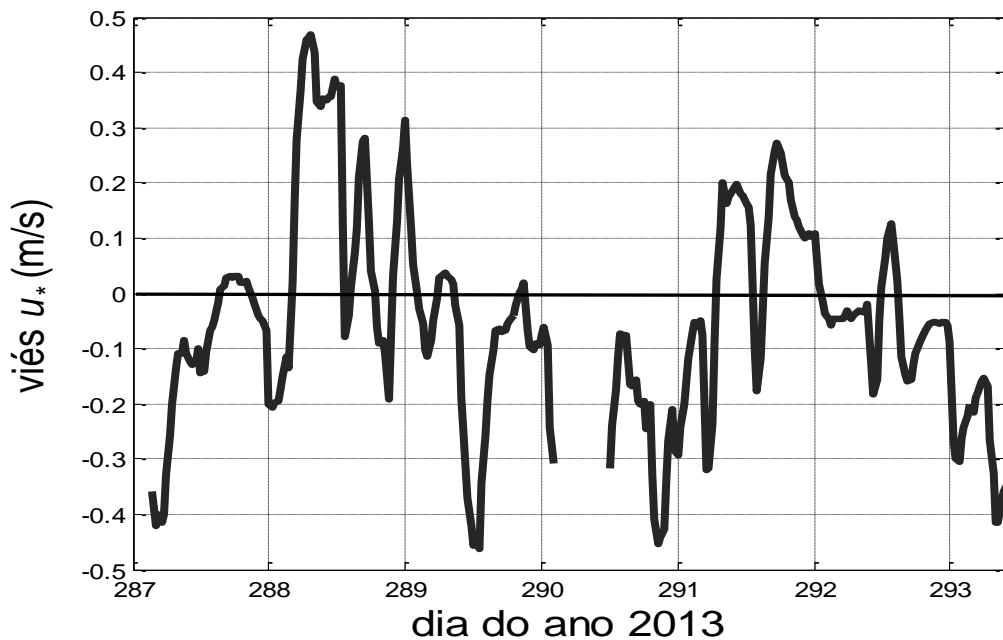
A climatologia proposta por Klinger et al. (2006) apresenta valores médios de  $u_*$  entre 0,8 e 1,0 m/s que estão de acordo com os picos observados neste estudo, mas superiores em relação aos valores médios observados. Essas diferenças podem ser atribuídas a incertezas devidas a erros em estimativas dos resultados apresentados por Klinger et al. (2006), assim como por modulação local devido a intensos gradientes horizontais de TSM, já que as maiores diferenças entre os dois métodos ocorreram durante a travessia sobre a região meandrante da CBM.

Figura 4.20 - Velocidade de fricção ( $u_*$ ) calculada com dados coletados entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM através da parametrização de *bulk* ( $u_{*b}$ ) e da CV ( $u_{*cv}$ ).



Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.21 - Viés entre velocidade de fricção ( $u_*$ ) calculada com dados coletados entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.

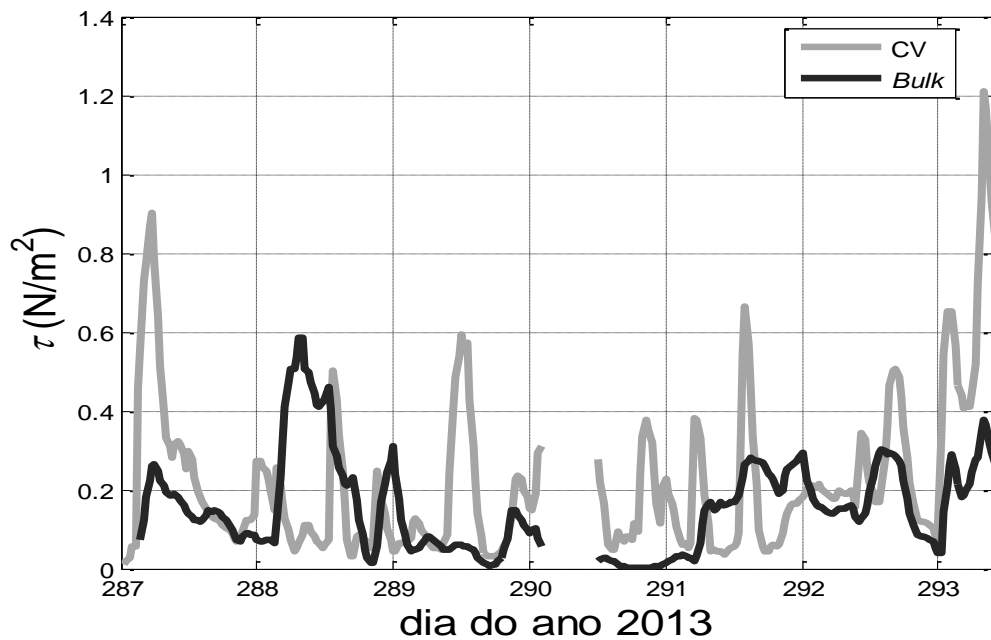


Fonte: (do próprio autor)

Na Figura 4.22 pode-se observar que o  $\tau$  reproduz o comportamento da série de  $u_*$  devido a sua relação  $\tau = -\rho u_*^2$  (Martins, 2015). As magnitudes médias obtidas por CV e *bulk* foram  $0,23 (\pm 0,27)$  e  $0,15 (\pm 0,13)$  N/m<sup>2</sup> (Tabela 4.2), respectivamente. As maiores diferenças entre os dois métodos (Figura 4.23) foram observadas em eventos de intensa magnitude do vento como nos dias 288 e 293 e em situações onde a TSM-T<sub>ar</sub> apresentou relativamente grandes magnitudes ( $> 5$ ) como no dia 289.

As magnitudes aqui apresentadas estão de acordo com o observado em trabalhos utilizando a mesma metodologia (EDSON et al., 2013, FAIRALL et al., 2003, MARTINS, 2015 e DRENNAN et al., 2006) que concordam com o fato de *bulk* subestimar a CV. Comparando o fluxo de *momentum* apresentado por Putrasahan et al. (2013) obtido na região da corrente de Kuroshio (34°- 44° N, 140°-160° L), reconhecida pela presença de intensos gradientes termais de TSM e pela frequente transição de sistemas sinóticos, nossos resultados apresentam magnitudes bem semelhantes. No entanto, quando comparado com valores climatológicos (TAYLOR, 2002; RISEN et al., 2008; KUMAR et al. 2013), nossos resultados médios os superestimam em quase uma ordem de grandeza.

Figura 4.22 - Fluxo de *momentum* estimado por *bulk* (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.

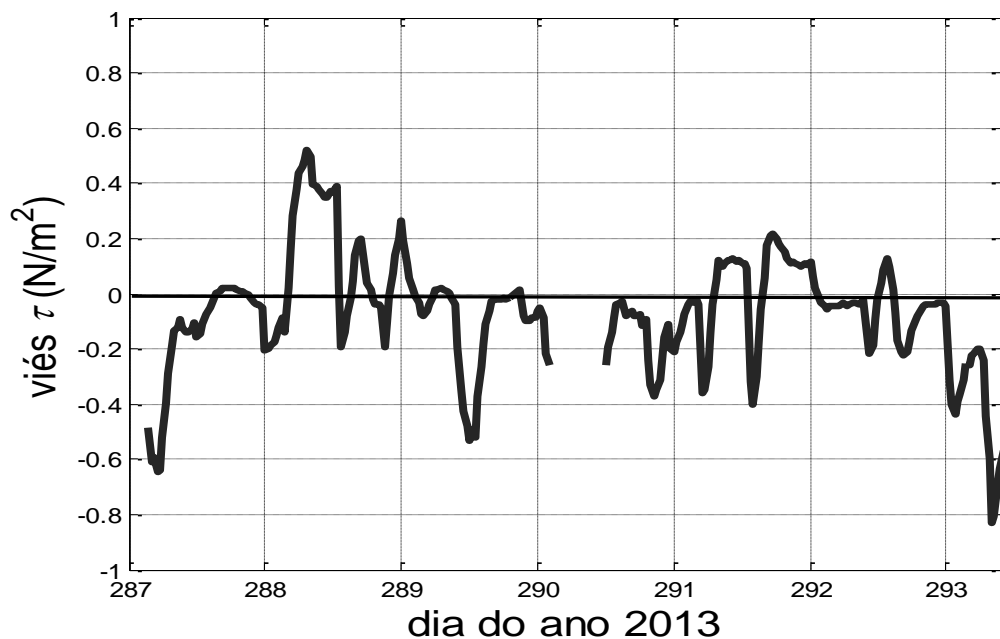


Fonte: (do próprio autor)

A série de  $H$  estimada por *bulk* representou bem os resultados calculados por CV (Figura 4.24), conseguindo reproduzir sua variabilidade temporal, embora, em valores médios tenham superestimado em 10,10 W/m<sup>2</sup> a CV (Figura 4.25). Os valores médios foram 25,70 W/m<sup>2</sup> e 15,64 W/m<sup>2</sup> e desvios padrão 23,00 e 26,20 para *bulk* e CV (Tabela 4.2), respectivamente.

As maiores diferenças entre os dois métodos (Figura 4.25) atingiram 50 W/m<sup>2</sup> principalmente sobre águas da CB e da CM. Sobre as águas da CB, as maiores diferenças entre os dois métodos foram devidas a intensas magnitudes do vento (Figura 4.17) e a uma significativa diferença entre a TSM e  $T_{ar}$  (Figura 4.19) causando uma superestimação de *bulk*. Na região meandrante da CBM, a diferença entre os dois métodos foi inferior a 10 W/m<sup>2</sup>, com exceção do final do dia 290, quando houve a transição para sul da CBM, combinado com a TSM maior que  $T_{ar}$  e os ventos com magnitudes relativamente fracas causou uma subestimação do *bulk* em relação a CV. No entanto, logo em seguida, quando a TSM voltou a ficar menor que a  $T_{ar}$  e foi acompanhada por intensas magnitudes de vento sobre o vórtice transposto, *bulk* superestimou a CV. No final do cruzeiro sobre águas da CM, *bulk* voltou a subestimar CV entre 10 e 40 W/m<sup>2</sup>.

Figura 4.23 - Viés entre fluxo de *momentum* estimado por *bulk* e calculado por CV entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.

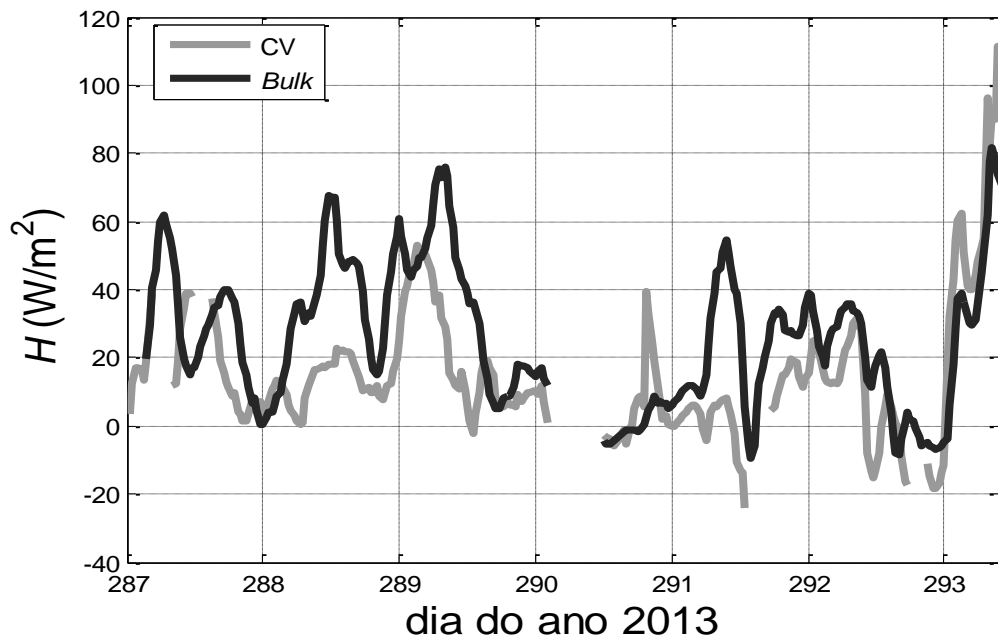


Fonte: (do próprio autor)

Analisando a série de  $H$  (Figura 4.24), é possível observar uma correlação direta de com a velocidade do vento (Figura 4.17) e com a magnitude do parâmetro TSM- $T_{ar}$  (Figura 4.19). Isso faz com que, quando esses parâmetros ambientais apresentem grandes (pequenas) magnitudes, fosse observado uma superestimação (subestimação) de *bulk* em relação a CV.

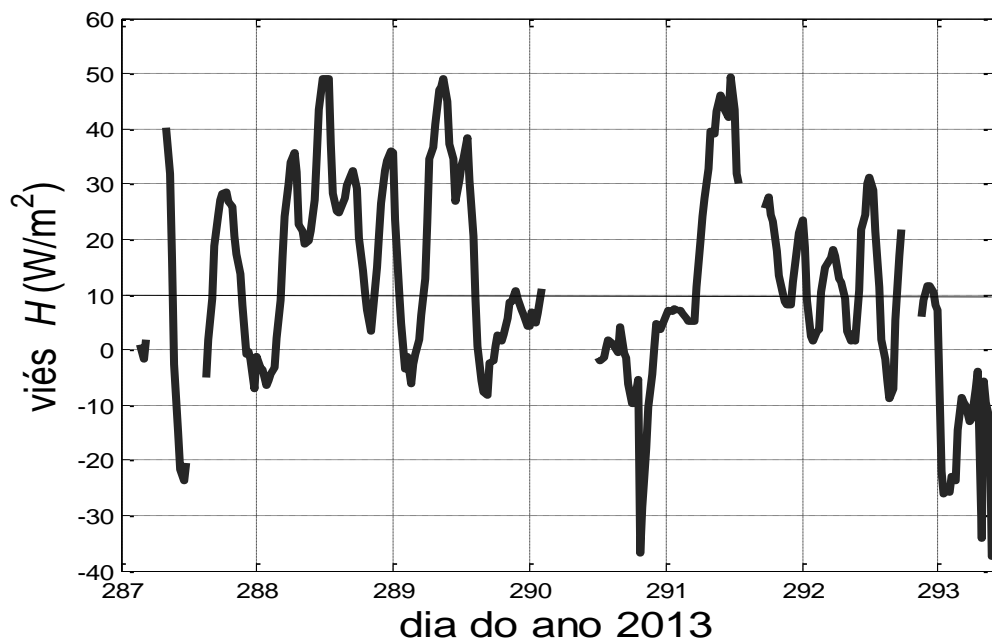
O  $Le$  durante a INT32 apresentou, durante maior parte do cruzeiro, um comportamento distinto entre os dois métodos (Figura 4.26). Os valores médios do  $Le$  foram 38,67 W/m<sup>2</sup> para *bulk* e 6,32 W/m<sup>2</sup> para a CV (Tabela 4.2), respectivamente. Esses resultados são bem inferiores que os encontrados por Acevedo et al. (2010), onde eles analisam o comportamento da CLAM em resposta aos diferentes padrões de advecção nos dois lados da CBM. Tanto os resultados obtidos por CV como por *bulk*, quando comparados com os apresentados por Pezzi et al., (2009), são bem superiores, os fluxos de  $Le$  calculados por esses autores são em vários momentos negativos. Essas diferenças no método de *bulk* podem ser associadas a características das versões do código utilizadas nos trabalhos de Pezzi et al. (2009) e Acevedo et al. (2010) para o cálculo de  $Le$ , bem anteriores à utilizada nesse trabalho.

Figura 4.24 - Fluxo de calor sensível estimado por *bulk* (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

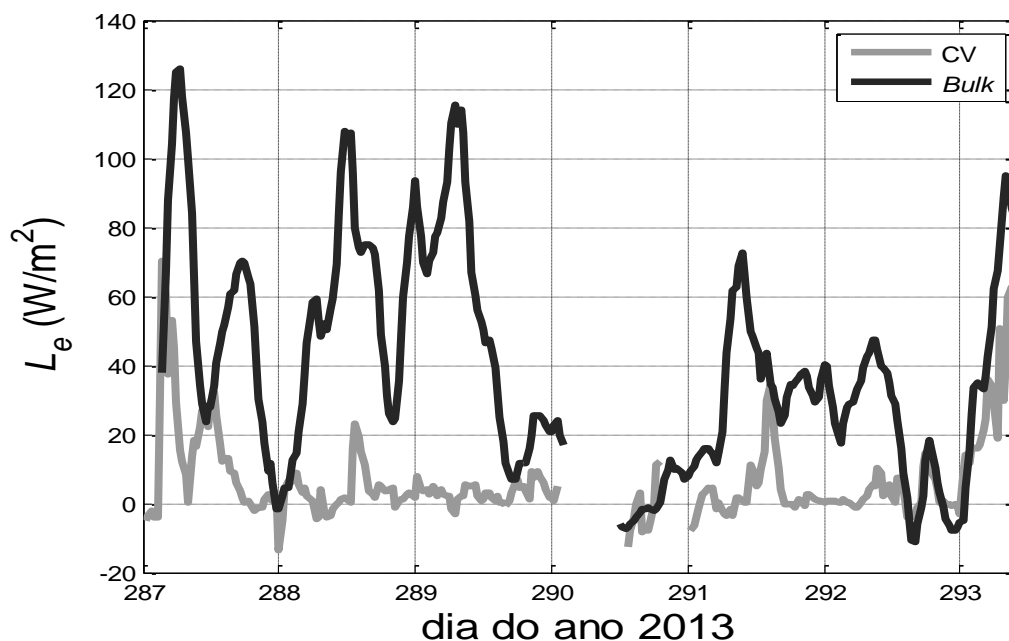
Figura 4.25 - Viés entre fluxo de calor sensível estimado por *bulk* e calculado por CV entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

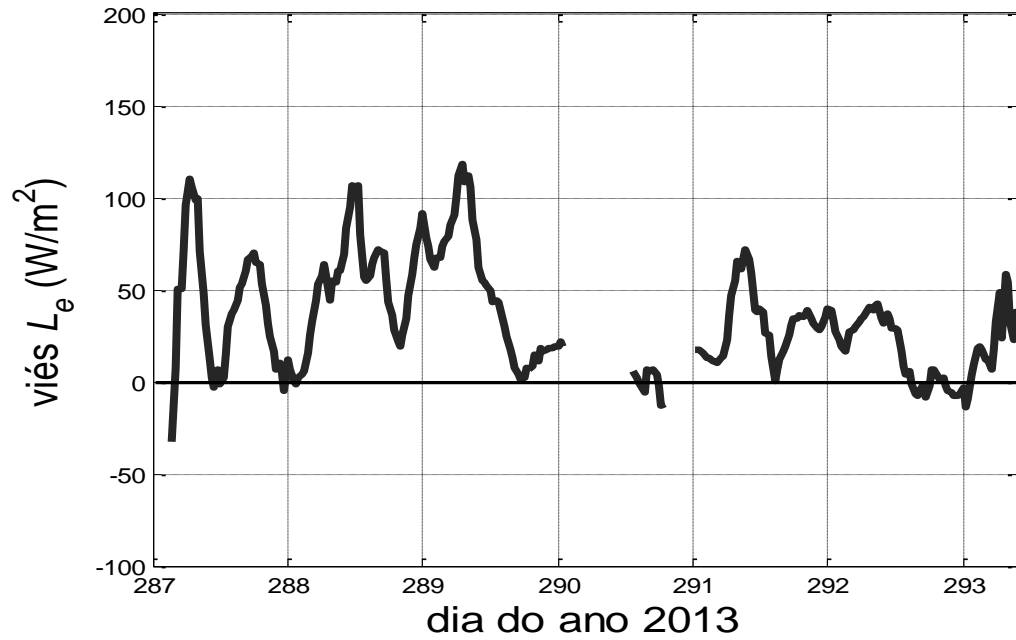
*Bulk* conseguiu reproduzir, de forma aproximada, o comportamento da série de  $L_e$  obtida por CV em três momentos durante o cruzeiro (Figura 4.26): i) no início (dia 287) durante a transição para uma condição de alta pressão atmosférica; ii) no dia 291, sobre a transição sobre uma estrutura de mesoescala oceânica; e, iii) durante o dia 293, quando a atuação de um sistema de baixa pressão atmosférica foi transposta durante o cruzeiro. No restante do cruzeiro, a atuação de um sistema de alta pressão atmosférica (Figuras 4.15, 4.16 e 4.17) foi acompanhado de uma intensa advecção fria de temperatura (Figura 4.15), causando a inibição do  $L_e$  calculado por CV, o que não aconteceu com  $L_e$  estimado por *bulk* devido a sua dependência ao gradiente entre a  $T_{ar}$  e TSM e à intensidade do vento. Esses resultados indicam que o  $L_e$  calculado por *bulk* é mais dependente dos processos advectivos atuantes, devido a alterações no conteúdo de umidade, do que do gradiente entre  $T_{ar}$  e TSM como no caso das formulações de *bulk*. Isso foi apontado por Freitas (2017) com relação ao conteúdo de umidade da atmosfera como regulador dos fluxos de calor sobre a CBM.

Figura 4.26 - Fluxo de calor latente estimado por *bulk* (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.27- Viés entre fluxo de calor latente estimado por *bulk* e calculado por CV entre os dias 14 e 20 de outubro de 2013 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



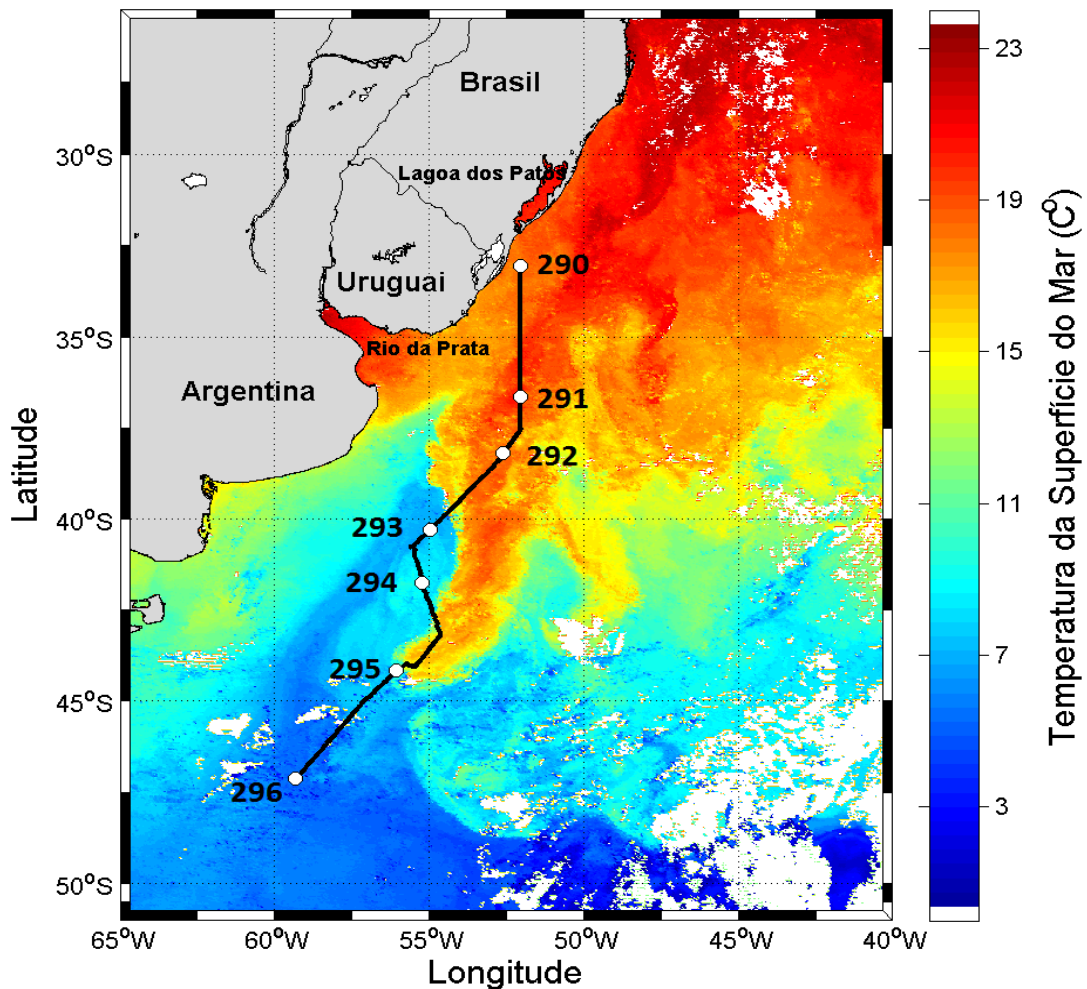
Fonte: (do próprio autor)



### 4.3 RESULTADOS CAMPANHA INTERCONF 33 (INT33)

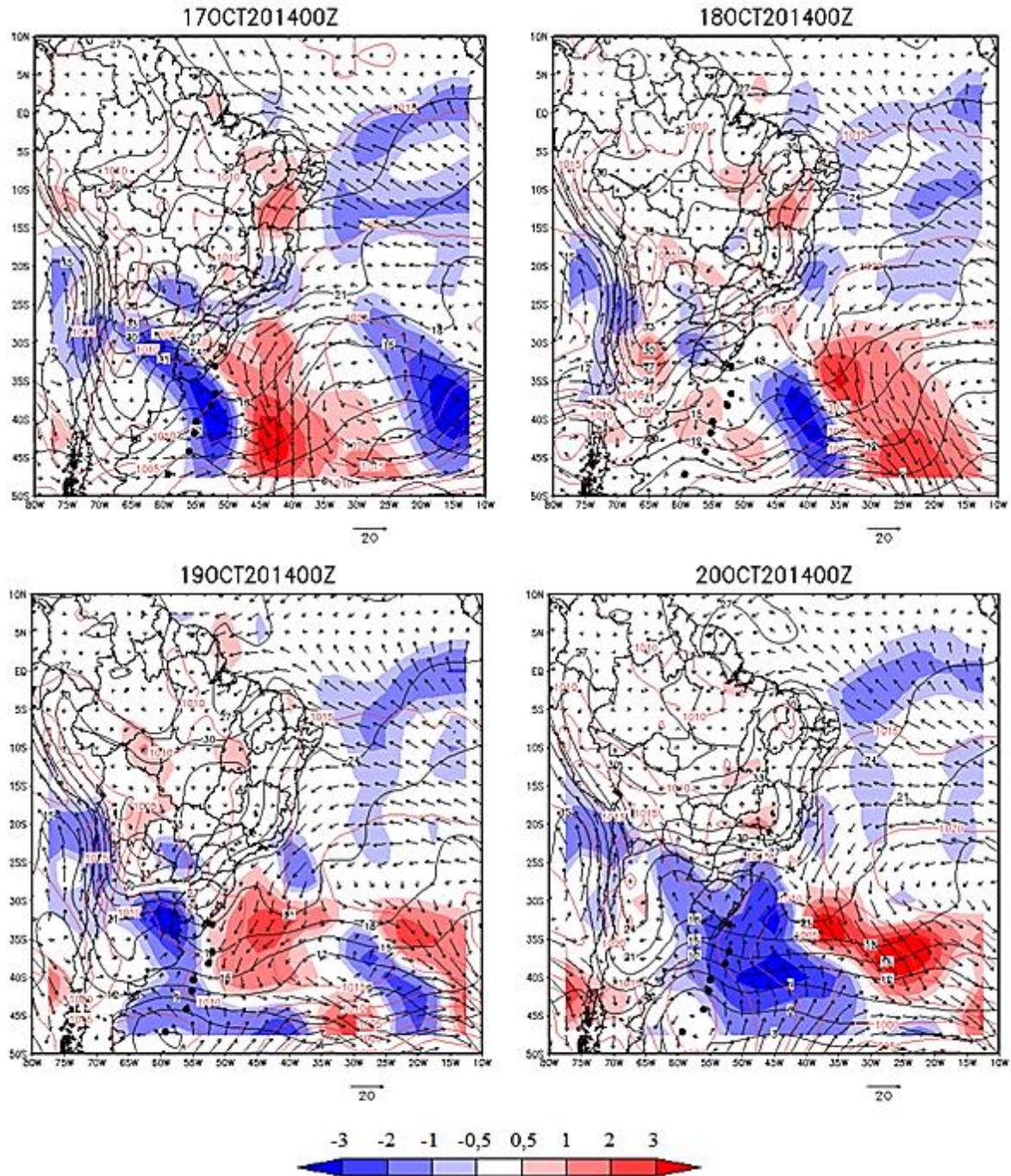
Durante a execução do experimento INT33, houve pela primeira vez a oportunidade de além da execução da trajetória através da CBM, a possibilidade de permanecer durante 24 horas sobre as águas da CB (entre os dias 291 e 292) e posteriormente de permanecer 24 horas sobre as águas da CM (entre dias 292 e 293). Esse fato permitiu uma avaliação do comportamento dos fluxos na interface oceano-atmosfera durante a evolução do ciclo diurno nas duas regiões. Outro importante detalhe, foi a amostragem sobre meandros originários da CB que avançam sobre as águas relativamente mais frias da CM (Figura 4.28).

Figura 4.28- Temperatura média da superfície do mar entre os dias 289 e 296 de 2014 durante a Operação Antártica XXXIII atravessando a região da Confluência Brasil-Malvinas do sensor MODIS-AQUA. A linha preta indica a trajetória realizada durante a execução do cruzeiro. Os círculos de fundo branco indicam o início de cada dia do ano de 2014 sobre a trajetória realizada.



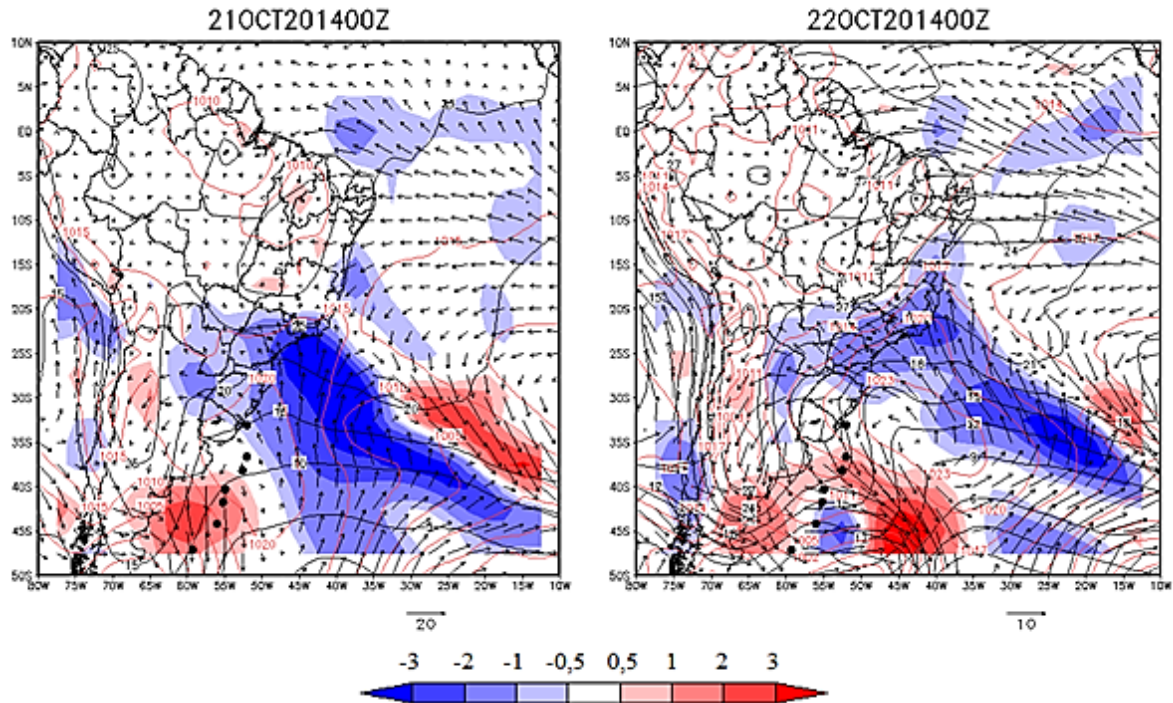
Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.29 – Condições atmosféricas em superfície para às 0:00 UTC entre os dias 17 (290) e 22 (296) de outubro de 2014 a partir de dados de reanálise CFSv2. A trajetória realizada pelo H41 é indicada através dos pontos pretos. O sombreado indica a advecção de temperatura em superfície e (°C/dia). Os vetores indicam velocidade (m/s) e direção do vento (°). As linhas vermelhas indicam a pressão ao nível médio do mar (hPa). E, as linhas pretas indicam os valores de temperatura do ar em 2 m (°C).



Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.30 – Continuação da Figura 4.29



Fonte: (do próprio autor)

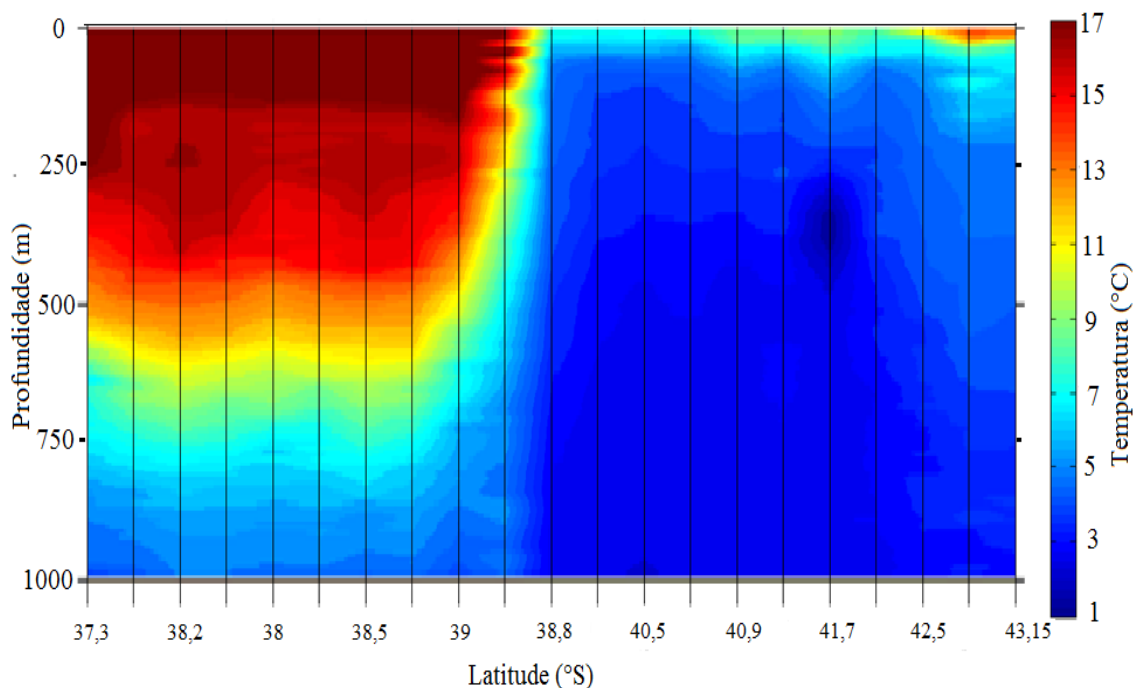
A Figura 4.33 apresenta a temperatura do mar, amostrada pelo termosalinógrafo instalado no casco no H41, e os dados de  $T_{ar}$  obtidos pelo anemômetro sônico CSAT instalado na torre micrometeorológica fixada na proa do H41. Na região da CB, a TSM esteve praticamente todo período superior a  $T_{ar}$  (Figura 4.34), com exceção da região da plataforma sudeste do Brasil. Durante as amostragens sobre a CM, o sinal se inverteu e foi observada  $T_{ar}$  com magnitudes superiores à TSM. Já durante a transposição dos meandros oceânicos, a TSM voltou a ser superior à  $T_{ar}$ , indicando uma modulação local da CLAM pela presença da mesoestrutura oceânica. A diferença média entre TSM e  $T_{ar}$  foi de  $0,62\text{ }^{\circ}\text{C}$  entre o início e o final do cruzeiro.

A velocidade do vento (Figura 4.32) apresentou intensidades entre 3 e 13 m/s na região da CB, reduzindo para próximo de 1 m/s sobre as águas da CM onde a houve a atuação de um sistema de alta pressão atmosférica (Figuras 4.29, 4.30 e 4.32). Já sobre a região onde se encontravam os meandros oceânicos, a combinação entre a atuação de um sistema de baixa pressão atmosférica ( $\sim 1002\text{ hPa}$ , Figuras 4.29, 4.30 e 4.32) e a presença de uma elevada TSM, fez com que a velocidade do vento atingisse suas maiores magnitudes, superando os 20 m/s

(Figura 4.32). Entre os dias 290 e 291, e posteriormente entre os dias 292 e 293, foi observado a ocorrência de advecção fria durante o embarque (Figura 4.29).

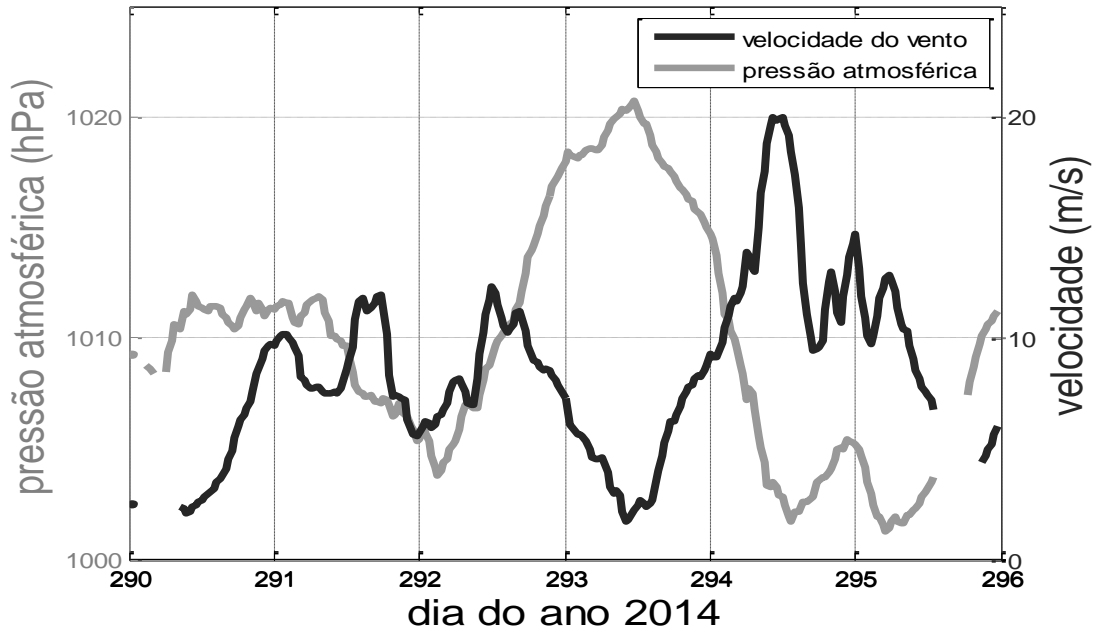
A partir dos dados oceânicos coletados através de sondas tipo XBT (Figura 4.31), entre os dias 291 e 294 de 2014 sobre a região de estudo, foi possível observar as características a região de máximo gradiente de TSM, transposta durante o cruzeiro próximo a latitude de 39° S. A CB apresenta-se com cerca de 600 m de espessura nessa região, 100 m a mais que o observado durante a INT32. Infelizmente devido às más condições de mar, não foi possível a coleta de mais perfis de temperatura do mar durante o cruzeiro, devido à limitação da execução de atividades externas no navio. Dessa forma perfis somente foram amostrados até a latitude 43,15° S, não sendo possível amostragens sobre a totalidade da região meadrante.

Figura 4.31 – Perfil vertical de temperatura do mar obtido através de sondas tipo XBT entre os dias 291 e 294 de 2014 na região da CBM. O eixo de latitudes não possui uma distribuição discreta devido às variações latitudinais do H41 a fim de se manter sobre os dois lados da CBM durante as amostragens do ciclo diurno.



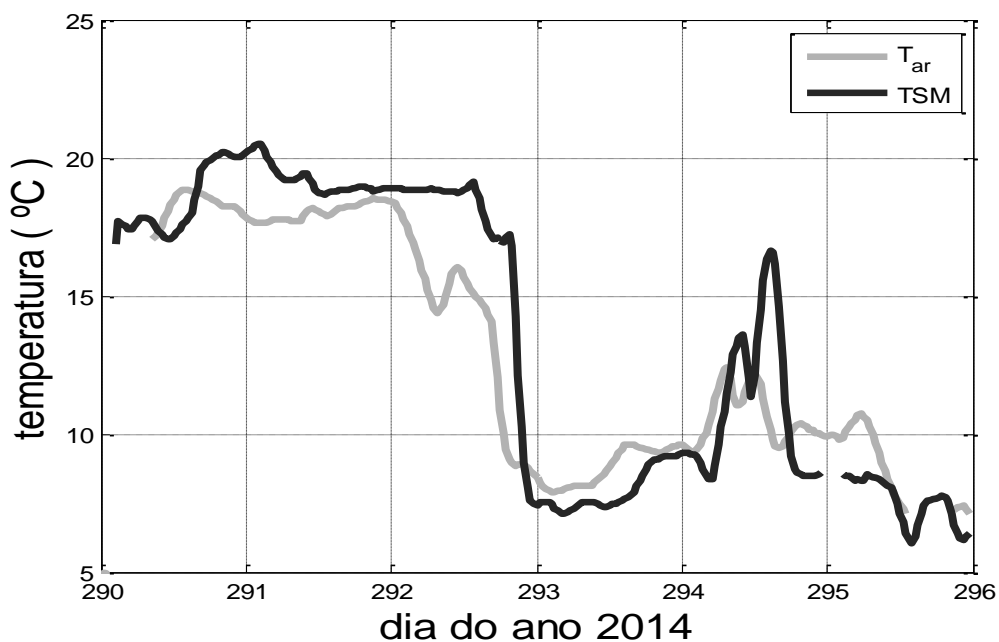
Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.32 - Pressão atmosférica e velocidade do vento amostrada pelos sensores fixados na torre micrometeorológica entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.33 - Temperatura da superfície do mar (linha escura) amostrada pelo termosalinógrafo de casco do H41 e temperatura do ar (linha cinza) amostrada pela torre micrometeorológica entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

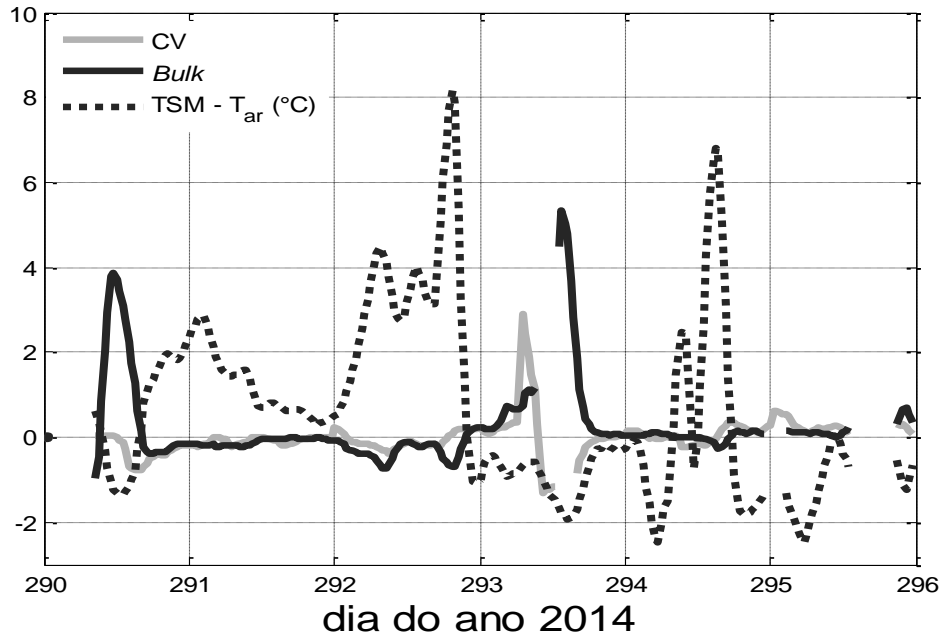
A série de  $u_*$  obtida durante a INT33 pode ser observada na Figura 4.35. *Bulk* representou bem a variabilidade da série calculada por CV. Os valores médios (desvios padrão) obtidos foram 0,31 ( $\pm$  0,155) e 0,29 ( $\pm$  0,182) m/s para *bulk* e CV (Tabela 4.3), respectivamente. Diferenças significativas foram observadas nos dias 291 e 292, onde *bulk* subestima CV em até 0,2 m/s (Figura 4.36). Isso ocorreu durante uma mudança do sinal da componente meridional do vento (Figura 4.29 e 4.30) e uma variação da pressão atmosférica sobre uma região onde TSM-T<sub>ar</sub>, indicava valores entre 0 e 2°C (Figura 4.34). Outra situação, onde diferenças significativas entre os dois métodos foram observadas, ocorreu no dia 294 durante a transição da região de águas da CM para uma área onde se encontravam estruturas oceânicas meandantes com águas de origem da CB sobre uma região com águas predominantes frias. Nessa situação houve uma mudança do sinal de TSM-T<sub>ar</sub> e intensas magnitudes do vento foram observadas ( $\sim$  20 m/s, Figura 4.32), sendo essas intensas magnitudes, e suas oscilações, responsáveis pela diferença entre os resultados obtidos pelos dois métodos.

Tabela 4.3 – Valores médios e desvios padrão (DP) calculados e estimados através da CV e de *bulk*, respectivamente, para o cruzeiro INT33 da velocidade de fricção ( $u_*$ ), fluxo de *momentum* ( $\tau$ ), calor sensível (H) e calor latente (Le) entre os dias 290 e 296 do ano de 2014 sobre a região sudoeste do OA.

	$u_*$ (m/s)		$\tau$ (N/m <sup>2</sup> )		H (W/m <sup>2</sup> )		Le (W/m <sup>2</sup> )	
	Média	DP	Média	DP	Média	DP	Média	DP
CV	0,29	0,155	0,144	0,198	11,57	30,74	13,26	26,70
<i>Bulk</i>	0,31	0,182	0,139	0,191	9,86	32,48	20,91	51,51
<i>Bulk-CV</i>		0,02		-0,005		-1,71		7,65

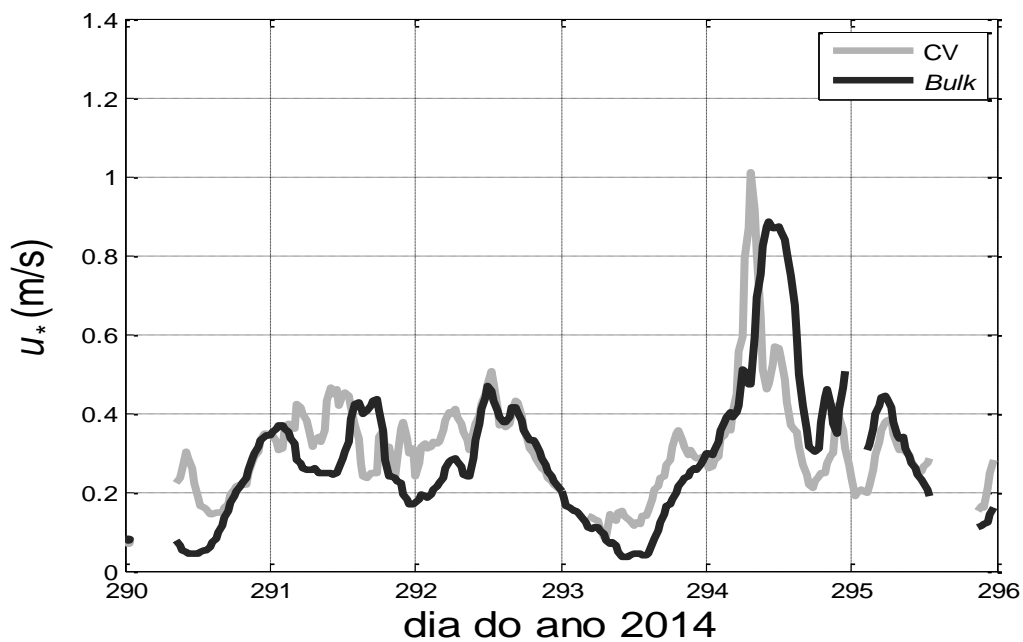
Fonte: (do próprio autor)

Figura 4.34 - Parâmetro de estabilidade, TSM-Tar, amostrada entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

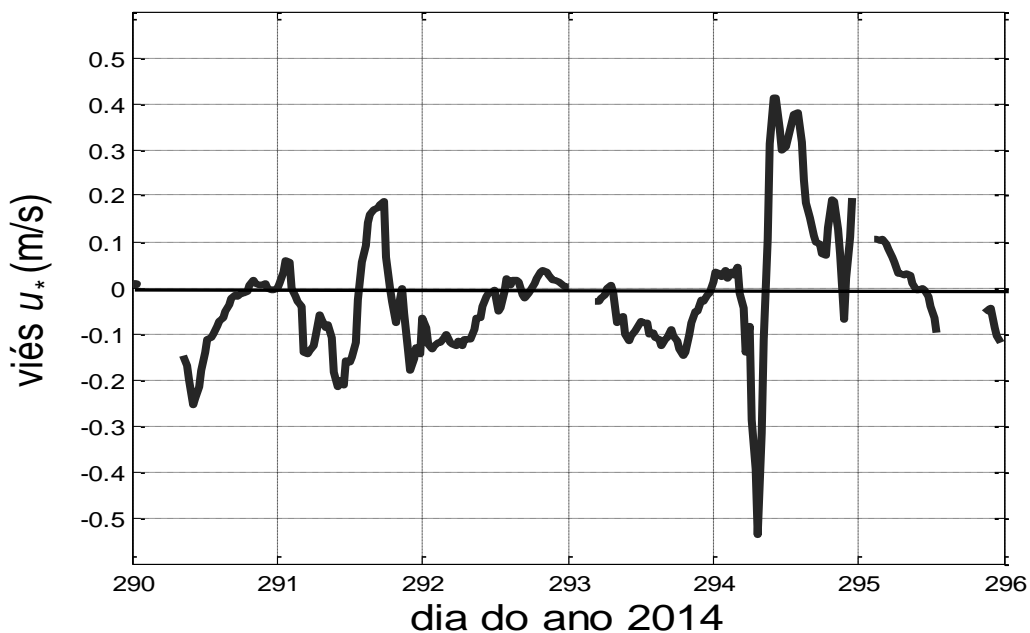
Figura 4.35 - Velocidade de fricção ( $u_*$ ) calculada com dados coletados na região do cruzeiro INT33 entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM através da parametrização de *bulk* ( $u_{*b}$ ) e da CV ( $u_{*cv}$ ).



Fonte: (do próprio autor)

Quando comparadas as séries de  $u_*$  obtidas nesse estudo com outros trabalhos comparando a CV e *bulk* (FAIRALL et al. 1997; FLUGGE et al. 2012; LANDWHER et al. 2015), a variabilidade temporal e a magnitude da diferença entre os dois métodos obtidos durante a INT33 são os que apresentam a melhor concordância entre os três cruzeiros analisados nessa tese. Porém, as maiores diferenças, estão relacionadas com alterações na direção predominante do vento e durante eventos de intensa magnitude. Assim como na análise de  $u_*$  durante a INT32, na INT33 as magnitudes médias são inferiores à climatologia proposta por Klinger et al. (2006).

Figura 4.36 - Viés entre velocidade de fricção ( $u_*$ ) calculada com dados coletados na região do cruzeiro INT32 entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

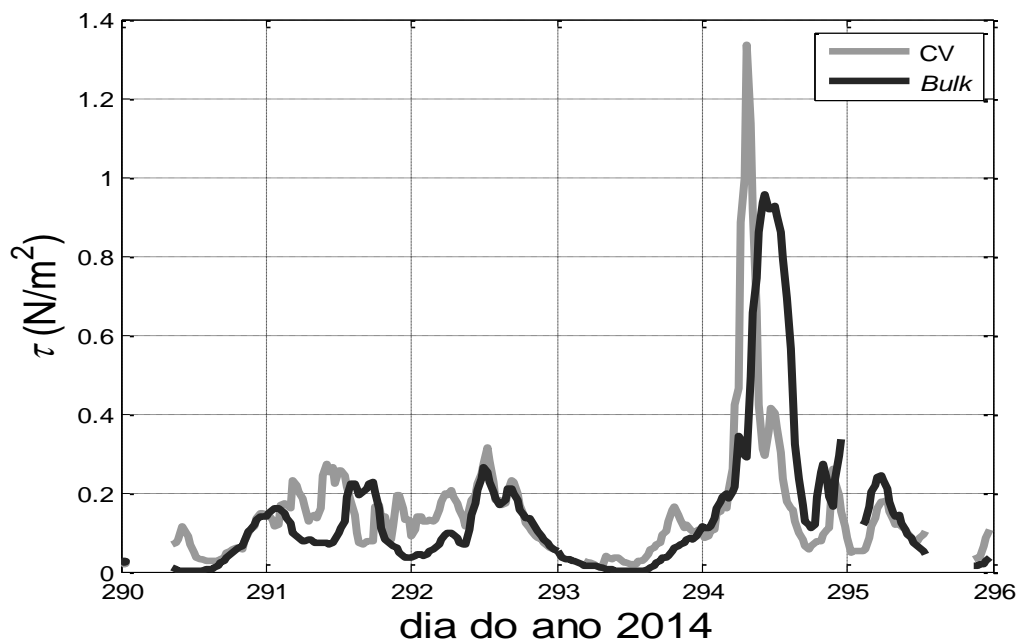
Comparando as séries de  $\tau$  (Figura 4.37) durante a INT33, fica clara uma ótima concordância entre os dois métodos. Os valores médios e os desvios padrão observados foram  $0,144 \pm 0,198$  N/m<sup>2</sup> para CV e  $0,139 \pm 0,198$  N/m<sup>2</sup> através de *bulk* (Tabela 4.3). Essas magnitudes, quando comparadas com valores climatológicos como os apresentados por Risen et al., (2008), continuam sendo superiores, assim como observado nos outros dois cruzeiros aqui analisados. Stammer et al. (2004), comparando os fluxos de *momentum* calculados através de *bulk*, com dados de reanálise para uma boia fundeada no equador em 170° O,



verificou uma superestimativa dos resultados obtidos *in situ* em relação a reanálise, podendo isso justificar a diferença entre nossos resultados e as climatologias propostas.

Através da Figura 4.38 é possível observar a diferença entre o  $\tau$  obtido através de *bulk* e CV. Entre os dias 291 e metade de 292 são observadas significantes diferenças entre os dois métodos, no entanto inferiores às observadas durante o dia 294. As diferenças observadas no primeiro período ocorreram durante a mudança do tipo de advecção (Figura 4.29 e 4.30) combinada com significativas variações da magnitude velocidade do vento (Figura 4.32). Já durante o segundo evento, dia 294, a diferença entre os dois métodos ocorreu durante a transição da região meandrante da CBM, onde foram observadas magnitudes do vento de até 20 m/s, explicando a superestimação de CV como o observado em Edson et al. (2013) e Fairall et al. (1996), em casos de intensas magnitudes do vento.

Figura 4.37 - Fluxo de *momentum* estimado por *bulk* (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.

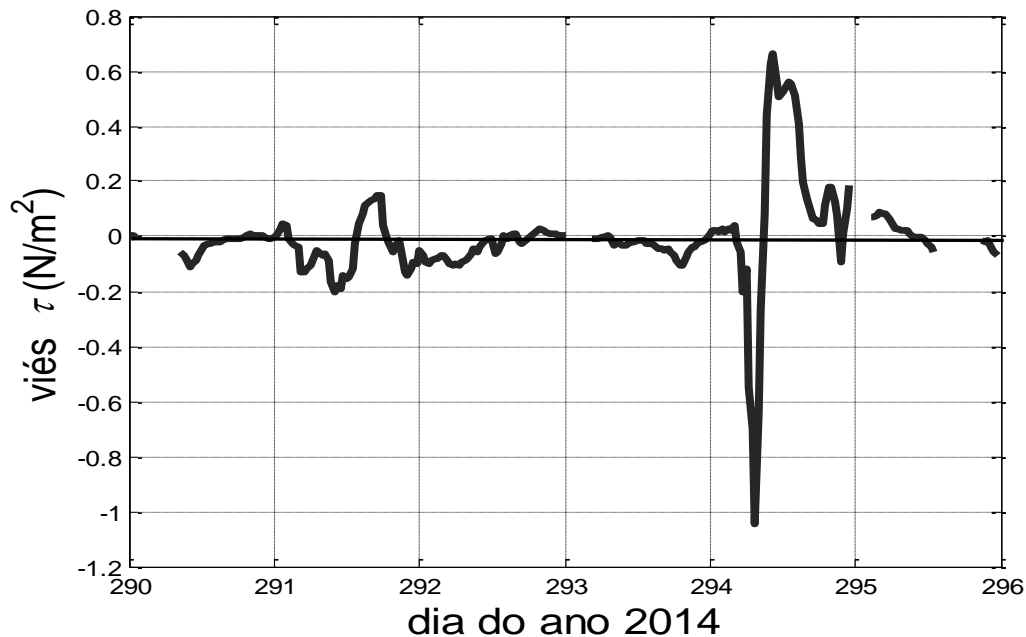


Fonte: (do próprio autor)

Houve uma boa concordância entre o método de *bulk* e CV (Figura 4.39) na determinação do  $H$ . As magnitudes médias do  $H$  foram  $11,57 (\pm 30,74)$  W/m<sup>2</sup> e  $9,86 (\pm 32,48)$  W/m<sup>2</sup>, para CV e *bulk*, respectivamente (Tabela 4.3). Comparando nossos resultados com trabalhos como Tokinaga et al., (2005) e Pezzi et al., (2009), foram encontradas magnitudes

médias inferiores aos seus resultados. Porém, comparando com Acevedo et al., (2010) nossos resultados concordam em algumas situações, como sobre as águas da CM, porém isso não acontece sobre águas da CB, onde nossos resultados são inferiores aos apresentados por Acevedo et al. (2010).

Figura 4.38 - Viés entre fluxo de *momentum* estimado por *bulk* e calculado por CV entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.

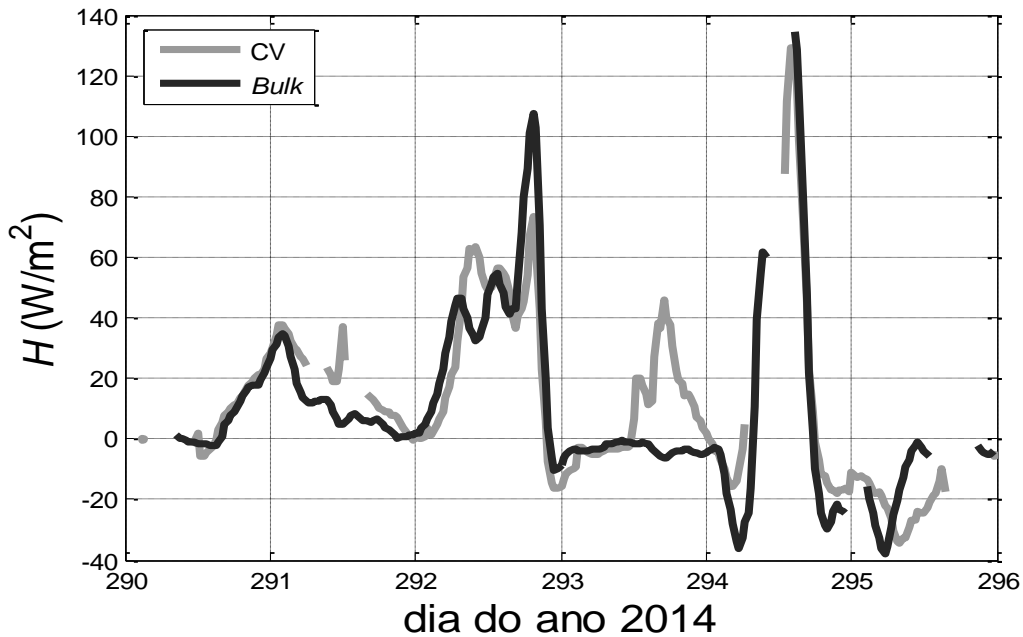


Fonte: (do próprio autor)

Na região de máximo gradiente de TSM (CBM) a combinação de uma intensa diferença entre a TSM e  $T_{ar}$  e a transição para uma condição atmosférica estável (Figura 4.34), fez com que *bulk* superestimasse o  $H$  calculado por CV em cerca de 40 W/m<sup>2</sup> (Figura 4.40). A presença de um sistema de alta pressão atmosférica no dia 293 (Figura 4.29, 4.30 e 4.326.5) fez com que *bulk* apresentasse magnitudes de  $H$  praticamente nulas, subestimando a CV em cerca de 50 W/m<sup>2</sup> (Figura 4.40). Esse fato pode representar uma dificuldade de *bulk* em calcular o fluxo de calor sensível em condições de estabilidade atmosférica como citado em Bourassa et al. (2013) e em condições reduzida magnitude da velocidade do vento. Isso se deveu também à ocorrência de advecção quente (Figura 4.29 e 4.30) que aumentando a  $T_{ar}$  da CLAM, causou flutuações apresentadas através da CV. Já durante condições instáveis os dois métodos concordaram. Quando comparado o comportamento das séries de  $H$  obtidos pelos dois métodos com trabalhos utilizando a mesma metodologia (FAIRALL et al., 1997,

EDSON et al., 1998, MILLER et al., 2010), este cruzeiro foi o que apresentou os melhores resultados (comparado com ACEX/SIMTECO e INT32) tanto em magnitude, quanto em sua variabilidade temporal.

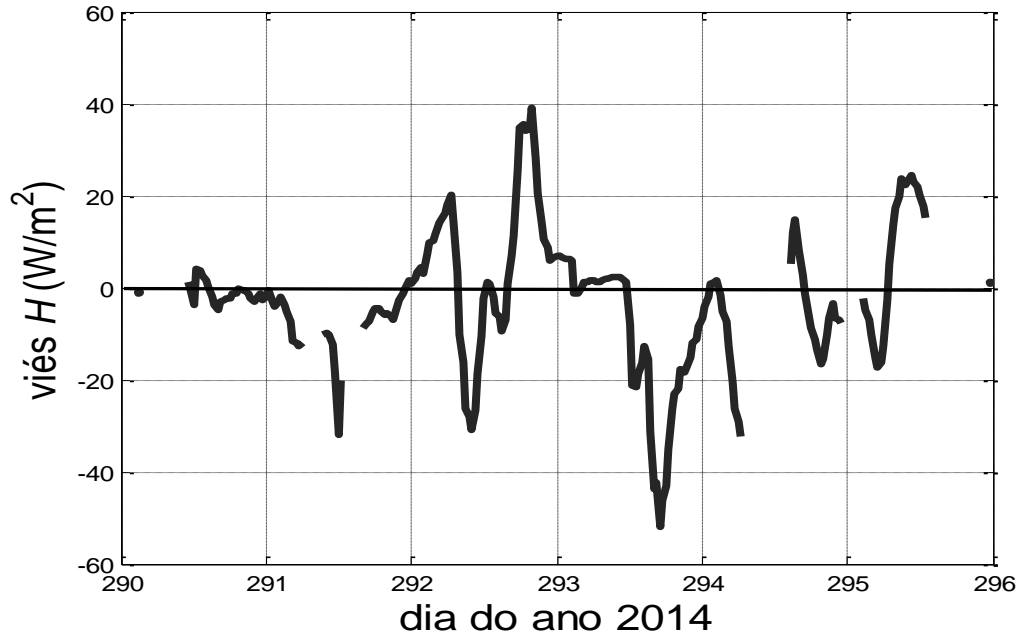
Figura 4.39 - Fluxo de calor sensível estimado por *bulk* (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

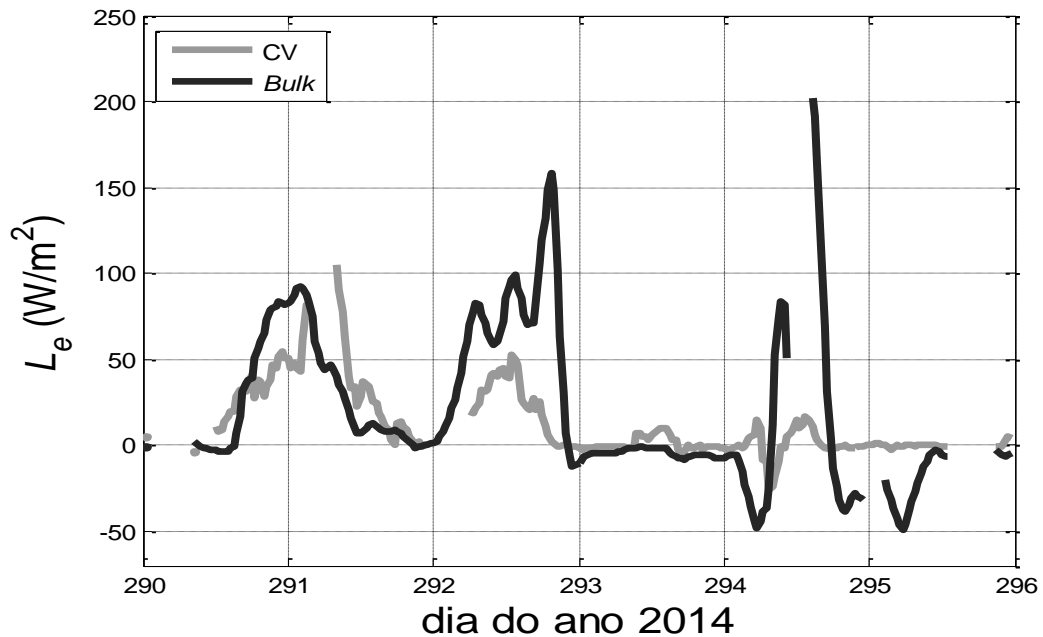
O método de bulk conseguiu reproduzir muito bem o comportamento da série de  $Le$  calculada por CV (Figura 4.41). Os valores médios observados foram de 13,26 ( $\pm 26,70$ ) para CV e 23,91 ( $\pm 51,51$ )  $\text{W/m}^2$  para bulk (Tabela 4.3). Essas magnitudes médias e a variabilidade temporal das séries, assim como para o  $H$ , concordam com trabalhos utilizando a mesma metodologia (FAIRALL, et al., 1997, EDSON et al., 1998, MILLER et al., 2010), porém subestimam resultados apresentados em trabalhos como Acevedo et al. (2010) e Pezzi et al. (2009), podendo ser atribuídas essas diferenças na versão do código do método de bulk aplicado nesses trabalhos e no presente estudo.

Figura 4.40 - Viés entre fluxo de calor sensível estimado por *bulk* e calculado por CV entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

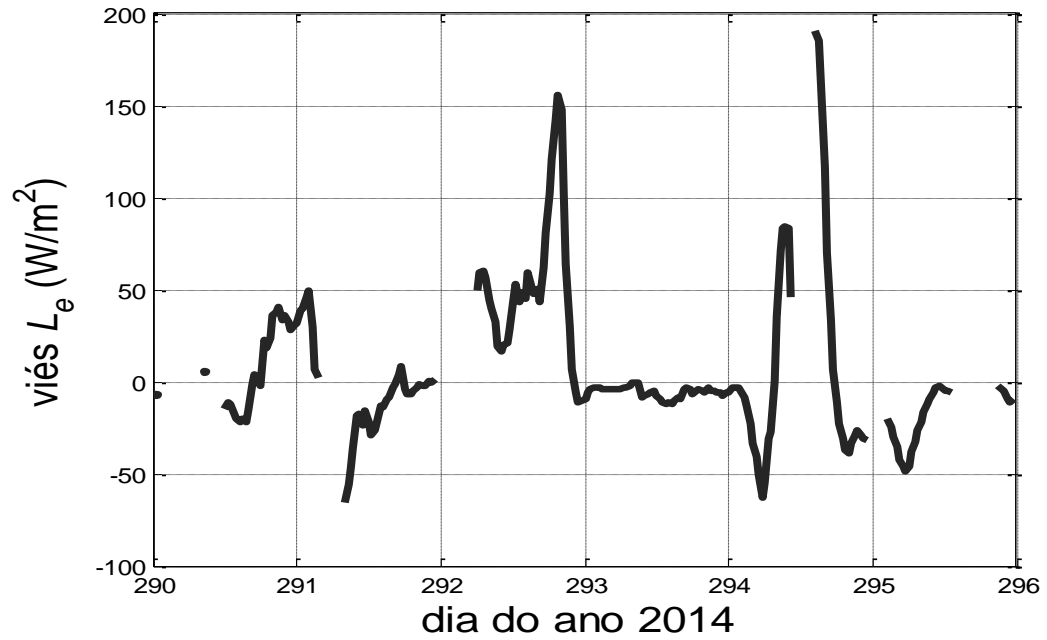
Figura 4.41 - Fluxo de calor latente estimado por *bulk* (linha preta) e calculado por CV (linha cinza) entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

As diferenças mais significativas (Figura 4.42) entre os dois métodos foram observadas nos dias 292 e 294 onde *bulk* superestimou a CV entre 50 e 150 W/m<sup>2</sup>. No dia 292 ocorreu a mudança das amostragens da CB para a CM e a transição para a atuação de um sistema de alta pressão atmosférica alterando a diferença entre  $T_{ar}$  e TSM e estabilizando a atmosfera. No dia 294, a superestimação de *bulk* em relação a CV se deve principalmente pela presença de sistemas de mesoescala oceânicos, onde a TSM relativamente bem superior a  $T_{ar}$  forçou *bulk* a gerar intensos fluxos de *Le* não observados na CV. A partir da Figura 4.42, também é possível observar que *bulk* subestima CV em cerca de 50 W/m<sup>2</sup> em três momentos durante o cruzeiro, no início dos dias 291, 294 e 295. No dia 291, o motivo da diferença de *Le* entre os dois métodos ocorreu durante a transição de um sistema de alta pressão para uma baixa pressão atmosférica onde foram observadas pequenas magnitudes do vento. No dia 294 sobre a região meandrante da CBM, em uma transição entre águas de origem da CM e da CB, a diferença negativa entre a TSM e  $T_{ar}$  impactou em valores negativos nos fluxos de *Le* não observados na CV, e por fim, no dia 295, a responsável pelas magnitudes negativas da diferença entre o CV e *bulk* foram resultados da combinação de valores negativos da diferença entre a TSM e  $T_{ar}$  e a transição de um sistema de baixa pressão atmosférica para um sistema de alta pressão atmosférica sobre as águas da CM acompanhada de uma advecção quente de temperatura (Figura 4.29 e 4.30).

Figura 4.42 - Viés entre fluxo de calor sensível estimado por *bulk* e calculado por CV entre os dias 17 e 22 de outubro de 2014 durante a trajetória percorrida pelo H41 na região da CBM.



Fonte: (do próprio autor)

## 5 CONCLUSÕES

Nessa tese, foram apresentadas as magnitudes dos fluxos de calor e *momentum* na costa sudeste do Brasil e na região sudoeste do oceano Atlântico. Para o seu desenvolvimento, foram utilizados dados oceânicos e micrometeorológicos coletados em três cruzeiros oceanográficos. O primeiro cruzeiro ocorreu a bordo do NHo Cruzeiro do Sul, como parte do projeto *Ocean Carbon Experiment* – Estudo observacional e numérico dos fluxos de calor, *momentum* e CO<sub>2</sub> na interface oceano-atmosfera do Oceano Atlântico Sul e Sistema Integrado de Monitoramento do Tempo, Clima e Oceano para o Sul do Brasil (ACEx/SIMTECO), onde foram realizados transectos perpendiculares a costa sul do Brasil durante o mês de junho de 2012 sobre a Corrente Costeira do Brasil e sobre a plataforma continental. O segundo e o terceiro cruzeiros oceanográficos, foram realizados através do Programa Interação oceano-atmosfera na região da Confluência Brasil-Malvinas (INTERCONF), contrapartida que faz parte do Instituto Nacional da Ciência e Tecnologia da Criosfera (INCT da Criosfera), nesses cruzeiros foram realizadas coletas oceânicas e atmosféricas entre a cidade de Rio Grande – RS, cruzando a Confluência Brasil-Malvinas, até a região da Corrente das Malvinas durante o mês de outubro para os anos de 2013 e outubro de 2014.

Os resultados dos fluxos de calor do cruzeiro ACEx/SIMTECO, embora já publicados em Pezzi et al. (2016), Farias (2014) e Martins (2015), são retificados graças a calibração do sensor de movimento utilizado no experimento, o que forneceu resultados mais robustos. A versão do código para realização das estimativas do método de *bulk* utilizada nesse estudo foi mais recente que a utilizada nos estudos citados acima. Além das informações a respeito dos fluxos de calor, são apresentados para o cruzeiro ACEx/SIMTECO, o fluxo de *momentum* e a velocidade de fricção. Essas informações não foram abordadas em nenhum estudo anterior para essa região de estudo utilizando a metodologia aqui empregada.

Para o experimento INTERCONF, realizado sobre a região da CBM, diferentemente de estudos anteriores onde são apresentados os fluxos de calor através da metodologia de *bulk* e a descrição dos processos de modulação da CLAM, apresentamos de forma inédita o cálculo dos fluxos de calor utilizando a metodologia da CV e a comparamos com resultados obtidos através da parametrização de *bulk*. Outro ineditismo desse estudo é a caracterização do fluxo de *momentum* e da velocidade de fricção, através da CV e da parametrização *bulk* sobre as águas do oceano Atlântico Sudoeste.

A determinação adequada dos fluxos de calor sobre o oceano, principalmente em áreas deficitárias de medidas *in situ*, é de extrema importância em um cenário de mudanças climáticas na determinação de projeções futuras, onde incertezas das magnitudes dos fluxos de calor latente e sensível respondem por uma considerável parcela do fechamento do balanço global de energia.

O fluxo de *momentum* e a velocidade de fricção são responsáveis pela ‘comunicação’ entre a atmosfera e o oceano, no que tange processos de troca de energia. Os fluxos de *momentum* impulsionam as correntes oceânicas superficiais e forçam modelos de previsão de tempo e clima. Já a velocidade de fricção, além de ser considerado um ‘*link*’ entre a atmosfera e o oceano, é utilizada como componente para a determinação dos fluxos de calor e *momentum* entre o oceano e a atmosfera na parametrização de *bulk*. Devido à escassez de medidas *in situ*, modelos de circulação geral dos oceanos e modelos climáticos, utilizam como forçantes dados derivados de amostragens satelitais, os quais possuem erros intrínsecos em suas medidas que podem propagar-se através de simulações numéricas.

A velocidade de fricção obtida através da covariância de vórtices, em termos de magnitudes médias, foi superior ao obtido por *bulk* nos cruzeiros ACEX/SIMTECO e INT32, e inferior no cruzeiro INT33. A variabilidade temporal observada nos dois métodos foi bem coerente, no entanto quando comparada com valores climatológicos, baseados em amostragens realizadas por sensoriamento remoto, foi encontrada uma superestimação de quase uma ordem de grandeza em sua magnitude. Já quando comparamos com campanhas científicas sobre o oceano, utilizando a mesma metodologia empregada nesta tese, é observada uma boa concordância, sendo a velocidade de fricção diretamente relacionada a intensidade do vento em superfície.

O fluxo de *momentum*, determinado pela covariância de vórtices, foi superior ao estimado por *bulk* nas três campanhas analisadas. No entanto, em termos de magnitudes, seus valores médios foram semelhantes. O fluxo de *momentum*, assim como a velocidade de fricção, quando comparado com valores climatológicos do Oceano Atlântico, apresentou magnitudes superiores, mas quando comparado, com resultados obtidos através de dados coletados *in situ*, em experimentos em outras regiões oceânicas, esteve bem coerente. Uma importante conclusão, que difere de estudos que destacam a relação do fluxo de *momentum* com a distribuição da TSM, onde é apontado que sobre regiões de TSM mais quente o fluxo de *momentum* é mais intenso que sobre regiões de menor TSM, não foi aqui observado. O fluxo de *momentum* se mostrou muito mais dependente de variações da direção do vento do que a mudanças das características superficiais oceânicas.



Embora em termos de magnitudes médias, o fluxo de calor sensível tenha apresentado valores praticamente idênticos durante os cruzeiros analisados na região da CBM, a combinação de intensos gradientes horizontais de TSM, da grande diferença entre TSM e  $T_{ar}$  e da transição de condições sinóticas, foram responsáveis pelas maiores diferenças entre o fluxo de calor sensível calculado por *bulk* e CV. Já na região meandrante na CBM, as causas da superestimação de *bulk* em relação a CV foram a diferença entre a TSM e a  $T_{ar}$  acompanhada de intensas magnitudes de vento. Nas duas situações acima, *bulk* superestimou a CV. Já durante a presença de um centro de alta pressão atmosférica (atmosfera estável) e pequenas magnitudes do vento, estas foram responsáveis pela subestimação de *bulk* em relação a CV como já apontado por autores com Fairall et al. (1996, 1997) e Edson et al. (1998).

As maiores diferenças nos fluxos de calor observadas, foram no fluxo de calor latente na região da plataforma sudeste do Brasil e durante o experimento INT32, devidas principalmente a alterações no conteúdo de umidade da CLAM derivadas de processos de advecção fria. Porém durante o cruzeiro INT33, a série do fluxo de calor latente obtida, apresentou uma ótima concordância entre os dois métodos, tanto em sua variabilidade, quanto em suas magnitudes, com exceção durante a transição de meandros oceânicos, onde a dependência de *bulk* em relação ao parâmetro de estabilidade superestimou a CV em até 200  $W/m^2$ . As diferenças máximas entre os dois métodos, em casos específicos, atingem valores na faixa entre 100 e 190  $W/m^2$ . Esses casos ocorrem principalmente em situações de rápida transição sinótica e intensas magnitudes de vento.

Analisando dados obtidos nos cruzeiros na região sudoeste do oceano Atlântico foram encontradas evidências de que a complexa disposição dos gradientes horizontais de TSM que configuram a CCB e a CBM intensificando a magnitude de  $T_{ar}$ -TSM, a transição de sistemas sinóticos e intensas magnitudes dos ventos, são as principais responsáveis pelas maiores incertezas nas magnitudes dos fluxos de calor entre o oceano e a atmosfera.

Baseado na dinâmica da região desse estudo, tanto do ponto de vista espacial como temporal, no oceano e na atmosfera, foi demonstrado que a parametrização de *bulk* fornece resultados diferentes dos observados através de medidas diretas. Ao mesmo tempo, lembrando que o oceano Atlântico Sudoeste é pouco amostrado em relação a outros oceanos do mundo, o presente trabalho permitiu um avanço no conhecimento presente sobre os processos de interação oceano-atmosfera que tem importância reconhecida para o tempo e clima da América do Sul. Com base nos resultados deste trabalho, futuros estudos na área de

modelagem numérica de previsão de tempo e clima, assim como de circulação geral dos oceanos podem ser melhorados.

Considerando as diferenças observadas nos resultados dos fluxos de calor e *momentum* obtidos através dos dois métodos, assumindo que os resultados encontrados através da Covariância de Vórtices representam a realidade local, sugere-se algumas atividades futuras como as listadas a seguir. i) Realização uma avaliação dos coeficientes de transferência de calor e umidade do método de *bulk* a fim de melhorar as estimativas dos fluxos na região de estudo; ii) Determinação de coeficientes de ajuste ao algoritmo COARE 3.5, aplicados às condições onde as maiores diferenças entre os resultados obtidos através dos dois métodos são observadas, como durante a transição de intensos gradientes de TSM, transição de sistemas sinóticos e intensas magnitudes de vento.

A partir dos resultados desse estudo, também poderá ser realizada a verificação dos fluxos de massa e energia fornecidos por modelos numéricos atmosféricos, oceânicos e acoplados, a fim de analisar a qualidade de suas simulações.

Em função da importância do efeito dos gases estufa em um cenário de mudanças climáticas, e do papel dos oceanos no armazenamento desses gases, deixamos como última sugestão a determinação dos fluxos de CO<sub>2</sub>, no período dos cruzeiros científicos aqui apresentados, através da metodologia da Covariância de Vórtices.

## REFERÊNCIAS

- ACEVEDO, O. C. et al. Atmospheric boundary layer adjustment to the synoptic cycle at the Brazil-Malvinas Confluence, South Atlantic Ocean. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D22, p. 1-12, 2010.
- ANDERSON, R. J. A study of wind stress and heat flux over the open ocean by the inertial-dissipation method. **Journal Physical Oceanography**, v. 23, p. 2153–2161, 1993.
- AUBINET, M.; VESALA, T.; PAPALE, D. **Eddy covariance: A practical guide to measurement and data analysis**. Springer, 2012.
- BJERKNES, J. Atlantic air–sea interaction. **Advances in Geophysics**, v.10, p. 1–82, 1964.
- VILLAS BÔAS, A. B.; SATO, O. T.; CHAIGNEAU, A.; CASTELÃO, G. P. The signature of mesoscale eddies on the air-sea turbulent heat fluxes in the South Atlantic Ocean. **Geophysical Research Letters**, v. 42, p. 1-7, 2015.
- BOURASSA, M. A. et al. High-latitude ocean and sea ice surface fluxes: Challenges for climate research. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 3, p. 403-423, 2013.
- BYRNE, D.; MUNNICH, M.; FRENGER, I.; GRUBER, N.. Mesoscale atmosphere ocean coupling enhances the transfer of wind energy into the ocean. **Nature Communications**, May, p. 1-8, 2016.

CRAWFORD, T. L.; MCMILLEN R. T.; MEYERS T. P.; HICKS B. B. Spatial and Temporal Variability of Heat, Water, Vapor, Carbon Dioxide, and *Momentum* Air-Sea Exchange in a Coastal Environment. **Journal Geophysical Research: Atmospheres**, v. 98, n. D7, p. 12 869–12 880, 1993.

CSANADY, G. T. **Air-Sea Interaction: Laws and Mechanisms**. Cambridge University Press, 249 p. 2004.

DE 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, p. 6266-6280, 2013.

DRENNAN, W. M., SHAY, L. K. On the variability of the fluxes of momentum and sensible heat. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, n. 1, p. 81-107, 2006.

EDSON, J. B. ET AL. Scalar flux profile relationships over the open ocean. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. C8, 2004.

EDSON, J. B.; FAIRALL, C. W.; MESTAYER, P. G.; LARSEN, S. E. A study of the inertial-dissipation method for computing air-sea fluxes. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 10 689–10, 1991.

EDSON J. B. et al. On the exchange of momentum over the open ocean, **Journal of Physical Oceanography**, v. 43, p. 1589–1610, 2013.

EDSON, J. B. et al. Direct covariance flux estimates from mobile platforms at sea. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.15, n. 2, p. 547-562, 1998.

FAIRALL, C. W. et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 101, n. C2, p. 3747–3764, 1996a.

FAIRALL, C. W. et al. Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. C1, p. 1295-1398, 1996b.

FAIRALL, C. W.; EDSON, J. B.; LARSEN, S. E.; MESTAYER, P. G. Inertial-Dissipation Air Sea Flux Measurements - a Prototype System Using Real-time Spectral Computations. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 7, n. 3, p. 425-453, 1990.

FAIRALL, C. W.; LARSEN, S. E. Inertial-dissipation methods and turbulent fluxes at the air-sea ocean surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 34, n. 3, p. 287-301, 1986.

FAIRALL, C. et al. Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the coare algorithm. **Journal of Climate**, v. 16, n. 4, p. 571–591, 2003.

FAIRALL, C. W.; WHITE, A. B.; EDSON, J. B.; HARE, J. E. Integrated shipboard measurements of the marine boundary layer. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 13, p. 338-359, 1997.

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**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Maria. 2014.

FASULLO, J.; TRENBERTH, K. E. The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports. **Journal of Climate**, v. 21, n. 10, p. 2313-2325, 2008.

FLÜGGE, M. et al. Comparison of direct covariance flux measurements from an offshore tower and a buoy. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 33, n. 5, p. 873-890, 2016.

FREITAS, R. A. P. **Estudo da concentração de vapor d'água na camada limite atmosférica sobre a região da Confluência Brasil-Malvinas**. Tese. Universidade Federal de Santa Maria. 2017.

FUJITANI, T. Direct measurement of turbulent fluxes over the sea during AMTEX. **Papers in Meteorology and Geophysics**, v. 32, p. 119–134, 1981.

GAN, M. A.; RAO, B. V. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 293-302, 1991.

GARZOLI, S. L.; MATANO, R. The South Atlantic and the Atlantic Meridional Overturning Circulation. **Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography**, v. 58, p. 1837-1847, 2011.

GEERNAERT, G. L. Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes. **Surface Waves and Fluxes**, G. L. Geernaert and W. J. Plant, Eds., Kluwer, v. 1, p. 91–172, 1990.

HERMAN, A. Trends and variability of the atmosphere-ocean turbulent heat flux in the extratropical Southern Hemisphere. **Scientific reports**, v. 5, p. 1-12, 2015.

HOLTON, James R. **An introduction to dynamic meteorology**. Elsevier Academic press, 2004, 553 p.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I., A New on Southern Hemisphere Storm Tracks. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4108-4129, 2005.

IPCC. **Climate Change 2013: The physical science basis**. 2013.

KLINGER, B. A. Monthly climatologies of oceanic friction velocity cubed. **Journal of Climate**, v. 19, n. 21, p. 5700-5708, 2006.

KUMAR, B. P. et al. TropFlux wind stresses over the tropical oceans: Evaluation and comparison with other products. **Climate Dynamics**, v. 40, p. 2049-2071, 2013.

LANDWEHR, S.; O’SULLIVAN, N.; WARD, B. Direct Flux Measurements from Mobile Platforms at Sea: Motion and Air-Flow Distortion Corrections Revisited. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 32, p. 1163-1178, 2015.

LEGECKIS, R.; GORDON, A. L. Satellite observations of the Brazil and Falkland currents -1975, 1976 and 1978. **Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers**, v. 29, n. 3, p. 375–401, 1982.

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.

MARION, J. R. **Providing the Best Turbulent Heat Flux Estimates from Eddy Correlation and Bulk Methods Using DYNAMO Data**. Dissertação de Mestrado. Oregon State University, 2014.

MARTINS, L. G. N. **Usando a decomposição em modos empíricos para determinação de fluxos turbulentos entre oceano/atmosfera**. Tese. Universidade Federal de Santa Maria, 2015.

MENDONÇA, L. F et al. Regional modeling of the water masses and circulation annual variability at the Southern Brazilian Continental Shelf, **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 122, p. 1-22, 2017.

MILLER, S. D.; HRISTOV, T. S.; EDSON, J. B.; FRIEHE, C. A. Platform motion effects on measurements of turbulence and air-sea exchange over the open ocean. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 25, n. 9, p. 1683-1694, 2008.

MILLER, S. D.; MARANDINO, C.; SALTZMAN, E. S. Ship-based measurement of air-sea CO<sub>2</sub> exchange by eddy covariance. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D2, p. 1984–2012, 2010.

- MONIN, A.; A. OBUKHOV (1954), Basic Laws of Turbulent Mixing in the Atmospheric Surface Layer. **Proceedings of Geophysics Institute**, National Academy of Science, SSSR, v. 24, p. 163-187, 1954.
- O'NEILL, L. W.; CHELTON, D. B.; ESBENSEN, S. K. Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the southern ocean on seasonal timescales. **Journal of Climate**, v. 16, p. 2340–2354, 2003.
- PANOFSKY, H. A.; J.A. DUTTON, **Atmospheric Turbulence**, Wiley-Interscience, New York, 1984, 397 p.
- PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. Nova York, Estados Unidos: Springer, 1992, 520 p.
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level Circulation in the South Atlantic Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991.
- PEZZI, L. P. et al. Air-sea interaction at the Southern Brazilian Continental Shelf – Part 1: In situ observations, **Journal of Geophysical Research**, 121, 6555-6556, 2016a.
- PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; QUADROS, M. Uma revisão dos processos de interação oceano-atmosfera em regiões de intenso gradiente termal do Oceano Atlântico Sul baseada em dados observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 2016b.
- PEZZI, L. P. et al. Ocean-atmosphere *in situ* observations at the Brazil-Malvinas Confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, 2005.
- PEZZI, L. P. et al. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D19, 2009.
- PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Variabilidade de meso-escala e interação Oceano-Atmosfera no Atlântico Sudoeste. In: Iracema F. A. Cavalcanti; Nelson J. Ferreira; Maria Assunção F. Dias; Maria Gertrudes A. Justi. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**, 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, v. 1, p. 385-405, 2009
- PICKARD, G. L.; EMERY, W. J. **Descriptive Physical Oceanography**, Pergamon, Tarrytown, N.Y., 320 p., 1990.
- PIOLA, A. R., et al. Subtropical Shelf Front off eastern South America, **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C3, p. 6565–6578, 2000.
- PASKYABI, M. B., FLÜGGE, M., EDSON, J. B., REUDER, J. Wave-induced Characteristics of Atmospheric Turbulence Flux Measurements. **Energy Procedia**, v. 35, p. 102-112, 2013.
- PUTRASAHAN, D. A.; MILLER, A. J.; SEO, H. Isolating meso-scale coupled ocean-atmosphere interactions in the Kuroshio Extension region. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 63, p. 60–78, 2013.
- READ, P. L. et al. Global energy budgets and 'Trenberth diagrams' for the climates of terrestrial and gas giant planets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, p. 703-720, 2016.
- RISEN, C. M.; CHELTON, D. B. A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data. **Journal of Physical Oceanography**, v. 38, n. 11, p. 2379-2413, 2008.
- RODWELL, M. J.; FOLLAND, C. K., Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, v. 128, p. 1413-1443, 2002.
- SAHA, S., et al. The Ncep climate forecast system reanalysis. **Bulletin of American Meteorology Society**, v. 91, p. 1015–1057, 2010.
- SAMELSON, R.M., et al. On the coupling of wind stress and sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1557–1566, 2006.
- SJOBLOM, A.; SMEDMAN, A-S. Vertical structure in the marine atmospheric boundary layer and its implication for the inertial dissipation method. **Boundary-Layer Meteorology**, v.109, p. 1-25, 2003.

SMITH, S. D.; FAIRALL, C. W.; GEERNAERT, G. L.; HASSE, L. Air-sea fluxes: 25 years of progress. **Boundary-Layer Meteorology**, v.78, p. 247-290, 1996.

SMALL, R.J., et al. Air-sea interaction over ocean fronts and eddies. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 23, n. 4, p. 52-69, 2008.

SOLOMON, S. D. et al. Eds., **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. Cambridge University Press, 2007.

SORBJAN, Z. On Similarity in the Atmospheric Boundary Layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v.35, p. 377-397, 1986.

SOUZA, R. B.; ROBINSON, I. S. Lagrangian and satellite observations of the Brazilian Coastal Current, **Continental Shelf Research**, v. 24, p. 241–262, 2004.

SOUZA, R. B. Multi-sensor satellite and in situ measurements of a warm core ocean eddy south of the Brazil–Malvinas Confluence region. **Remote Sensing of Environment**, v. 100, n. 1, p. 52–66, 2006.

STAMMER, D. et al. Estimating air-sea fluxes of heat, freshwater, and momentum through global ocean data assimilation. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 109, n. 5, p. 1-16, 2004.

STRUB, P. T. et al. Altimeter-derived seasonal circulation on the southwest Atlantic shelf: 27,8-43,8°S. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 120, 2015

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 666 p., 1988,

SUN, X., COOK, K., VIZY, E. The South Atlantic subtropical high: Climatology and interannual variability. **Journal of Climate**, v. 30, n. 9, p. 3279-3296, 2017.

TAYLOR, P. K. Air-sea interaction / momentum heat and vapour fluxes. **In: Encyclopedia of Atmospheric Sciences** (Eds Holton, J. P., Curry, J. A. and Pyle, J.). Academic Press, London, p. 93–102. 2002.

TOKINAGA, H., TANIMOTO, Y., XIE, S.P. SST-induced wind variations over Brazil/Malvinas Confluence: Satellite and in-situ observations, **Journal of Climate**, v. 18, p.3470- 3482, 2005.

TRENBERTH, K. E.; FASULO, J.; KIEHL, J. Earth's global energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, p. 1-13, 2009.

TRENBERTH, K. E.; STEPANIAK, D. The flow of energy through the earth's climate system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, p. 2677-2701, 2004.

TRENBERTH, K. E.; FASULO, J.; BALMASEDA, M. A. Earth's Energy Imbalance. **Journal of Climate**, v. 27. n. 9, p. 3129-3144, 2014.

TRENBERTH, K. E.; SOLOMON, A. The global heat balance: Heat transports in the atmosphere and ocean. **Climate Dynamics**, v. 10, p. 107–134, 1994.

TRENBERTH, K E.; CARON, J. M. Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports. **Journal of Climate**, v. 14, 3433-3443. .

WYNGAARD, J. C. Scalar Fluxes in the Planetary Boundary Layer – Theory, Modeling, and Measurement. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 50, p. 49–75, 1990.

YELLAND, M. J.; TAYLOR, P. K. Wind Stress Measurements from the Open Ocean. **Journal of Physical Oceanography**, v. 26, p. 541–558, 1996.