

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DENIS HARLEY FEIJÓ CARDOSO

**RESPOSTA DO OCEANO SUPERFICIAL À PASSAGEM DE SISTEMAS
FRONTAIS NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS.**

UFPR - Centro de Estudos do Mar
BIBLIOTECA

PONTAL DO PARANÁ

2010

10700-39

DENIS HARLEY FEIJÓ CARDOSO

**RESPOSTA DO OCEANO SUPERFICIAL À PASSAGEM DE SISTEMAS
FRONTAIS NA REGIÃO DA CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS.**

Monografia apresentada como requisito parcial à obtenção do título de Bacharel em Oceanografia com habilitação em Pesquisa Oceanográfica do Curso de Graduação em Oceanografia, Centro de Estudos do Mar, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Sandin Dourado

m
2010-24

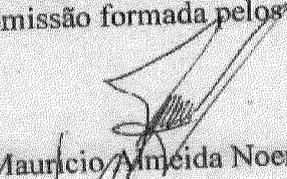
PONTAL DO PARANÁ
2010

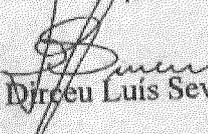
TERMO DE APROVAÇÃO

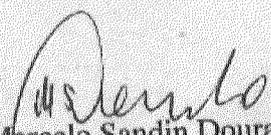
Denis Harley Feijó Cardoso

“Resposta do oceano superficial à passagem de sistemas frontais na região da Confluência Brasil-Malvinas”

Monografia aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Oceanografia, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos professores:


Prof. Dr. Mauricio Almeida Noernberg-CEM/UFPR


Prof. Dr. Dirceu Luis Severo-FURB/Blumenau-SC


Prof. Dr. Marcelo Sandin Dourado-CEM/UFPR
Presidente

Pontal do Paraná, 07 de dezembro de 2010.

“Isso de querer ser exatamente aquilo que a gente é,
ainda vai nos levar além”
Paulo Leminski

AGRADECIMENTOS

Primeiramente aos meus pais Arlei e Sílvia, pelo amor incondicional e único. Tudo o que sou, a minha essência, valores e a educação, eu devo a vocês. Muito obrigado pelo acolhimento e por toda a ajuda moral, espiritual e financeira. Vocês são tudo e mais um pouco que um filho possa desejar!

A minha irmã Denise, que mesmo sem saber, me ajudou muito com seu jeito, conversas e amor! Te amo muito!

A toda minha família pelo refúgio, amor e incentivo: minhas duas avós, meu avô, padrinhos, tios, primos... Amo vocês! Muito obrigado!

A minha namorada Drika, que esteve ao meu lado em todos os momentos, incluindo os mais difíceis. Seu apoio, amor e compreensão foram fundamentais para que eu pudesse chegar até aqui, e claro, me dar forças para continuar crescendo e melhorando.

Ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo Sandin Dourado, pelo auxílio, orientações, sugestões e principalmente pela paciência! Agradeço bastante seus ensinamentos como professor e orientador, os quais me ajudaram a iniciar no caminho árduo e prazeroso da Ciência, no qual continuarei trilhando!

A minha "ex-orientadora" Prof^a. Dr^a. Theresinha Monteiro Absher.

Aos meus amigos, em especial o Fabrício e o Eduardo pelos tererés, conversas, risadas, trabalhos da faculdade... Vocês são demais brothers!

A todos os meus amigos e colegas de Pontal, nos quais compartilhei muitos momentos alegres: Rafael Bet, Larissa, Thaís, Rita, Bob, Bahia, Raquel, Paulinha, João, Pâmela... e a todos os colegas e amigos da turma 2006, galera do CEM e do SURF!!

Por fim, ao CNPq, processo individual 475708/2007-5, ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), ao Diretório de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil pelo suporte para a realização deste trabalho.

RESUMO

A resposta do oceano superficial à passagem de sistemas frontais foi investigada na região da Confluência Brasil-Malvinas, utilizando um modelo oceânico unidimensional de camada limite baseado em Mellor e Yamada. Dados meteorológicos e oceanográficos obtidos da bóia ARGOS-32056 (32°S, 50°W) foram utilizados para forçar e validar o modelo para o período entre 12 e 20 de janeiro de 2002, correspondente à atuação de uma frente fria. Os fluxos de superfície foram estimados utilizando o esquema COARE 3.0, proposto por Fairall *et al.* (2003). O modelo mostrou-se capaz de reproduzir a variabilidade diurna, bem como a queda de aproximadamente 1°C da temperatura da superfície do mar observada com a passagem frontal. Os resultados obtidos com as simulações numéricas indicaram uma intensificação de 0,2°C no efeito do resfriamento de pele e um aprofundamento da ordem de 16 m na profundidade da camada de mistura durante a passagem da frente fria. Estas variações foram consistentes com uma alteração no balanço de energia em superfície, devido a um aumento abrupto observado dos fluxos turbulentos na interface oceano-atmosfera, em resposta ao aumento na velocidade do vento e no gradiente de temperatura entre o ar e o mar. O aprofundamento da camada de mistura foi modulado, em parte pela produção dinâmica de energia cinética turbulenta, devido ao cisalhamento do vento, bem como pela forçante térmica associada ao aumento dos fluxos turbulentos na superfície. Após a passagem do sistema frontal, os fluxos de calor diminuíram lentamente mostrando que, se não houver a entrada de uma nova frente fria ou advecção de massa de água, o oceano superficial e o ar adjacente tendem ao equilíbrio.

Palavras-chave: Interação oceano-atmosfera. Modelo unidimensional. Frente fria.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL	5
FIGURA 2 – CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS	6
FIGURA 3 – BÓIA ARGOS - 32056	7
FIGURA 4 – LOCALIZAÇÃO DO PONTO DE ESTUDO	7
FIGURA 5 – CARTAS SINÓTICAS DE PRESSÃO AO NÍVEL DO MAR (HPA) PARA CASO A. (A) 14/01/02 ÀS 12 UTC; (B) 15/01/02 ÀS 00 UTC.	16
FIGURA 6 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) TEMPERATURA DO AR, (B) PRESSÃO ATMOSFÉRICA, (C) UMIDADE RELATIVA DO AR, (D) VELOCIDADE DO VENTO, (E) DIREÇÃO DO VENTO E (F) RADIAÇÃO SOLAR, PARA O CASO A	18
FIGURA 7 – SEQÜÊNCIA DE IMAGENS DO SATÉLITE GOES-8 NO CANAL INFRAVERMELHO PARA O CASO B.....	19
FIGURA 8 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) TEMPERATURA DO AR, (B) PRESSÃO ATMOSFÉRICA, (C) UMIDADE RELATIVA DO AR, (D) VELOCIDADE DO VENTO, (E) DIREÇÃO DO VENTO E (F) RADIAÇÃO SOLAR, PARA O CASO B	20
FIGURA 9 – SEQÜÊNCIA DE IMAGENS DO SATÉLITE GOES-8 NO CANAL INFRAVERMELHO PARA O CASO C	21
FIGURA 10 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) TEMPERATURA DO AR, (B) PRESSÃO ATMOSFÉRICA, (C) UMIDADE RELATIVA DO AR, (D) VELOCIDADE DO VENTO, (E) DIREÇÃO DO VENTO E (F) RADIAÇÃO SOLAR, PARA O CASO C	22
FIGURA 11– MÉDIAS DE TEMPERATURA DA CB,CM E PERFIS INTERMEDIÁRIOS (IT) OBTIDOS COM DADOS PROVENIENTES DAS OPERAÇÕES ANTÁRTICAS 21 A 27.....	25
FIGURA 12 – PERFIL VERTICAL INICIAL DA TEMPERATURA DO MAR PARA O CASO A INDICANDO AS SUAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS	26
FIGURA 13 – PERFIL VERTICAL INICIAL DA TEMPERATURA DO MAR PARA O CASO A INDICANDO AS SUAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS	27

FIGURA 14 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR PARA O CASO A	30
FIGURA 15 – SEÇÃO VERTICAL DA TEMPERATURA DO MAR SIMULADA PARA O CASO A.....	31
FIGURA 16 – SEÇÃO VERTICAL DA SALINIDADE PARA O CASO A	32
FIGURA 17 – SEÇÃO VERTICAL DA COMPONENTE ZONAL DA VELOCIDADE DA CORRENTE PARA O CASO A.....	33
FIGURA 18 – SEÇÃO VERTICAL DA COMPONENTE MERIDIONAL DA VELOCIDADE DA CORRENTE PARA O CASO A.....	34
FIGURA 19 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMITIDA PELA ATMOSFERA, E (B) PELO OCEANO, E (C) RADIAÇÃO LÍQUIDA DE ONDA LONGA NA SUPERFÍCIE, ESTIMADAS PARA O CASO A	37
FIGURA 20 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR (A) LATENTE; (B) CALOR SENSÍVEL E (C) MOMENTO, MODELADOS PARA O CASO A	39
FIGURA 21 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA DIFERENÇA ENTRE A TEMPERATURA DO AR (TAR) E DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM) PARA O CASO A	40
FIGURA 22 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS FLUXOS DE ENERGIA ESTIMADOS PARA O CASO A	42
FIGURA 23 – PERFIS IDEALIZADOS DA SUPERFÍCIE DO MAR NO PERÍODO NOTURNO E DIÁRIO	43
FIGURA 24 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) TEMPERATURA DE PELE, TEMPERATURA DE BALDE, (B) <i>COOL SKIN</i> E (C) <i>WARM LAYER</i> , ESTIMADAS PARA O CASO A	45
FIGURA 25 – EVOLUÇÃO DIURNA MÉDIA DA <i>COOL SKIN</i> SIMULADA PARA O CASO A	46
FIGURA 26 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA PROFUNDIDADE DAS CAMADAS DE MISTURA (CM), ISOTÉRMICA (IT) E ISOHALINA (IH), ESTIMADAS PARA O CASO A	49

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – INTERVALO DO CONTROLE DE QUALIDADE, RESOLUÇÃO E PRECISÃO DOS SENSORES DA BÓIA	8
TABELA 2 – NÚMERO MENSAL DE PASSAGENS FRONTAIS SOBRE A BÓIA DE 2002 A 2003.....	14
TABELA 3 – INFORMAÇÕES BÁSICAS SOBRE A SIMULAÇÃO NUMÉRICA	23
TABELA 4 – MÉDIAS (DESVIO PADRÃO) DAS COMPONENTES DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA ESTIMADAS PARA O CASO A	36
TABELA 5 – MÉDIAS (DESVIO PADRÃO) DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR E MOMENTO ESTIMADOS PARA O CASO A	38
TABELA 6 – MÉDIAS (DESVIO PADRÃO) DAS COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIE (Q) ESTIMADAS PARA O CASO A.....	41
TABELA 7 – MÉDIA (DESVIO PADRÃO) DA <i>COOL SKIN</i> E <i>WARM LAYER</i> ESTIMADAS PARA O CASO A	44
TABELA 8 – FLUXOS DE CALOR MÉDIOS (DESVIO PADRÃO) ESTIMADOS PARA O CASO A	47
TABELA 9 – MÉDIAS (DESVIO PADRÃO) DAS PROFUNDIDADES DAS CAMADAS DE MISTURA, ISOTÉRMICA E ISOHALINA ESTIMADAS PARA O CASO A	48

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	4
2.1 OBJETIVO GERAL	4
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
3 MATERIAIS E MÉTODOS	5
3.1 ÁREA DE ESTUDO	5
3.2 DADOS DISPONÍVEIS	7
3.3 IDENTIFICAÇÃO DAS FRENTES FRIAS	8
3.4 O MODELO DE CAMADA LIMITE PLANETÁRIA OCEÂNICA.....	9
3.4.1 Equações.....	11
3.5 FLUXOS DE SUPERFÍCIE.....	13
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	14
4.1 FREQUÊNCIA DE FRENTES FRIAS	14
4.2 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS	14
4.2.1 Caso A (12 a 20 de Janeiro de 2002).....	15
4.2.2 Caso B (09 a 17 de Junho de 2002).....	18
4.2.3 Caso C (19 a 29 de Março de 2003).....	20
4.3 EXPERIMENTO NUMÉRICO	23
4.3.1 Condições iniciais e forçantes de superfície	23
4.4 RESULTADOS DA SIMULAÇÃO	28
4.4.1 Temperatura da superfície do mar.....	23
4.4.2 Salinidade	31
4.4.3 Velocidade da corrente.....	32
4.4.4 Fluxos turbulentos e radiativos de onda longa	34

4.4.5 Balanço de energia.....	40
4.4.6 Camada de pele	43
4.4.7 Profundidade da camada de mistura oceânica.....	47
5 CONCLUSÃO	50
REFERÊNCIAS	53

1 INTRODUÇÃO

A ocorrência de frentes frias é comum durante todo o ano no Brasil, principalmente nas regiões Sul e Sudeste. Nestas áreas, as variações das condições meteorológicas são tipicamente causadas pela entrada de massas de ar mais frias e secas associadas a estes sistemas (KOUSKY, 1979; SATYAMURTY *et al.*, 1998).

Segundo Oliveira (1986), as regiões frontais se desenvolvem associadas a distúrbios baroclínicos de médias latitudes, deslocando-se acompanhadas de anticiclones e ciclones móveis. Durante a sua trajetória, os campos de pressão, vento e outras variáveis atmosféricas são alterados (WALLACE & HOBBS, 1977). Estas frentes podem gerar também intensa precipitação, que em áreas costeiras, juntamente com a ação de ventos fortes, podem provocar um aumento significativo da altura do nível do mar (ressacas) (STECH & LORENZZETTI, 1992).

As frentes frias que percorrem o litoral da América do Sul são originadas no Pacífico, onde se propagam de oeste para leste. Esta configuração se modifica quando os sistemas frontais atravessam os Andes em médias latitudes. A partir daí ocorre uma interação com a circulação da América do Sul e as frentes adquirem uma componente em direção ao Equador, propagando-se de Sudoeste para Nordeste ao longo da costa (RODRIGUES *et al.*, 2004).

As massas de ar frio que se deslocam do continente para o mar na América do Sul, além de provocarem alterações atmosféricas, interagem também com o oceano. Elas atuam, por exemplo, na transferência de energia cinética do ar para o mar por meio dos ventos. Este processo intensifica a mistura da superfície oceânica com as águas mais frias da termoclina, e também interfere nos fluxos horizontais e verticais de massa e calor na coluna d'água (DOURADO & OLIVEIRA, 2008).

A turbulência, que pode ser intensificada por eventos de frente fria, desempenha então um papel importante nas trocas de calor, momento e massa entre a superfície do oceano e a camada atmosférica adjacente (Camada Limite Atmosférica - CLA).

A estrutura vertical do oceano superior é basicamente formada por uma primeira camada instável e turbulenta, denominada camada de mistura oceânica (CMO), e abaixo dela encontra-se uma camada estratificada estável, a termoclina sazonal (DE BOYER MONTÉGUT *et al.*, 2004). Na CMO as propriedades físicas da água do mar (temperatura, salinidade e densidade) estão bem misturadas pelos processos turbulentos, e não variam significativamente com a profundidade. Esta homogeneização resulta tanto da transferência de energia através da interface oceano-atmosfera, quanto pela atividade advectiva abaixo da superfície do mar (ANDERSON *et al.*, 1996).

Nesse sentido, a turbulência na CMO é mantida principalmente pela produção de energia cinética turbulenta (ECT), cujo balanço é assegurado pela produção mecânica e térmica, e pelos processos de transporte e dissipação. A produção mecânica é definida principalmente pelas flutuações na força de empuxo superficial (flutuabilidade), pela quebra de ondas de gravidade na superfície e pelo cisalhamento entre a camada superior e a inferior adjacente (D'ASARO, 1985; DOURADO, 1994). Já a produção ou perda térmica pode ocorrer através da incidência de radiação solar, dos fluxos radiativos de onda longa e da transferência de calor latente e sensível entre o oceano e a atmosfera. Com isso, a ECT produzida pode ser transportada e dissipada na coluna d'água.

Esses termos do balanço de energia na CMO influenciam diretamente na espessura desta camada. A sua profundidade pode variar em diferentes escalas temporais (diurnas e sazonais) e espaciais, podendo ter desde poucos metros, até 100-200 m em regiões mais turbulentas do oceano (PEREIRA *et al.*, 1988). Na escala sinótica uma variação significativa pode ocorrer com a passagem de frentes frias sobre a superfície do mar. A intensificação dos fluxos turbulentos causada por estes sistemas pode levar a uma instabilidade da CMO, que sofre um resfriamento e aprofundamento (aumento da densidade).

A partir daí, é sabido que com a compreensão dos processos que influenciam na espessura da CMO, é possível entender melhor a dinâmica e o acoplamento oceano-atmosfera da área oceânica estudada. Além disso, ocorrem também importantes processos químicos (por ex., dissolução do CO₂ proveniente da atmosfera) e biológicos (por ex., produção de fitoplâncton) na camada superior do oceano em contato com a atmosfera, fazendo dela uma componente chave para estudos climáticos, de poluição marinha e de produtividade biológica, entre outros.

Assim, a investigação das interações do oceano com a atmosfera, através de diferentes tipos de estudos, é de suma importância para o entendimento dos sistemas de tempo e clima. Os processos turbulentos que ocorrem na interface ar-mar em pequenas escalas espaciais e temporais, influenciam nos processos meteorológicos e oceânicos de grande escala (DOURADO & CANIAUX, 2003). Isto se deve ao fato de que os fluxos de momento e calor que ocorrem em menores escalas, interferem na estrutura termodinâmica do oceano e da atmosfera, refletindo então sobre os fenômenos de maior escala atuantes nestes dois meios.

No Oceano Atlântico, uma região importante e que merece destaque no que tange estudos voltados à interação ar-mar, é a região da convergência Brasil-Malvinas, no Atlântico Sudoeste. Nesta área, a corrente do Brasil que transporta águas quentes de origem tropical de norte para sul, se mistura com a corrente das Malvinas, que flui de sul transportando águas de origem subantártica mais frias em direção ao equador, ao longo da margem continental da América do Sul (KAMPEL & SOUZA, 2005). Logo, nesta zona de confluência são gerados meandros e vórtices oceânicos com fortes contrastes térmicos que têm grande importância na transferência de energia no oceano, sendo considerada uma das regiões mais energéticas do oceano global (CHELTON *et al.*, 1990; PIOLA & MATANO, 2001).

Estudos mostraram que a passagem das massas de ar frio sobre esta região de forte gradiente horizontal, irá intensificar os fluxos de calor sensível e latente entre o oceano e a atmosfera (SARAIVA & SILVA DIAS, 1995). Saraiva (1996) demonstrou, através de modelagem numérica, que a liberação de calor latente desempenha um papel importante no balanço energético da ciclogênese nesta região. Além disso, a região Sul do Brasil é caracterizada como sendo frontogenética, pois favorece a formação e intensificação de frentes (SATYAMURTY & MATTOS, 1989).

2 OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

O objetivo principal deste trabalho é investigar a influência da passagem de sistemas frontais sobre a superfície oceânica na região da confluência Brasil-Malvinas. Para tal será utilizado um modelo unidimensional de fechamento de segunda ordem, para simular a camada de mistura oceânica forçada sob condições de frente fria. Ênfase é dada na passagem de uma situação pré-frontal (com a atmosfera não perturbada) para uma situação pós-frontal (atmosfera perturbada).

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar e definir a quantidade de frentes frias que passaram sobre a área de estudo entre os anos de 2002 e 2003, utilizando cartas sinóticas, imagens de satélite e os dados da bóia ARGOS-32056 localizada próximo à desembocadura da Lagoa dos Patos.
- Selecionar caso(s) de frentes frias que resultaram em variações significativas nos campos atmosféricos, considerando um período pré e pós-frontal.
- Investigar o efeito das frentes escolhidas nas variáveis atmosféricas médias, utilizando os dados da bóia.
- Estimar os fluxos turbulentos para o(s) caso(s) via algoritmo *bulk* proposto por Fairall *et al.* (1996a, 2003).
- Realizar simulações da camada limite oceânica para o(s) caso(s), utilizando um modelo de fechamento de segunda ordem (MELLOR & YAMADA, 1982), forçado com os dados da bóia.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 ÁREA DE ESTUDO

A Corrente do Brasil (CB) é caracterizada como uma corrente de contorno oeste associada ao Giro Subtropical do Atlântico Sul (FIGURA 1), fluindo para sul ao longo da costa nordeste do continente brasileiro até aproximadamente 39°S, onde se encontra com a Corrente das Malvinas (CM). Esta flui em sentido oposto, margeando a costa da Argentina e Uruguai na direção nordeste, desde sua origem como uma ramificação da Corrente Circumpolar Antártica.

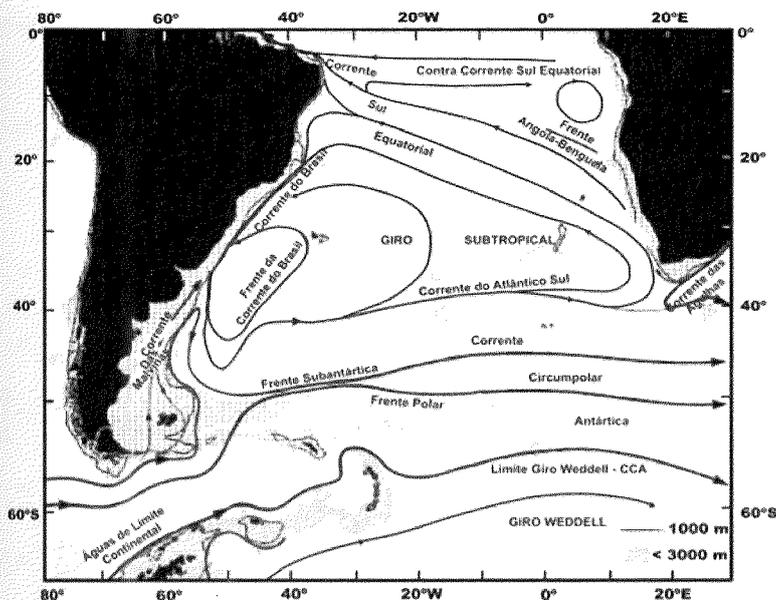


FIGURA 1 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO GIRO SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL

FONTE: Adaptado de Peterson e Stramma (1991).

A região onde ocorre o encontro entre a CB e a CM é denominada Confluência Brasil-Malvinas (CBM), compreendida entre os paralelos de 30°S e 52,5°S e entre os meridianos de 65°W e 40°W, na região Sudoeste do Atlântico Sul (OLSON *et al.*, 1988; PIOLA & MATANO, 2001)(Figura 2). A posição média da CBM pode variar de latitude sazonalmente, estando mais ao norte durante o inverno austral e mais ao sul durante o verão (LENTINI & SOUZA, 2005; CASTRO *et al.*, 2006).

O contraste termohalino gerado nessa área de mistura entre as águas quentes e salinas da CB, e as águas frias e menos salinas da CM, contribui para a intensificação dos fluxos de energia e momento na região. Por este motivo, a CBM é considerada uma das áreas mais dinâmicas e energéticas dos oceanos (CHELTON *et al.*, 1990). Nela ocorrem instabilidades que dominam a variabilidade de mesoescala da região dominada por meandros e vórtices (RUSSO *et al.*, 2008).

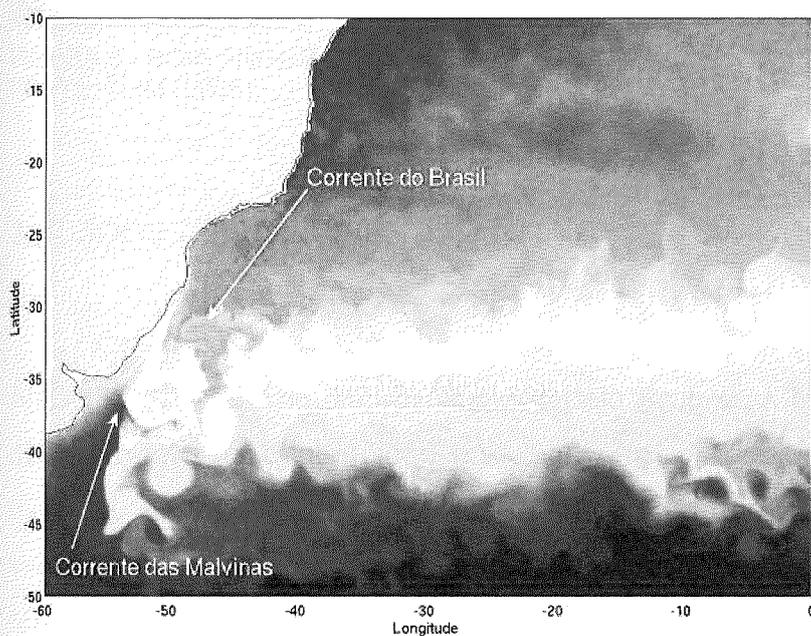


FIGURA 2 - CONFLUÊNCIA BRASIL-MALVINAS

FONTE: Mill (2009).

A bóia de fundeio ARGOS-32056, localizada próxima à região da CBM, foi escolhida como ponto de estudo para o presente trabalho (FIGURA 3). Ela está situada na latitude de $32^{\circ}54'S$ e longitude de $50^{\circ}48'W$ no litoral do Rio Grande do Sul, posicionada à aproximadamente 190 km da costa, na altura da desembocadura da Lagoa dos Patos e da porção externa da plataforma continental (FIGURA 4).

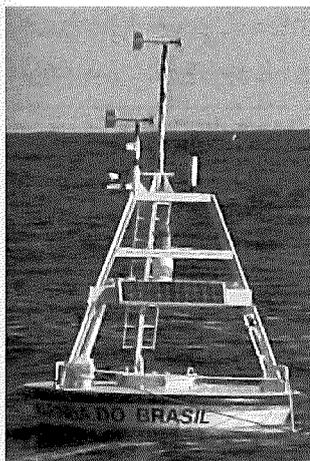


FIGURA 3 - BÓIA ARGOS-32056
FONTE: Zotto (2005)



FIGURA 4 - LOCALIZAÇÃO DO PONTO DE ESTUDO
FONTE: Zotto (2005)

3.2 DADOS DISPONÍVEIS

Os dados utilizados neste trabalho são provenientes da bóia de fundeio ARGOS-32056 e são disponibilizados pelo Programa Nacional de Bóias (PNBOIA), que faz parte da contribuição brasileira para o *Global Ocean Observation System* (GOOS). As variáveis medidas são: temperatura do ar e da superfície do mar ($^{\circ}C$), velocidade (m/s) e direção do vento (graus) em dois níveis (3,95 e 4,95 m), umidade relativa (%), pressão atmosférica (hPa), radiação solar (W/m^2), altura significativa de onda (metros) e frequência do pico de onda. As observações são registradas a cada hora, e os dados gerados possuem frequência horária em *universal time code* (UTC).

Krusche e Ferreira (2001) aplicaram um controle de qualidade a estes dados e avaliaram a relação entre as variáveis utilizando a análise de componentes principais, concluindo que as variáveis meteorológicas mantêm uma relação similar àquela já obtida para dados medidos sobre terreno plano. A precisão e a resolução

dos sensores estão apresentadas na tabela 1, juntamente com o intervalo utilizado no tratamento de qualidade dos dados.

Para identificar os casos frontais serão utilizados os dados da bóia descrita acima bem como imagens de satélite disponíveis do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e cartas sinóticas de superfície das 12:00 e 00:00 UTC, fornecidas pelo Departamento de Hidrologia e Navegação DHN/Marinha.

TABELA 1 - Intervalo do controle de qualidade, resolução e precisão dos sensores da bóia

Variável	Intervalo		Resolução	Precisão
Velocidade do vento (m/s)	0	25	0,1	1
Direção do vento (graus)	0	360	1.	3
Temperatura (°C)	0	40	0,1	±1
Umidade Relativa (%)	0	100	0,1	±5
Pressão Atmosférica (hPa)	980	1040	0,01	±0,5

FONTE: Krusche e Ferreira (2001).

3.3 IDENTIFICAÇÃO DAS FRENTES FRIAS

Os sistemas frontais que atuam em médias latitudes podem ser identificados através das variações dos campos de temperatura e vento em superfície. Dessa forma, as frentes frias que avançaram sobre a região da bóia foram identificadas através da análise dos dados, das cartas sinóticas e das imagens de satélite, empregando a metodologia utilizada por Rodrigues *et al.* (2004) para o litoral de Santa Catarina. O método consiste na verificação dos seguintes critérios, em seqüência, para considerar as passagens frontais:

- i. giro do vento de quadrante norte para quadrante sul, o que representa uma inversão no sinal do vento meridional de negativo para positivo;
- ii. vento sul permanecendo por pelo menos mais de um dia;
- iii. diminuição da temperatura no momento do giro do vento, ou até dois dias depois, de pelo menos 0,5 °C.

Para eliminar os casos de frentes frias que resultaram em variações pouco significativas nos campos atmosféricos, considera-se um tempo de permanência do vento sul de pelo menos mais um dia após a sua passagem. O instante da passagem frontal é caracterizado pela virada do vento para o quadrante sul, enquanto a queda da temperatura, associada à penetração do anticiclone polar, pode ser simultânea ao giro do vento ou ocorrer posteriormente (RODRIGUES *et al.*, 2004).

3.4 O MODELO DE CAMADA LIMITE PLANETÁRIA OCEÂNICA

Os modelos de camada limite planetária (CLP) podem ser agrupados em duas categorias: modelos de camada de mistura (*bulk, slab models*) e modelos de difusão. Os modelos de camada de mistura tentam reproduzir o comportamento da CLP num sentido integral. Eles assumem, a priori, a existência de uma camada bem misturada. Observações das camadas isotérmicas têm provido claramente a fundamentação para esta abordagem para o oceano, mas não é uma suposição universalmente correta (LARGE, 1998).

Ball (1960) foi o primeiro a propor um modelo no qual as variáveis conservativas são bem misturadas no interior da CLP, enquanto a base da camada é marcada por uma descontinuidade destas variáveis. Geisler e Kraus (1969) foram os primeiros a estender esta idéia ao momento, uma variável não conservativa, de modo que a CLP poderia ser pensada movendo-se como uma única camada (RANDALL *et al.*, 1992). Hoje, existe uma vasta literatura sobre modelos de camada de mistura (NIILER, 1975; NIILER & KRAUS, 1977; GARWOOD, 1977; ZILITINKEVICH *et al.*, 1979; PRICE *et al.*, 1986, CHENG & CANUTO, 1994). Nestes modelos, as equações governantes são integradas sob a extensão vertical da camada de mistura oceânica (CMO). Deste modo, o balanço de energia e de momento da CLP oceânica podem ser representados em termos da ação dos fluxos de momento e empuxo na superfície do oceano e na base da CMO.

Nos modelos de difusão, as propriedades da CLP são diretamente parametrizadas como uma função da mistura turbulenta. As parametrizações podem ser obtidas a partir do abundante conhecimento teórico e observacional da camada superficial atmosférica e assim contém formulações empíricas e semi-empíricas para a difusão turbulenta na camada limite atmosférica (TROEN & MAHRT, 1986) e oceânica (LARGE, 1998). Eles também se baseiam na modelagem das quantidades turbulentas tais como os momentos de segunda (MELLOR & YAMADA, 1974, 1982; GASPAR *et al.*, 1990, D'ALESSIO *et al.*, 1998) ou terceira ordem (ANDRÉ & LACARRÈRE, 1985). A maior vantagem desta abordagem mais completa é que eles incorporam mais informação física em comparação aos fechamentos de ordem inferiores (KHANTA & CLAYSON, 1994). Além disto, o modelo de fechamento unidimensional de segunda ordem fornece mais informações a um preço computacional baixo.

Os modelos de fechamento de segunda ordem do tipo Mellor e Yamada (M-Y) foram extensivamente usados para simular a Camada Limite Planetária oceânica e atmosférica. Tais modelos apresentam, contudo, certos problemas tais como uma subestimação da mistura turbulenta em escoamentos estratificadamente estáveis. Um dos fatores que contribuem para isto está o fato de que nos modelos tipo M-Y o valor do número de Richardson Gradiente a partir do qual a turbulência é suprimida pela estratificação estável da densidade é muito pequeno. Para tentar solucionar estes problemas, Khanta e Clayson (1994) incorporam resultados obtidos de estudos utilizando simulação de grandes vórtices (LES) e de fechamento de segunda ordem. Cheng *et al.* (2002) propõem modificações nas expressões para a correlação pressão-velocidade e pressão-temperatura e nas expressões para as diferentes escalas de tempo turbulentas. Mellor (2001), a partir de dados de laboratório, introduz um número de Richardson dependente da dissipação. D'allesio *et al.*, (1998) propuseram um modelo similar a M-Y cuja principal diferença está no tratamento dos fluxos turbulentos.

Neste trabalho, as simulações numéricas da camada limite oceânica foram feitas utilizando o modelo de fechamento de segunda ordem baseado no modelo proposto pela versão 2.5 de Mellor e Yamada, desenvolvido por Dourado e Oliveira (2001). Este consiste em resolver as equações para os momentos de segunda ordem, obtidas das equações de Reynolds do movimento e da termodinâmica, fechando-as através de parametrizações dos momentos de terceira ordem (DOURADO, 1994). A maioria das parametrizações é baseada em observações do escoamento turbulento sobre condições específicas. Porém, quando o escoamento desvia destas condições, o escoamento modelado pode levar a um comportamento irrealístico (MELLOR & YAMADA, 1982).

3.4.1 Equações

Considerando que o oceano na CLO satisfaz as condições de Boussinesq,

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -f \bar{v} - \frac{\partial \overline{uw}}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = f \bar{u} - \frac{\partial \overline{vw}}{\partial z} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{T'w'}}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{s'w'}}{\partial z} \quad (4)$$

onde \bar{u} , e \bar{v} , são as componentes zonal e meridional da velocidade, $f = 2 \Omega \sin \Phi$ é o parâmetro de Coriolis, \bar{T} é a temperatura potencial virtual e \bar{s} é a salinidade. As covariâncias entre as componentes horizontais da velocidade ($\overline{u'w'}$ e $\overline{v'w'}$), temperatura da água do mar ($\overline{T'w'}$), salinidade ($\overline{s'w'}$) e componente vertical da velocidade, correspondem aos fluxos turbulentos de momento, densidade e sal na camada limite oceânica.

O sistema de equações acima é composto por 4 equações e 8 variáveis desconhecidas, sendo quatro momentos estatísticos de primeira ordem (\bar{u} , \bar{v} , \bar{T} , \bar{s}) e quatro de segunda ordem ($\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{T'w'}$, $\overline{s'w'}$). O sistema é completado pela inclusão de 10 equações para obter a variância ($\overline{u'u'}$, $\overline{v'v'}$, $\overline{w'w'}$, $\overline{T'T'}$, $\overline{s's'}$) e covariância ($\overline{T'u'}$, $\overline{T'v'}$, $\overline{q'u'}$, $\overline{q'v'}$, $\overline{T'q'}$), em termos de quantidades médias.

Assim, o sistema resultante não é fechado, visto que é formado por 14 equações e um número maior de variáveis desconhecidas. Desse modo, o problema de fechamento é resolvido através da especificação dos termos desconhecidos com sendo uma função dos momentos estatísticos de primeira e segunda ordem (MELLOR & YAMADA, 1982). As escalas de comprimento usadas neste modelo de fechamento são estimadas pela versão modificada da expressão de Blackadar (BLACKADAR, 1962) proposto por Mellor e Yamada (1982).

As condições de contorno superior são dadas por:

$$-\rho_a c_p \overline{T'w'}|_o = F_{nsol} = H + LE + IR + Hrain \quad (5)$$

$$-\rho_a c_p \overline{S'w'}|_o = E - P \quad (6)$$

$$-\rho_a \overline{u'w'}|_o = \tau_x \quad (7)$$

$$-\rho_a \overline{v'w'}|_o = \tau_y \quad (8)$$

onde F_{nsol} representa o fluxo não solar, dado pela soma dos fluxos de calor sensível (H), calor latente (LE), infravermelho (IR) e calor sensível devido à precipitação ($Hrain$); E e P são as taxas de evaporação e precipitação, respectivamente; ρ_a é a densidade do ar; c_p é o calor específico à pressão constante do ar; τ_x e τ_y são as componentes zonal e meridional do stress do vento à superfície, respectivamente.

O esquema baseado em expressões *bulk*, que foi utilizado para estimar os fluxos turbulentos no modelo é apresentado na seção seguinte.

3.5 FLUXOS DE SUPERFÍCIE

As trocas entre o oceano e atmosfera são regidas por processos que ocorrem em pequena escala via fluxos de calor, momento, umidade e traçadores. As medições diretas destes fluxos em superfície são limitadas a poucas plataformas especializadas, de modo que medidas extensivas estão restritas a parametrização dos fluxos que podem usar variáveis facilmente medidas *in situ* ou remotamente. A premissa básica é que nós podemos relacionar os fluxos aos perfis logarítmicos de quantidades médias. Os fluxos podem ser determinados do vento, temperatura e umidade média obtida numa simples altura introduzindo coeficientes de transferência *bulk* de calor, umidade e momento (GEERNAERT, 1990).

As expressões *bulk* padrões para fluxos são:

$$H = \rho C_p C_h U (TSM - \theta) \quad (9)$$

$$LE = \rho L_e C_e U (q_s - q) \quad (10)$$

$$\tau = \rho C_d U^2 \quad (11)$$

onde C_h , C_e e C_d são os coeficientes de transferência para o calor sensível, calor latente e momento, respectivamente. θ é a temperatura potencial, q é razão de mistura do vapor d'água e U é a velocidade do vento.

Esses fluxos de superfície foram estimados utilizando o esquema bulk COARE 3.0 proposto por Fairall *et al.* (2003), no qual baseia-se na teoria da similaridade de Monin-Obukhov, mas inclui um modelo separado para a camada de pele.

3.6 FLUXOS RADIATIVOS DE ONDA LONGA

A radiação solar ao penetrar na atmosfera sofre uma série de processos, sendo grande parte refletida pelas nuvens e difusamente espalhada pelo ar. As outras perdas estão relacionadas à absorção de parte dessa radiação incidente, pelas nuvens e gases suspensos na atmosfera, como o vapor d'água, ozônio e dióxido de carbono, que aquecem e emitem energia na forma de radiação de ondas

longas na faixa do infravermelho, 0,77-1000 μm (SIEGEL & DICKEY, 1986). Do mesmo modo a superfície também emite radiação de onda longa, que pode ser absorvida e re-irradiada de volta pela atmosfera, desempenhando junto com a radiação solar incidente um papel importante na determinação da TSM (RAMANATHAN *et al.*, 1995).

A passagem de frentes frias é caracterizada por um aumento na nebulosidade, pois a linha de instabilidade e as baixas pressões associadas a estes sistemas favorecem os processos convectivos e a formação de nuvens. As nuvens são constituídas de vapor d'água, gotículas e cristais de gelo, as quais absorvem e irradiam similarmente, como um corpo negro, no intervalo de bandas do infravermelho. Em conseqüência a emissividade atmosférica aumenta consideravelmente com a nebulosidade (RAMANATHAN & COLLINS, 1991). Neste caso, ao estimar por meio de equações empíricas o fluxo radiativo de onda longa emitido pela atmosfera, é necessário considerar o efeito da nebulosidade.

Com isso, a radiação de onda longa emitida pela atmosfera em condições de céu nublado ($OL^c \downarrow$) foi avaliada no modelo de acordo com a seguinte fórmula empírica (JACOBS, 1978):

$$OL^c \downarrow = OL \downarrow (1 + 0,1762 c^2) \quad (12)$$

onde c é o índice cobertura de nuvens, variando de 0 (céu aberto) a 1 (céu completamente coberto), e $OL \downarrow$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera em condição de céu claro, dada pela expressão:

$$OL \downarrow = \sigma T_a^4 (9,365 \cdot 10^{-6} T_a^2) \quad (13)$$

onde T_a é a temperatura do ar e $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzman. Neste trabalho a radiação de onda longa descendente foi estimada assumindo um valor de $c = 1$ constante durante todo o período.

A estimativa da emissão de onda longa pela superfície oceânica ($OL \uparrow$) ou terrestre, geralmente assume que a superfície irradia como um corpo negro à temperatura equivalente. Dessa forma, a radiação de onda longa emitida pelo oceano foi estimada pela seguinte equação de acordo com a lei de Stefan-Boltzman:

$$OL \uparrow = \varepsilon \sigma TSM^4 \quad (14)$$

onde $\varepsilon = 0,96$ é emissividade da água e TSM é a temperatura da superfície do mar em Kelvin, considerando-a igual à temperatura equivalente.

✓ Dadas estas fórmulas empíricas foi possível calcular o fluxo líquido de radiação de onda longa ($OL \uparrow \downarrow$), dado pela seguinte expressão:

$$OL \uparrow \downarrow = OL \uparrow + OL^c \downarrow \quad (15)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 FREQUÊNCIA DE FRENTES FRIAS

A partir da análise de dois anos de dados da bóia ARGOS-32056 (2002-2003), dos critérios de identificação (seção 3.3) e observações das cartas sinóticas referentes a este período, foram identificados 113 casos de frentes frias sobre a região de estudo (32°54'S, 50°48'W). Durante todos os meses foi observada a atuação de sistemas frontais sobre a área (TABELA 2).

TABELA 2 – Número mensal de passagens frontais sobre a bóia de 2002 a 2003

ANO	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
2002	5	4	4	5	3	5	4	3	4	3	5	4	49
2003	4	5	5	4	5	7	6	5	5	7	4	8	65

Dentre as frentes observadas, para este estudo foram escolhidos três casos que resultaram em variações significativas nos campos atmosféricos. Estes serão descritos na seção seguinte.

4.2 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS

As condições observadas durante a atuação das frentes frias escolhidas seguiram um padrão semelhante de variação. Estas mudanças atmosféricas encontradas são típicas a um evento de frente fria, e resultam da penetração da massa de ar frio e seco associada ao anticiclone polar, na retaguarda do sistema.

Este anticiclone caracterizado por altas pressões em superfície, geralmente entra no continente sul-americano em latitudes mais baixas para o inverno e no verão dificilmente ultrapassa a latitude de 35° (FONZAR, 1994). O centro destes anticiclones apresenta uma trajetória de sudoeste para nordeste, e após atuar no litoral da América do Sul se desloca e integra à alta Subtropical do Atlântico Sul (TALJAARD, 1967).

4.2.1 Caso A (12 a 20 de Janeiro de 2002)

O caso A corresponde a uma frente fria que atuou sobre a área de estudo no dia 14 de Janeiro de 2002, com a permanência do vento de quadrante sul até o dia 18. Os dias 12 e 13 compreendem o período pré-frontal, e os dias 15 ao 20 o pós-frontal.

Pela ausência de imagens de satélite para ao período considerado neste caso, a análise sinótica é feita a partir da visualização da carta sinótica de pressão ao nível do mar, referente ao dia da passagem da frente fria ao ponto de estudo (FIGURA 5). No dia 14, às 12 UTC, o sistema frontal avançou sobre o oceano Atlântico Sudoeste, acompanhado de um centro de baixa pressão atuando à superfície no oceano, localizado a sul da linha da frente (FIGURA 5a). O ponto de estudo estava então sobre condições pré-frontais, já que é possível visualizar na carta a atuação de baixas pressões próximas à bóia. A situação pós-frontal pode ser então verificada na carta do dia 15, às 00 UTC, tendo a presença de altas pressões em superfície sobre a região de estudo, que penetraram de acordo com o deslocamento da frente a Leste para o oceano (FIGURA 5b).

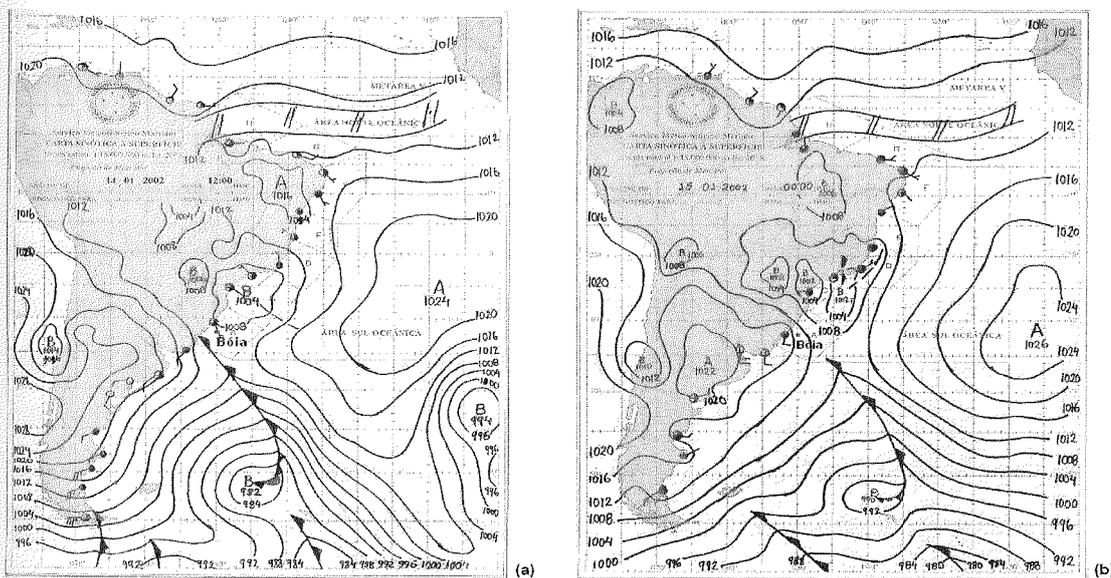


FIGURA 5 – CARTAS SINÓTICAS DE PRESSÃO AO NÍVEL DO MAR (HPA) PARA CASO A. (a) 14/01/02 às 12 UTC; (b) 15/01/02 às 00 UTC
 FONTE: DHN – MARINHA DO BRASIL

A partir das variáveis meteorológicas, notou-se que o período pré-frontal neste caso foi caracterizado por valores de temperatura do ar (T_{ar}) variando entre $24,5^{\circ}\text{C}$ e 25°C aproximadamente (FIGURA 6). A umidade do ar esteve

relativamente alta, acima de 80%, e notou-se uma diminuição de aproximadamente 5 hPa na pressão atmosférica em superfície no dia 12 (FIGURA 6b-c). A situação inicial do vento para o período, era a de um fluxo de direção predominante Norte-Nordeste, com velocidades variando entre aproximadamente 7 e 10 m/s (FIGURA 6d-e).

As variações atmosféricas observadas no período pré-frontal estão relacionadas à advecção de uma massa de ar quente e úmida sobre a superfície, associada às baixas pressões na dianteira da linha frontal. Os ciclones móveis que acompanham a frente e o gradiente de pressão formado contribuem para o aumento da intensidade do vento em baixos níveis.

Conforme a frente se deslocou, as baixas pressões deram lugar às altas pressões, devido à entrada da massa de ar frio e seco localizada na retaguarda do sistema. Com isso, a entrada da frente fria no dia 14 foi marcada por uma redução da ordem de 2°C na temperatura do ar, coincidindo com um aumento da pressão atmosférica em superfície e uma redução significativa da umidade na ordem de 20%. Neste dia houve também uma intensificação (máximo de 15,4 m/s) e virada do vento para quadrante sul.

Na situação pós-frontal a temperatura do ar se manteve relativamente baixa com um mínimo de 21,1°C no dia 17. A partir do dia 19 os valores voltaram a aumentar, e com uma elevação gradativa ultrapassaram os 24°C no dia 20. Em relação à pressão atmosférica neste período, o seu aumento se estendeu desde o dia da passagem frontal até o dia 18, chegando a um máximo de 1020 hPa. A partir do dia 19 então houve uma redução e a pressão oscilou abaixo dos 1015 hPa. Por fim, a umidade relativa do ar nesses dias variou entre 50 e 70% aproximadamente, com um aumento observado para o final do período.

A influência do sistema frontal se deu até o dia 18, caracterizado pela virada do fluxo do vento para o quadrante norte, com direções predominantes de Nordeste que se mantiveram até o final do período. Antes desse dia a velocidade do vento oscilou entre 5 e 10 m/s aproximadamente, e houve o predomínio de ventos de Sul-Sudeste.

A tendência de recuperação nas variáveis observada ao final do período, caracteriza o deslocamento do anticiclone com o passar dos dias subseqüentes à entrada da frente fria. Conforme a massa de ar frio se afasta, a Alta Subtropical do Atlântico Sul volta a predominar no litoral (RODRIGUES *et al.*, 2004).

A radiação solar incidente medida em superfície pela bóia durante o período (FIGURA 6f), mesmo sem diferenças significativas, apresentou um aumento médio da ordem de $16,59 \text{ W/m}^2$ com a entrada do sistema frontal. Esta intensificação do fluxo solar à superfície, que atingiu um pico $1,080 \text{ W/m}^2$ no dia 15, esteve relacionada a uma redução da umidade e da cobertura de nuvens após a passagem da frente fria. Visto que no período pré-frontal a maior nebulosidade e quantidade de vapor d'água no ar, diminuem o fluxo solar que chega à superfície por meio de processos de difusão, reflexão e absorção da radiação de onda curta na atmosfera.

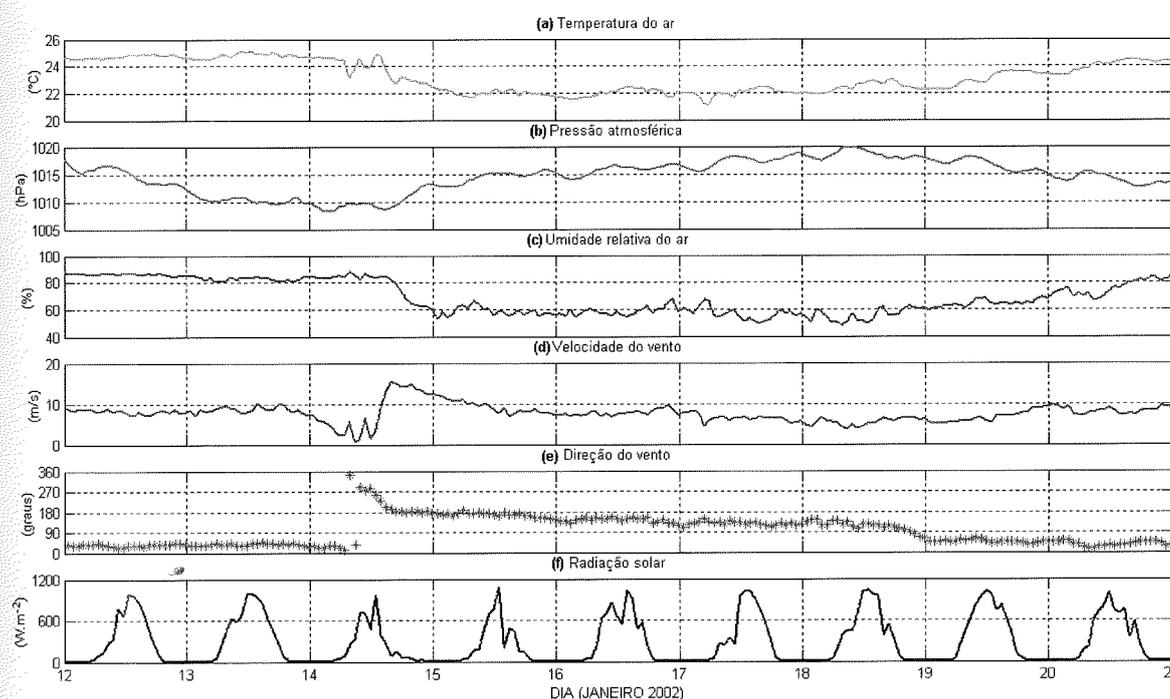


FIGURA 6 – EVOLUÇÃO TEMPORAL (A) TEMPERATURA DO AR, (B) PRESSÃO ATMOSFÉRICA, (C) UMIDADE RELATIVA DO AR, (D) VELOCIDADE DO VENTO, (E) DIREÇÃO DO VENTO E (F) RADIAÇÃO SOLAR, PARA O CASO A

4.2.2 Caso B (09 a 17 de Junho de 2002).

O caso B compreende a passagem de uma frente fria sobre o ponto de estudo no dia 09, tendo a atuação de ventos de quadrante sul até o dia 15. O período do dia 9 de Junho de 2002, anterior à entrada da frente, foi selecionado como período pré-frontal, e o período pós-frontal se estendeu até o dia 17 de Junho de 2002.

As imagens de satélite que mostram a atuação da frente neste caso são apresentadas na Figura 7. Nas imagens do dia 09 é possível verificar uma cobertura de nuvens ao Sul, que se desloca para nordeste e chega à área da bóia neste mesmo dia (FIGURA 7a-b). Conforme a frente avança pode-se visualizar na imagem do dia 10 uma banda contínua de nuvens estratiformes e cumuliformes com topos frios e altos sobre a região, relacionados às baixas pressões em superfície (FIGURA 7C). Na retaguarda desta banda observa-se uma área mais escura com nuvens de menor altitude, caracterizando a presença da massa de ar frio. Para os próximos dias a frente se desloca em direção ao oceano, e é possível notar uma orientação ciclônica das nuvens em forma de “gancho”, associado possivelmente à intensificação do ciclone sobre a superfície oceânica.

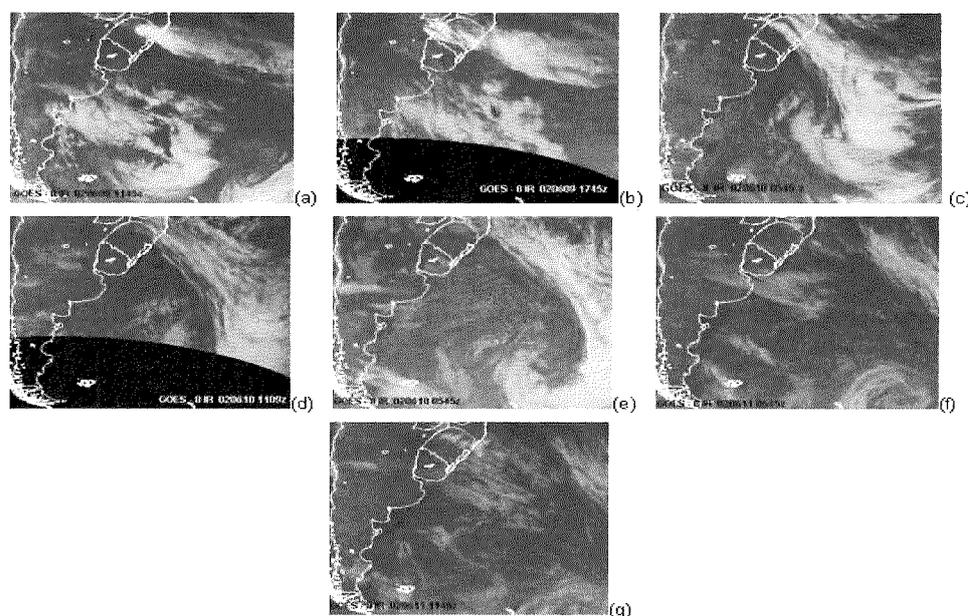


FIGURA 7 - SEQÜÊNCIA DE IMAGENS DO SATÉLITE GOES-8 NO CANAL INFRAVERMELHO PARA O CASO. (a) 09/06/2002 – 1145Z; (b) 09/06/2002 – 1745Z; (c) 10/06/2002 – 0545Z; (d) 10/06/2002 – 1109Z; (e) 10/06/2002 – 1745Z; (f) 11/06/2002 – 0545Z e (g) 11/06/2002 – 1145Z. FONTE: INMET

Em relação às condições meteorológicas, a virada do vento marcando a entrada da frente se deu no dia 09 (FIGURA 8). Porém somente no dia seguinte é que houve um resfriamento do ar, na ordem de 5°C, junto à intensificação dos ventos em superfície. Como no caso anterior, ocorreu também uma primeira redução da pressão em superfície, precedido de um aumento de aproximadamente 15 hPa que se prolongou até o dia 10. Do mesmo modo para a umidade relativa do ar, que no período pré-frontal atingiu um máximo de 82%, seguido de uma diminuição no mesmo dia que foi até o dia 10.

Nos dias que prosseguiram a entrada da frente fria, a temperatura se manteve relativamente baixa e a partir do dia 14 o ar voltou a se aquecer e chegou a valores de temperatura semelhantes àqueles encontrados no período pré-frontal. O mesmo ocorreu para a pressão atmosférica e umidade, que também tenderam a se igualarem à situação pós-frontal. Esta tendência de equilíbrio nas variáveis atmosféricas ao final do período coincidiu com a virada do vento para o quadrante norte no dia 16.

A radiação solar incidente à superfície, neste caso, seguiu as variações da nebulosidade, com um fluxo médio de 70 W/m^2 no período pré-frontal, aumentando para 107 W/m^2 no pós-frontal, como resultado da menor cobertura de nuvens (FIGURA 8f). A partir do dia 16 houve uma redução na magnitude deste fluxo solar à superfície, em virtude da aproximação de outra frente fria.

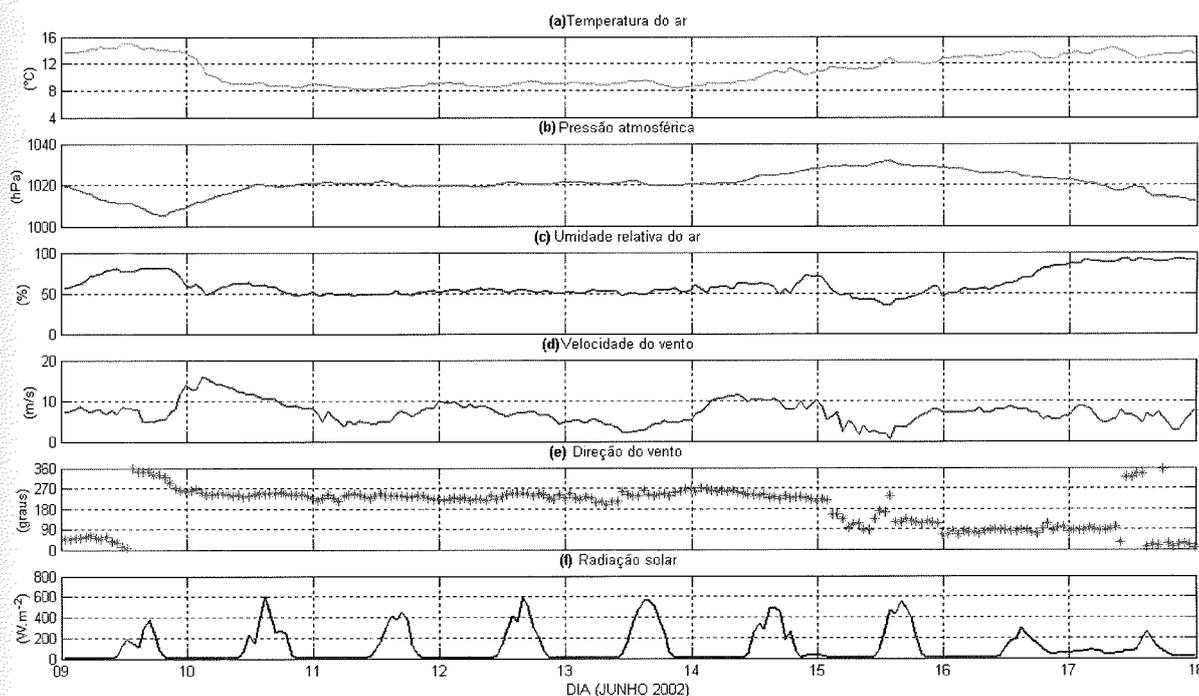


Figura 8 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) TEMPERATURA DO AR, (B) PRESSÃO ATMOSFÉRICA, (C) UMIDADE RELATIVA DO AR, (D) VELOCIDADE DO VENTO, (E) DIREÇÃO DO VENTO E (F) RADIAÇÃO SOLAR PARA O CASO B

4.2.3 Caso C (19 a 29 de Março de 2003)

O período C é referente a uma frente fria que avançou sobre a região da bóia no dia 20, com a permanência de ventos de quadrante sul até o dia 25. O dia 19 caracterizou a situação pré-frontal, e o período pós-frontal foi considerado até o dia 29.

As imagens de satélite deste caso mostram a nebulosidade associada à frente fria desde o dia 20 de março (FIGURA 9). Neste dia verifica-se uma banda de nuvens com topos altos e frios (maior brilho na imagem de satélite) avançando sobre o continente, se estendendo ao sul para o oceano, onde é possível notar uma orientação ciclônica das nuvens característica da presença do centro de baixa pressão.

Nos próximos dias são observadas nuvens de menor altitude e com topos mais quentes sobre a área de estudo, como resultado da presença de altas pressões em superfície, que atuam na descendência de ar e inibem a formação de nuvens (FIGURA 9d-e).

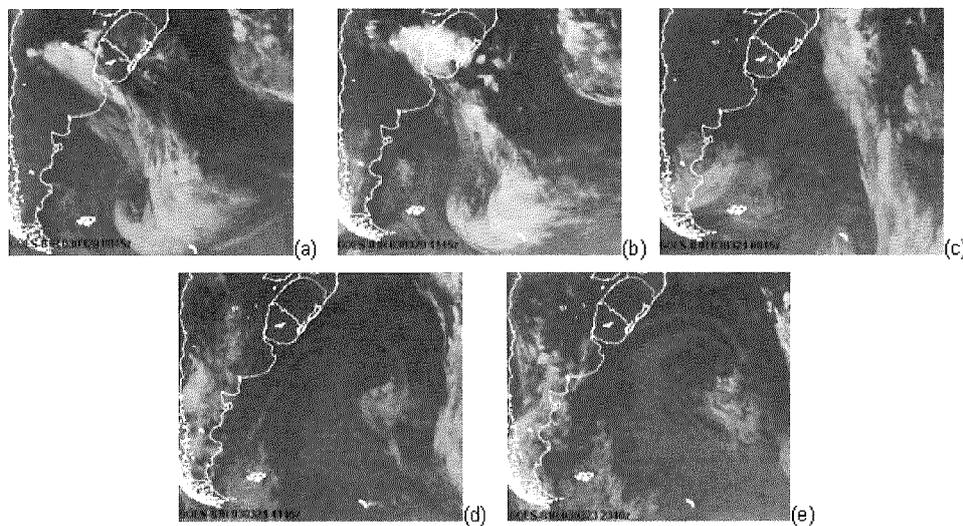


FIGURA 9 - SEQÜÊNCIA DE IMAGENS DO SATÉLITE GOES-8 NO CANAL INFRAVERMELHO PARA O CASO C. (a) 20/03/2003 – 0845Z; (b) 20/03/2003 – 1145Z; (c) 21/03/2003 – 0845Z; (d) 21/03/2003 – 1145Z (e) 23/03/2003 – 2340Z.

FONTE: INMET

Este caso foi caracterizado por um primeiro declínio acentuado da temperatura do ar para o dia 19, que não se manteve e voltou a subir no mesmo dia (FIGURA 10a). Isto ocorreu provavelmente devido à atuação de altas pressões em superfície associadas a uma frente fria anterior. A entrada do sistema frontal no dia

20, definida pelo giro do vento para o quadrante sul, apresentou uma queda de 6°C na temperatura do ar, e um aumento gradativo da pressão atmosférica, que seguiu com o passar dos dias na situação pós-frontal (FIGURA 10b). A atuação da massa de ar frio e seco à superfície resultou em uma diminuição significativa da umidade na ordem de 25 %, com um mínimo 38% no dia 21 (FIGURA 10c).

No período pós-frontal as variáveis atmosféricas se mantiveram relativamente constantes, com algumas variações mais intensas na velocidade do vento. Então a partir do dia 25, correspondente ao giro do vento para o quadrante Norte, notou-se uma gradual recuperação nas condições da atmosfera.

A radiação solar incidente neste caso não seguiu um padrão de variação diurna esperado, assim como foi observado para os outros casos (FIGURA 10f). Além disso, durante todo o período os valores foram baixos e oscilaram abaixo de 200 W/m^2 . Este comportamento está possivelmente associado a erros no sensor da bóia.

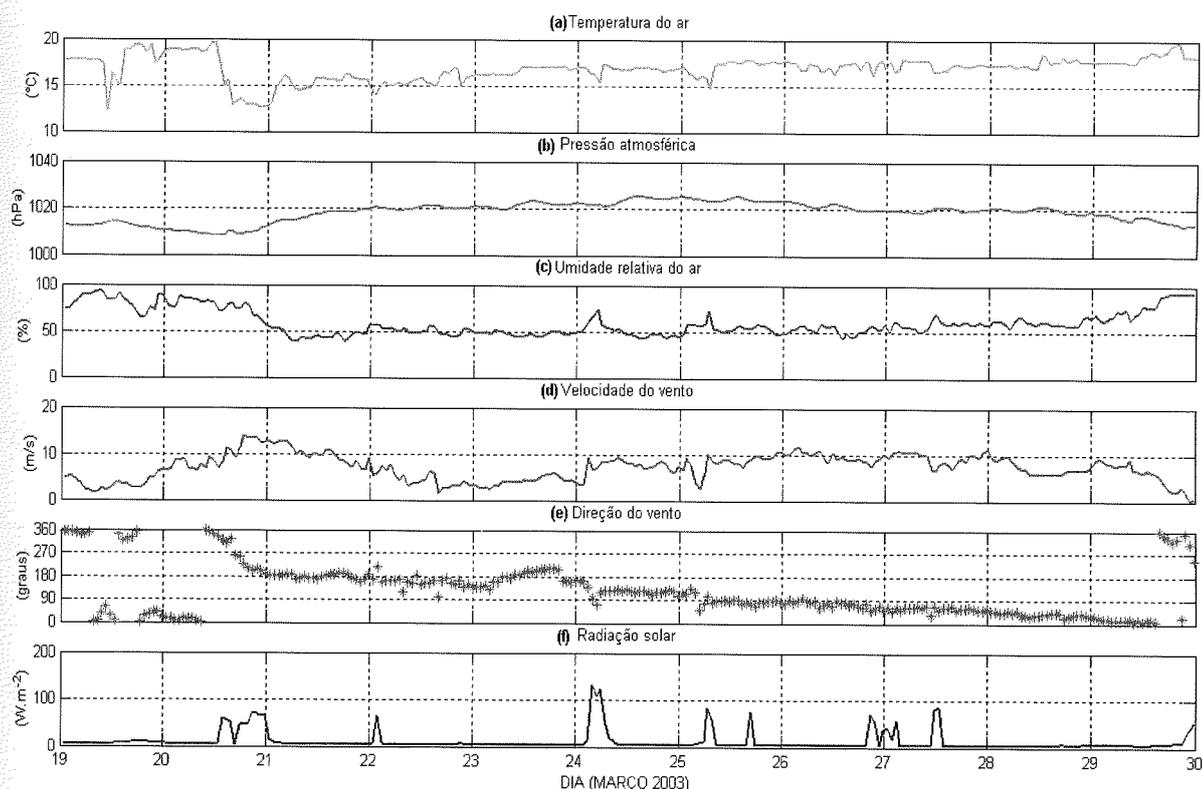


FIGURA 10 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) TEMPERATURA DO AR, (B) PRESSÃO ATMOSFÉRICA, (C) UMIDADE RELATIVA DO AR, (D) VELOCIDADE DO VENTO (E) DIREÇÃO DO VENTO E (F) RADIAÇÃO SOLAR, PARA O CASO C

4.3 EXPERIMENTO NUMÉRICO

O modelo unidimensional de fechamento de segunda ordem não foi capaz de reproduzir de maneira satisfatória a camada limite oceânica para os casos B e C. Isto ocorreu pelo fato da temperatura da superfície do mar ter se mantido muito menor que a da atmosfera durante grande parte do período referente a ambos os casos. O contraste levou a atmosfera a uma condição estável, na qual o fluxo de calor esteve direcionado para o oceano.

Como foi desenvolvido para região altamente instável das águas quentes do Oceano Pacífico equatorial, o esquema proposto por Fairall *et al.* (2003) integrado ao modelo, apresenta certa limitação em calcular os fluxos em condições fortemente estáveis como as observadas em ambos os casos. Assim, uma estimativa errônea dos fluxos turbulentos levou o modelo a um estado irrealístico nos casos B e C, impossibilitando uma boa representação da camada de mistura.

Portanto, nesta seção será mostrada apenas a simulação numérica para o caso A. Na tabela 3 são apresentadas as informações básicas acerca da simulação experimental realizada para o período referente a este caso (dia 12 ao 20 de Janeiro de 2002).

TABELA 3 - Informações básicas sobre a simulação numérica

	Início	Término	Tempo de integração	$\Delta t(\text{min})$	Profundida de (m)	Δz (m)
CASO	12/01/02	20/01/02	9 dias	5	100,5	1
A	00h00m	23h55m				

NOTA: Δt é o passo de integração do modelo e Δz os níveis de profundidade da simulação

4.3.1 Condições iniciais e forçantes de superfície

Como condições iniciais para a integração do modelo foram utilizados perfis verticais da temperatura do mar e salinidade. Além disso, as componentes zonal e meridional da corrente horizontal também foram consideradas no estado inicial do oceano. Mas elas foram definidas iguais a zero no início da simulação, e foram ajustadas rapidamente em resposta ao stress do vento conforme o avanço do

experimento numérico. Os dados meteorológicos e os valores de TSM, medidos pela bóia, foram utilizadas como forçantes externas de superfície a cada passo de integração do modelo. Para isto eles foram linearmente interpolados em intervalos de 5 minutos.

A obtenção do perfil inicial da temperatura foi feita com base na temperatura de superfície (TSM) medida pela bóia, comparando-a com perfis termais médios da região da Confluência Brasil-Malvinas, apresentados no trabalho de Rabelo (2010). Este estudo analisou a estrutura termal da Corrente do Brasil e das Malvinas a partir de dados climatológicos e perfis obtidos com batitermógrafos descartáveis (XBT), durante expedições Antárticas realizadas pelo Navio de Apoio Oceanográfico Ary Rongel enquanto cruzava a região em consecutivos anos (2002 a 2008) entre os meses de outubro e novembro.

Rabelo (2010) mostrou que as temperaturas médias superficiais da Corrente do Brasil (CB) e das Malvinas (CM) estimadas com os perfis de XBT, foram de aproximadamente 18°C e 8°C, respectivamente. Os valores encontrados estão em concordância com àqueles apresentados na literatura (PICKARD, 1974; PETERSON & STRAMMA, 1991; PIOLA & MATANO, 2001).

Dado isto, o perfil típico da temperatura em função da profundidade difere entre as duas correntes. Com base neste estudo comparativo de Rabelo (2010) tem-se que os perfis típicos da temperatura característicos para as duas correntes são (FIGURA 11):

- Na CB o perfil vertical é caracterizado por uma grande variação da temperatura nas camadas superficiais, principalmente entre os 20 e 40 metros de profundidade. Há também, muitas vezes, a presença de uma termoclina sazonal rasa e uma permanente mais profunda, limitada abaixo por uma camada isotermal que ultrapassa os 150 m.
- A CM difere quanto ao seu perfil, pois se mostra mais uniforme e a termoclina permanente é bem mais rasa, com as maiores variações ocorrendo entre os 40 e 60 metros.

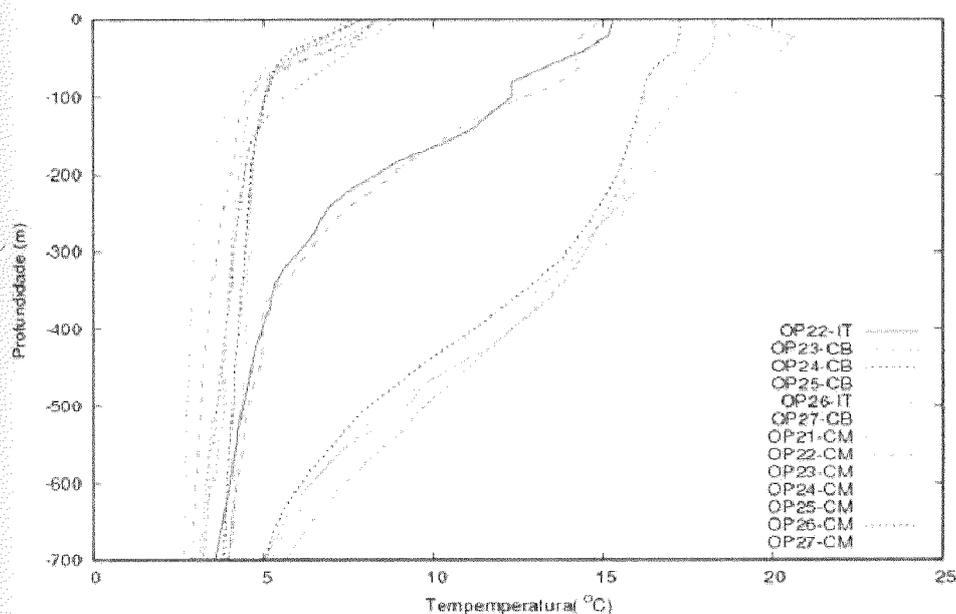


FIGURA 11- MÉDIAS DE TEMPERATURA DA CB,CM E PERFIS INTERMEDIÁRIOS (IT) OBTIDOS COM DADOS PROVENIENTES DAS OPERAÇÕES ANTÁRTICAS 21 A 27.
 FONTE: Rabelo (2010)

Frente a estes padrões observados por Rabelo (2010) foi possível desenvolver, a partir da TSM observada para o primeiro dia e hora da simulação, o perfil vertical inicial da temperatura para o caso A. Ou seja, partindo da temperatura superficial medida pela bóia a 0,78 m de profundidade, foram estimados os valores em intervalos de 10 m até 100,5 m de profundidade. Por fim, estes valores foram linearmente interpolados em intervalos de 1m.

Como a TSM observada (obtida pela bóia) no dia 12 de Janeiro, às 0:00h, correspondente ao primeiro dia e hora da simulação, foi de 23,66 °C, o perfil então pode ser caracterizado como típico de uma região sob domínio de águas tropicais transportadas pela Corrente do Brasil (FIGURA 12).

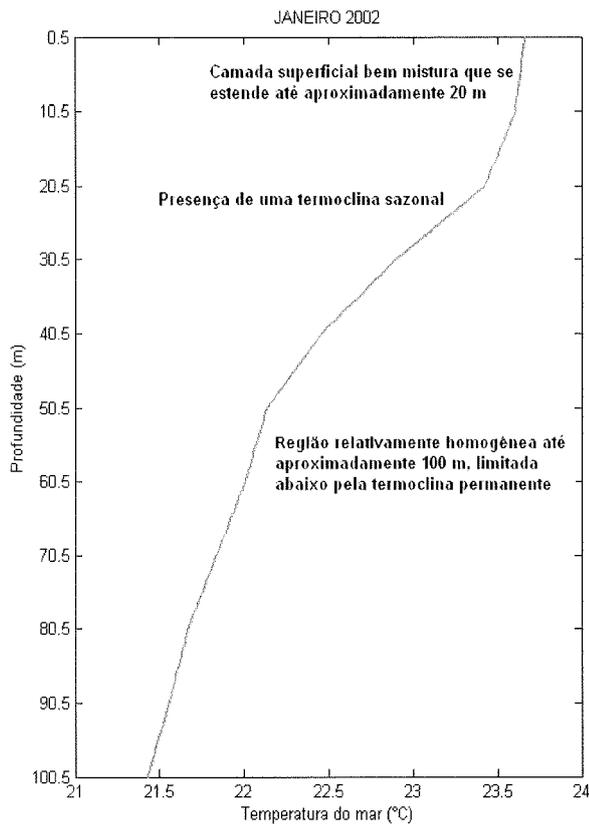


FIGURA 12 - PERFIL VERTICAL INICIAL DA TEMPERATURA DO MAR PARA O CASO A INDICANDO AS SUAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS

Já o perfil inicial da salinidade, considerando a ausência de dados desta variável para o período de estudo, foi desenvolvido com base na literatura e em dados climatológicos da área (*World Ocean Atlas* e *National Oceanographic Data Center*, NOAA). A Corrente do Brasil transporta em suas águas superficiais (entre a superfície e a profundidade de 100 metros) uma massa de água oceânica denominada Água Tropical (AT), formada em baixas latitudes no Oceano Atlântico Sul (STRAMMA & ENGLAND, 1999). Essa região geralmente é caracterizada por altas taxas de evaporação em relação à precipitação e intensa radiação, fazendo com que AT apresente temperatura superior a 20°C e salinidade maior que 36 (SILVEIRA *et al.*, 2000). Na região da Confluência Brasil-Malvinas, há a mistura destas águas quentes e salinas transportadas na plataforma continental externa, com águas superficiais frias e de baixa salinidade (>34) de origem subantártica carregadas pela Corrente das Malvinas e sua ramificação costeira.

Somadas a estas duas massas de água, podemos ainda encontrar a contribuição de águas de origem continental provenientes da Lagoa dos Patos e do próprio estuário do Rio da Prata (SILVA *et al.*, 1996; PIOLA *et al.*, 2000; SOARES &

MOLLER, 2001). Então, o perfil vertical inicial da salinidade na área de estudo foi construído com base na temperatura do mar, relacionando-a com as características termohalinas das massas de água, aliando ao efeito do aporte continental. Os valores da salinidade aumentam com a profundidade, relacionado com a presença de águas menos salinas na superfície provenientes do aporte continental (FIGURA 13).

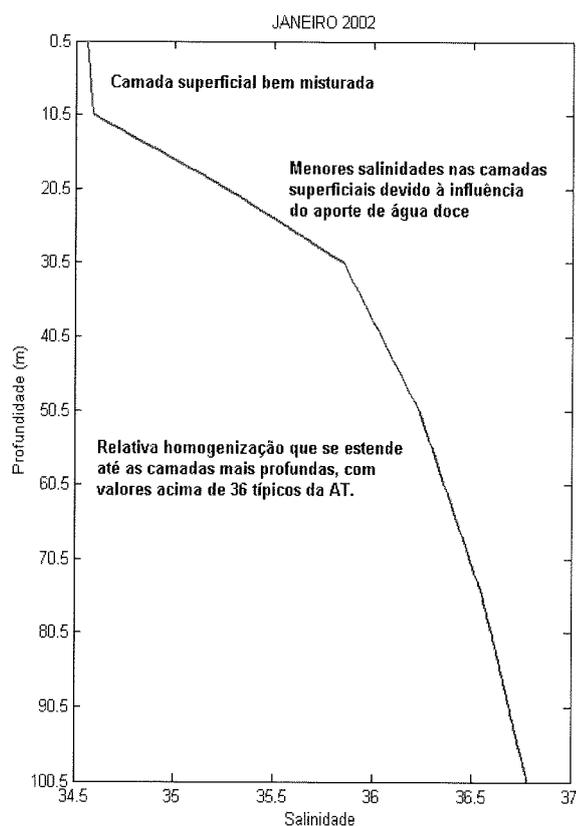


FIGURA 13 - PERFIL VERTICAL INICIAL DA SALINIDADE DO MAR PARA O CASO A INDICANDO AS SUAS PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS

4.4 RESULTADOS DA SIMULAÇÃO

Os resultados da simulação numérica da camada limite oceânica utilizando o modelo unidimensional de fechamento de segunda ordem são apresentados nesta seção.

4.4.1 Temperatura da superfície do mar

A temperatura da superfície do mar (TSM) é uma variável que depende de inúmeros processos oceânicos e atmosféricos. No oceano a TSM é influenciada principalmente pelo transporte advectivo das correntes oceânicas, pela profundidade da camada de mistura, pela intensidade da mistura turbulenta e pela presença de áreas de ressurgência ou subsidência (DOURADO, 1994). Aliado a isso, o acoplamento oceano-atmosfera também interfere na TSM por meio do balanço de calor entre os dois meios, que inclui os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, o balanço de radiação de onda curta e onda longa e a precipitação e evaporação, que regulam a salinidade e, deste modo, influenciam a força de empuxo de superfície (IVANOFF, 1977).

Dado os inúmeros fatores, percebe-se a complexidade que é reproduzir com acurácia a TSM por meio de um modelo numérico. Neste trabalho a TSM foi simulada pelo modelo de duas maneiras distintas. Na primeira, os fluxos turbulentos estimados a partir do esquema COARE 3.0, proposto por Fairall *et al.* (2003), foram utilizados como forçantes a cada passo de integração da simulação. A partir destes fluxos, a TSM foi simulada pelo modelo (TSM forçada). É importante considerar, neste caso, que pelo fato dos fluxos turbulentos terem sido estimados a partir da TSM observada, eles independem do estado do modelo e podem levá-lo a um estado incompatível devido à imprecisões frente às forçantes (BARNIER, 1995).

A TSM também foi simulada a partir dos fluxos turbulentos calculados internamente pelo modelo. Em primeira instância, estes fluxos são calculados em função da TSM simulada através de equações empíricas resolvidas pelo modelo, e forçantes de superfície. Na seqüência a TSM é estimada novamente a partir dos fluxos calculados, sendo denominada então de TSM acoplada. Deve-se ressaltar que um erro sistemático nos fluxos de calor pode contaminar estes valores.

A figura 14 apresenta a evolução temporal da TSM acoplada e a forçada, simuladas pelo modelo, junto à TSM observada para o período. Esta foi utilizada para a validação do algoritmo do modelo, no sentido de verificar a eficácia do experimento numérico em reproduzir as condições reais. A correlação entre a temperatura simulada e a observada foi maior considerando a curva da TSM acoplada, que apresentou um coeficiente de correlação de 0,81 com a TSM observada. Já a TSM forçada apresentou um coeficiente de 0,77 com a observada.

Como visto anteriormente, a temperatura forçada esta mais sujeita à imprecisões, pelo fato dos fluxos turbulentos dependerem do modelo.

O modelo reproduziu de maneira satisfatória o ciclo diurno, que foi de até $1,3^{\circ}\text{C}$, e a queda de aproximadamente 1°C devido à passagem da frente fria. A variação diária da TSM é dada pela alternância entre o aquecimento diurno devido à radiação de solar incidente e o resfriamento noturno induzido pelos fluxos de energia direcionados do mar para o ar, superando os fluxos de entrada. Já o resfriamento associado à passagem frontal se deu pela intensificação dos fluxos turbulentos, em virtude do aumento da velocidade do vento em superfície e da diferença de temperatura entre o ar e o mar.

No dia 14 foi observado um máximo de $24,9^{\circ}\text{C}$ na TSM observada, antes do resfriamento que marcou a entrada da frente. Este aumento esteve relacionado possivelmente a uma diminuição da turbulência e do fluxo de calor latente na interface oceano-atmosfera, em resposta a uma redução na velocidade do vento, que chegou a um valor mínimo de $0,5\text{ m/s}$ neste dia. Com isso, a absorção de radiação solar na superfície, aliada à alta incidência de radiação de onda longa devido à alta umidade e temperatura do ar, superaram as perdas de calor via fluxos turbulentos e emissão de onda longa, provocando um aquecimento da superfície do mar. A TSM simulada, mesmo atingindo um pico menor, também acompanhou este aumento.

O modelo também reproduziu, embora de maneira mais intensa, a recuperação da TSM observada após a entrada da frente. As diferenças observadas no início e fim da simulação, podem estar associados à advecção e/ou erro no modelo.

No restante deste trabalho somente resultados para a simulação acoplada serão apresentados.

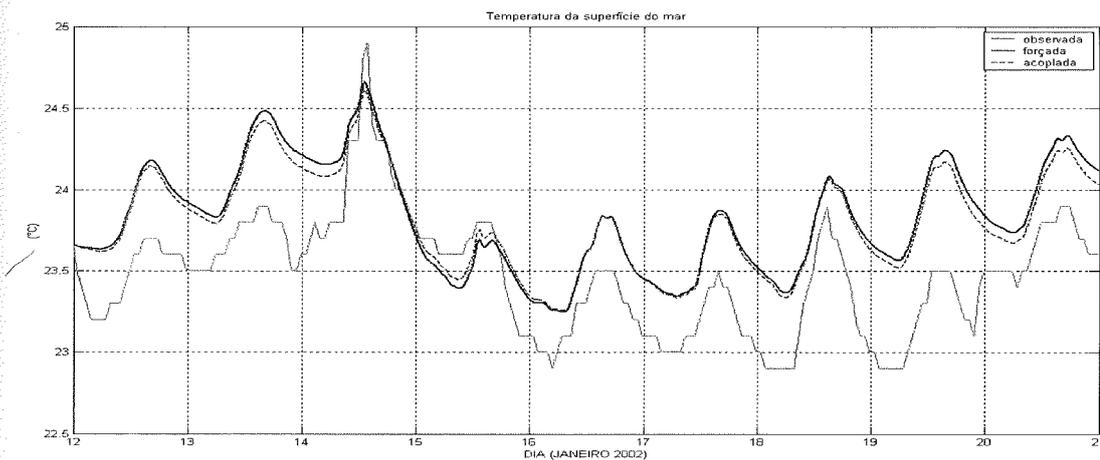


FIGURA 14 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DA TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR PARA O CASO A

A variação da temperatura do mar durante o período é apresentada na figura 15, que mostra uma seção vertical até 100 m de profundidade. É possível verificar a presença de uma camada superior mais quente para todos os dias simulados, que se estende até aproximadamente 30 m e possui valores de temperatura maiores que 23,5°C. Nota-se que com a entrada da frente fria no dia 14 houve um aprofundamento dessas águas mais quentes, como consequência de um aumento na mistura vertical devido aos ventos.

Abaixo dessa camada nota-se um gradiente térmico bem marcado durante todo o período simulado. Este é devido à termoclina sazonal, introduzida no perfil inicial da simulação, em uma profundidade próxima a 20,5 m. As condições da frente fria, nas quais o modelo foi forçado durante o experimento, induziu a um aumento na profundidade dessa termoclina, observado no período pré-frontal (dias 12 e 13). No pós-frontal (dia 15 ao 20), a profundidade que marcou o gradiente se manteve próximo aos 30 m.

Em concordância com o gráfico da TSM simulada, nota-se na seção vertical o ciclo diurno da temperatura na superfície. Além disso, é possível observar o aquecimento superficial no dia 13 e 14, onde a temperatura ultrapassa os 24,5°C. No período pós-frontal, o resfriamento marcado com a entrada da frente se estende do dia 15 até o dia 18. Ao final é possível verificar a recuperação da temperatura do mar na superfície, à medida que o oceano superficial e o ar adjacente tendem a entrar em equilíbrio após a atuação da frente fria.

O decréscimo da temperatura com a profundidade, definido como condição inicial da simulação, se manteve para todo o período. As camadas abaixo de 30 m,

por não sofrerem a influência direta das forçantes de superfície, não variaram a sua temperatura significativamente com o tempo. Somada a isto, o modelo unidimensional desconsidera os efeitos advectivos, que podem variar a temperatura nas camadas abaixo da superfície.

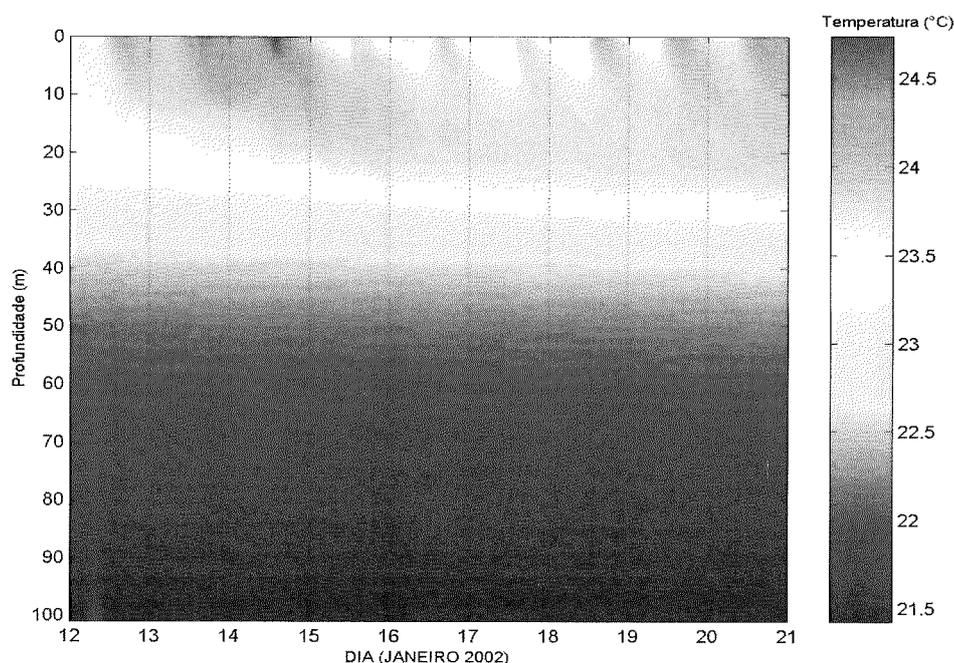


FIGURA 15 - Seção vertical da temperatura do mar simulada para o caso A

4.4.2 Salinidade

A figura 16 apresenta a evolução temporal da salinidade até 100 m, durante o período simulado. No perfil nota-se uma primeira camada superficial misturada, até aproximadamente 20 m, com valores entre 34,6 e 35,2 na média. Próximo à superfície, a salinidade aumentou gradativamente de aproximadamente 34,5 no dia 12, até 34,9 ao final do período, em resposta à evaporação. Mesmo com este incremento da salinidade na superfície, os valores nas camadas superiores não variaram significativamente durante o período, pois o fluxo de água doce superficial não foi considerado como forçante na simulação. Do mesmo modo para as camadas inferiores, que mantiveram valores praticamente iguais à condição inicial, pelo fato dos efeitos do transporte advectivo não serem considerados pelo modelo.

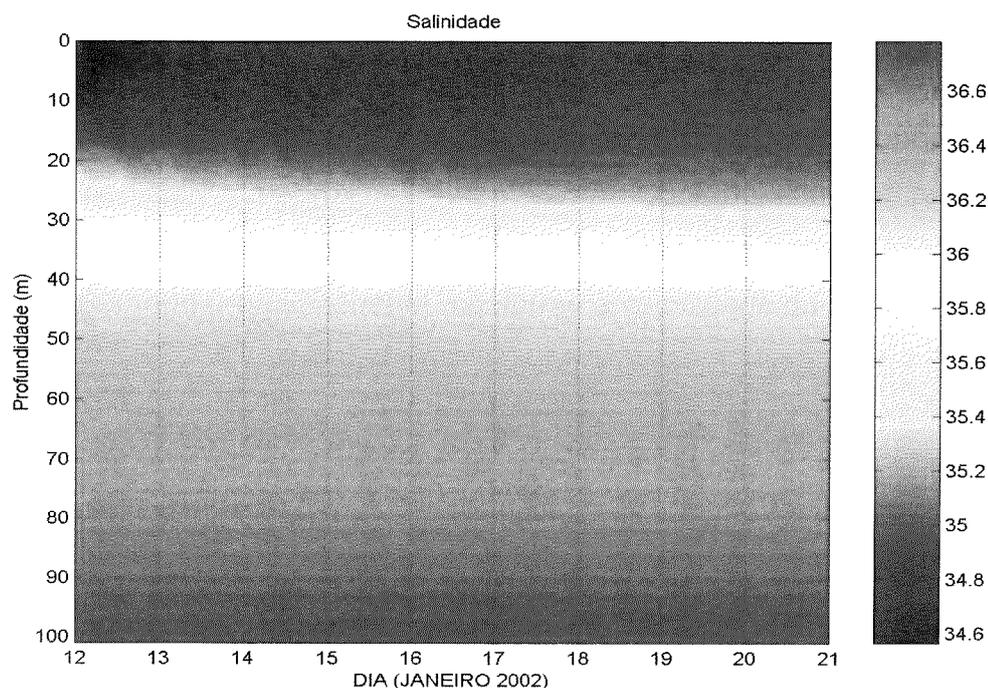


FIGURA 16 - SEÇÃO VERTICAL DA SALINIDADE PARA O CASO A

4.4.3 Velocidade da corrente

As figuras 17 e 18 mostram a variação temporal das componentes zonal e meridional da velocidade da corrente, respectivamente. Da mesma forma como foi observado para a temperatura e para a salinidade, não houve variações significativas na velocidade da corrente nas camadas mais profundas, pelo fato do modelo não representar os termos de advecção.

Já em superfície e sub-superfície os valores oscilaram próximos a zero (condição inicial) até o dia 14, onde então houve uma maior transferência de momento da atmosfera para o oceano, como efeito da passagem frontal, aumentando a velocidade superficial da corrente. Neste dia houve uma intensificação no mesmo sentido do cisalhamento do vento para a componente zonal, que se tornando mais negativa (de leste para oeste) chegou até -1 m/s. Da mesma forma, ocorreu uma intensificação da componente meridional da corrente, que se tornando mais positiva, no sentido do vento (de sul para norte), chegou até aproximadamente 2 m/s.

Ainda, é possível notar nos perfis a transferência de energia, por atrito, das camadas superficiais para as camadas subjacentes, onde a partir do dia 14 é possível verificar a influência do aumento da velocidade em superfície, nas camadas sub-superficiais até aproximadamente 25 m. Contudo, como no período pós-frontal a velocidade do vento diminuiu, as componentes zonal e meridional da corrente foram desacelerando gradativamente, conforme a velocidade da corrente foi diminuindo.

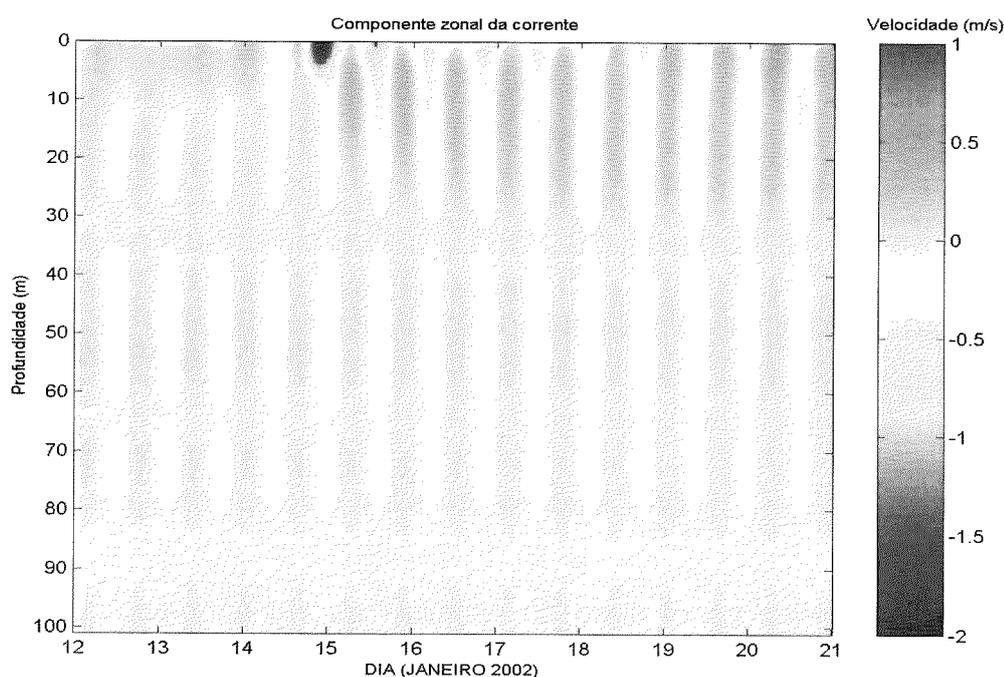


FIGURA 17 - Seção vertical da componente zonal da velocidade da corrente para o caso A

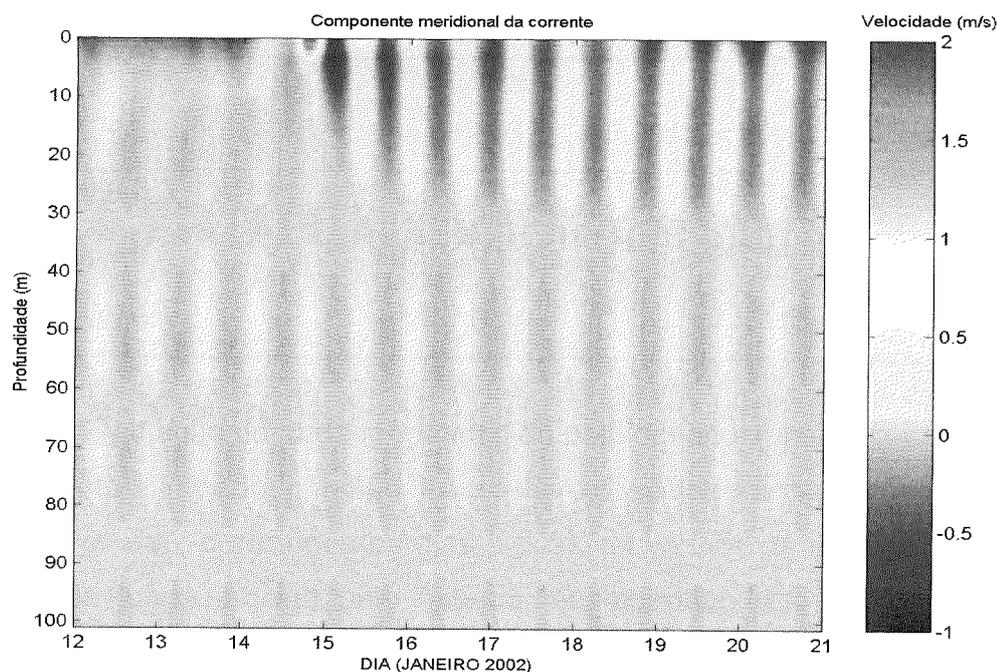


FIGURA 18 - SEÇÃO VERTICAL DA COMPONENTE MERIDIONAL DA VELOCIDADE DA CORRENTE PARA O CASO A

4.4.4 Fluxos turbulentos e radiativos de onda longa

As componentes da radiação de onda longa estimadas para o período, a partir das expressões apresentadas na seção 3.6, são mostradas na figura 19 juntamente com suas médias na tabela 4. Os valores negativos indicam transferência do oceano para atmosfera, da mesma forma para os fluxos turbulentos.

Antes da passagem da frente fria (dias 12 e 13), o fluxo de radiação de onda longa emitido da atmosfera à superfície não variou significativamente, uma vez que a temperatura do ar (T_{ar}) e a umidade relativa (UR) se mantiveram praticamente constantes (FIGURA 19a). Com a entrada da frente e a conseqüente redução na ordem de 2°C na T_{ar} e 20% na UR, a emissão atmosférica reduziu 19 W/m^2 em média. Esta diminuição se deve à menor quantidade de vapor d'água contido no ar, que aliado às menores temperaturas, contribui para a baixa emissividade atmosférica. Contudo, no final do período (dias 19 e 20) houve um segundo aumento gradativo no fluxo, à medida que a temperatura e umidade do ar voltaram a se elevar com a passagem da frente fria.

TABELA 4 – Médias (desvio padrão) das componentes da radiação de onda longa estimadas para o caso A

	Pré-frontal (dias 12 e 13)	Pós-frontal (dia 15 ao 20)	Todo o período (dia 12 ao 20)
$OL \downarrow$ (W/m ²)	436,3 (1,3)	417,6 (6,9)	422,1 (10)
$OL \uparrow$ (W/m ²)	- 452,7 (1,4)	- 449,9 (1,7)	- 450,9 (2,2)
$OL \uparrow \downarrow$ (W/m ²)	-16,3 (0,9)	- 32,2 (5,4)	- 28 (8,1)

A radiação de onda longa emitida pelo oceano superou a emissão atmosférica durante todo o período, e seu fluxo esteve associado às variações da TSM (FIGURA 19b). Por isso, para todos os dias é possível verificar uma variação diurna no fluxo de onda longa emitido pelo oceano, acompanhando o ciclo diário da TSM. Da mesma forma, a maior temperatura da superfície no período pré-frontal (dias 12 e 13) contribuiu para uma maior perda de energia pelo oceano na forma de radiação infravermelha. No dia 14 a radiação de onda longa atingiu um máximo (mais negativo) de -457 W/m^2 , em função do aquecimento observado neste dia. Após isto, o fluxo emitido pelo oceano diminuiu, como resultado de um resfriamento na superfície associado à entrada da frente fria.

O saldo do balanço entre a emissão oceânica e atmosférica, determina o fluxo líquido de radiação de onda-longa à superfície, que depende então da TSM e das condições do ar como a temperatura e a umidade. Neste caso, a emissão oceânica superou à atmosférica para todo o período (dia 12 ao 20), resultando em um fluxo líquido de onda longa direcionado da superfície para o ar (negativo). No período pré-frontal (dias 12 e 13) a maior emissão de radiação infravermelha pela atmosfera, em virtude da alta umidade e temperatura do ar, contribuiu para baixos valores de até $16,37 \text{ W/m}^2$ no fluxo líquido de onda longa. Os valores aumentaram aproximadamente 20 W/m^2 com a passagem frontal, em função da diminuição da emissão atmosférica relacionada à menor umidade e temperatura do ar. A partir disto verifica-se, então, uma relação direta da radiação de onda longa líquida com a TSM (correlação de 0,6) e inversa com a Tar (-0,9) e umidade relativa (-0,8).

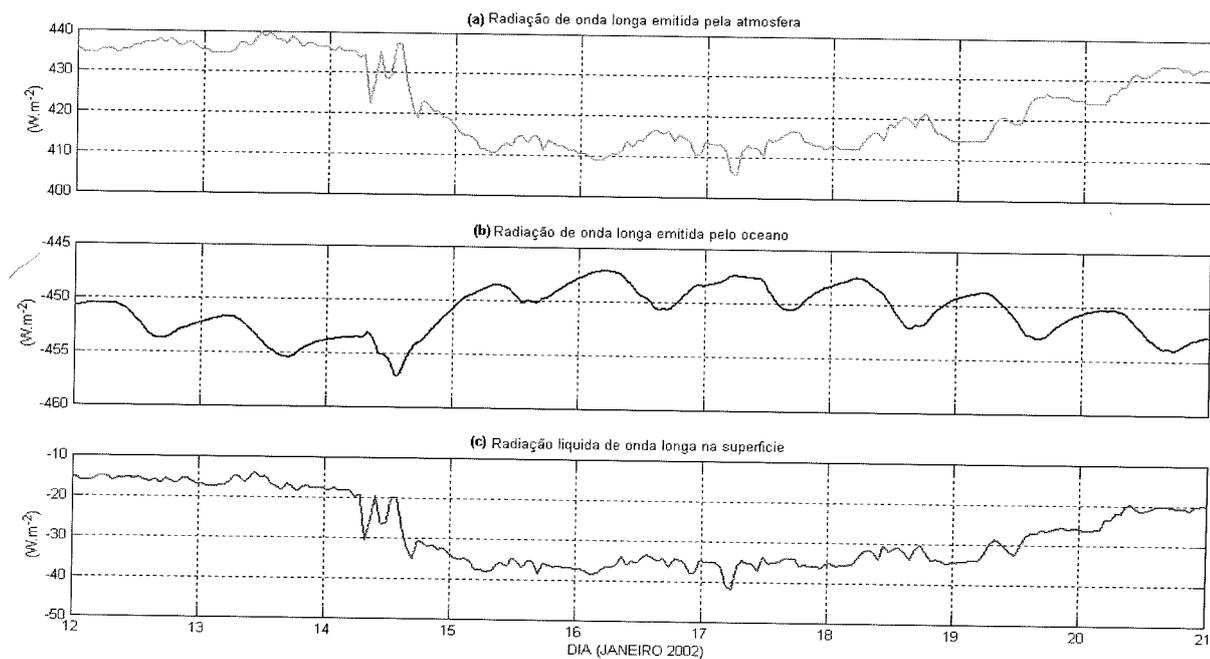


FIGURA 19 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMITIDA PELA ATMOSFERA, E (B) PELO OCEANO E (C) RADIAÇÃO LÍQUIDA DE ONDA LONGA NA SUPERFÍCIE, ESTIMADAS PARA O CASO A

Os valores médios dos fluxos turbulentos de calor sensível, latente e de momento estimados para o período da simulação são mostrados na tabela 5. Nota-se que no período pós-frontal houve um aumento médio de 161 W/m^2 no fluxo de calor latente do oceano para a atmosfera (negativo). Junto a isso houve também uma inversão do fluxo de calor sensível, onde seu valor médio era positivo (do ar para o mar) antes da frente fria, invertendo para negativo (do mar para o ar) no período pós-frontal. O fluxo turbulento de momento reduziu em média no período pós-frontal, porém a variação não foi significativa, já que a maior variação neste fluxo ocorreu no dia da entrada da frente, como será mostrado a frente.

TABELA 5 – MÉDIAS (DESVIO PADRÃO) DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR E MOMENTO ESTIMADOS PARA O CASO A

	Pré-frontal (dias 12 e13)	Pós-frontal (dia 15 ao 20)	Todo o período (dia 12 ao 20)
Calor latente (W/m^2)	- 43,57 (17,89)	- 204,1 (67,33)	- 163,82 (101,24)
Calor sensível (W/m^2)	15,16 (1,66)	-9,55 (9,99)	- 3,97 (14,01)
Momento (N/m^2)	0,118 (0,023)	0,098 (0,054)	0,115 (0,094)

A evolução temporal dos fluxos turbulentos modelados para o período é apresentada na figura 20. Como esperado para uma região oceânica, o fluxo de calor latente se manteve direcionado da superfície para a atmosfera (negativo) durante todo o período e sua magnitude foi uma ordem de grandeza maior que a do calor sensível. Além disso, com a entrada da frente fria no dia 14 houve um aumento significativo nas trocas de energia do oceano com a atmosfera via fluxos turbulentos de calor e momento.

O fluxo de calor latente aumentou abruptamente no dia da entrada da frente, atingindo um máximo (mais negativo) de -400 W/m^2 no dia 15, e um incremento de 160 W/m^2 em média no período pós-frontal (FIGURA 20a). Este pico é resultado da intensificação na velocidade do vento em superfície, coincidindo então com o valor máximo de $0,6 \text{ N/m}^2$ no fluxo de momento do ar para o mar. Isto porque o aumento da mistura turbulenta na interface oceano-atmosfera, intensifica a transferência de momento do ar para a camada superficial do oceano, levando a uma elevação das taxas de energia liberadas na atmosfera por evaporação (ROGERS, 1995). A redução na umidade observada com a entrada da frente também contribuiu para o aumento das trocas de calor latente do mar para o ar, em resposta a uma maior taxa de evaporação devido ao gradiente vertical de umidade no ar (WEBSTER & LUKAS, 1992).

Tendência semelhante apresentou o fluxo de calor sensível, que apesar de ter reduzido a sua média em $5,7 \text{ W/m}^2$ após a passagem frontal, foi intensificado no dia 14 e, alterando seu sinal, atingiu um pico de aproximadamente -30 W/m^2 (FIGURA 20b). O aumento se deve à atuação dos ventos mais intensos em superfície, e aumento do gradiente térmico entre a Tar e a TSM, observado com a passagem frontal. A entrada da massa de ar mais fria que a superfície oceânica, levou à inversão dos valores do fluxo de calor sensível, que devido ao gradiente negativo Tar-TSM esteve direcionado do mar para o ar até dia 20 (FIGURA 21).

Após a passagem da frente (dia 15 ao 20), os fluxos de calor acompanharam as variações do fluxo de momento e da diferença Tar-TSM, e diminuíram lentamente mostrando que, se não houver a entrada de uma nova frente fria ou advecção de massa de água, a superfície do mar e o ar adjacente tendem ao equilíbrio.

Contudo, os fluxos de calor sensível e latente parecem responder diferentemente às essas forçantes. Enquanto o fluxo de calor sensível apresenta um coeficiente de correlação de 0,85 com a diferença de temperatura entre o ar e o mar

e de 0,48 com a velocidade do vento. O calor latente tem um coeficiente de correlação de 0,77 com a velocidade do vento e de 0,44 com a diferença de temperatura, que interfere na diferença de umidade do ar.

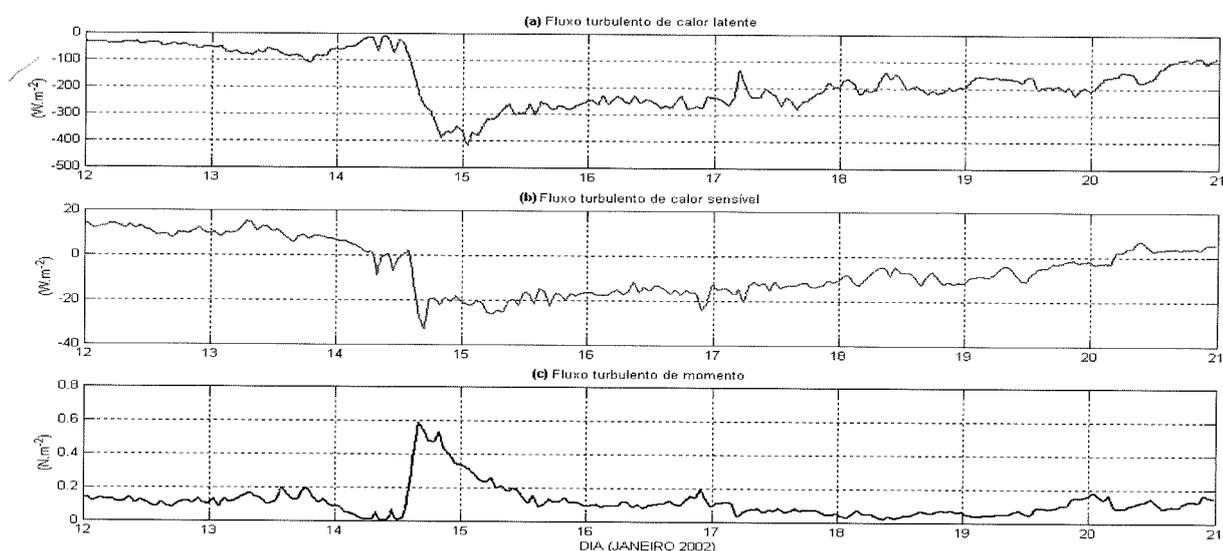


FIGURA 20 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR (A) LATENTE, (B) CALOR SENSÍVEL E (C) MOMENTO, MODELADOS PARA O CASO A

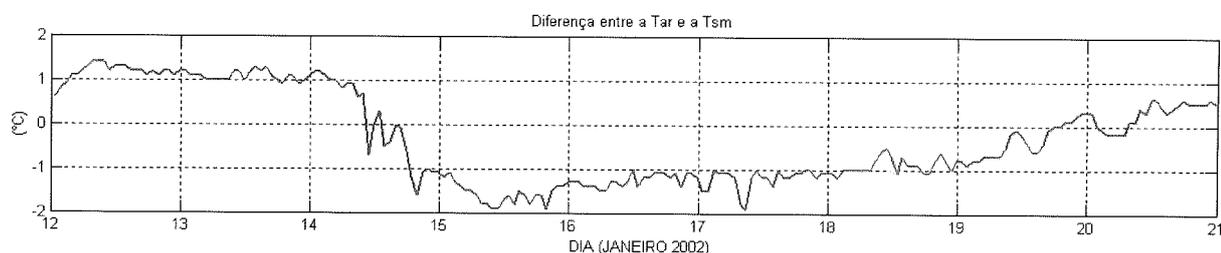


FIGURA 21 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DA DIFERENÇA ENTRE A TEMPERATURA DO AR (TAR) E DA SUPERFÍCIE DO MAR (TSM) PARA O CASO A

4.4.5 Balanço de energia

O balanço de energia sobre a superfície do oceano (Q), foi avaliado a partir dos fluxos radiativos e os turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE) na interface ar-mar:

$$Q = Rn + H + LE \quad (16)$$

onde R_n é a radiação líquida na superfície do oceano, que é determinada pelo saldo do balanço entre os fluxos radiativos na interface oceano-atmosfera:

$$R_n = OL^\circ \downarrow + OL \uparrow + OC \downarrow + OC \uparrow \quad (17)$$

em que $OL^\circ \downarrow$ é a radiação de onda longa incidente na superfície (equação 13), $OL \uparrow$ é a radiação de onda longa emergente à superfície (equação 14), $OC \downarrow$ é a radiação solar incidente na superfície (medida pela bóia) e $OC \uparrow$ é a radiação de onda curta refletida pela superfície do mar dada pela seguinte expressão:

$$OC \uparrow = -\alpha OC \downarrow \quad (18)$$

sendo α o albedo de superfície, considerado constante no valor de 0,055, de acordo com Anderson *et al.* (1996).

Os valores médios dos termos do balanço de energia estimados para o período, são apresentados na tabela 6. No período pré-frontal a energia líquida armazenada em superfície, foi maior em relação aos dias que seguiram a passagem da frente fria. Antes dela, a alta umidade relativa do ar, próxima a 80%, e a atuação de ventos da ordem de 4 m/s, implicaram em uma baixa intensidade do fluxo turbulento de calor latente, que contribuiu para uma menor perda de energia do oceano para a atmosfera. Somado a isto, o fluxo líquido de onda longa na superfície foi menor no período anterior à frente, como resposta de uma maior emissão atmosférica devido à alta umidade e T_{ar} , propiciando assim uma menor perda de energia em relação ao período pós-frontal.

Com a entrada da frente fria no dia 14, e o conseqüente aumento da velocidade do vento (15 m/s), e redução da umidade relativa do ar (próxima a 60%), o fluxo de calor latente sofreu uma intensificação da ordem de - 400 W/m². Junto a isto, o fluxo de calor sensível também atuou para uma maior perda de energia, pois passou a estar direcionado da superfície à atmosfera, em virtude de uma menor T_{ar} em relação à TSM. Nos seguintes à passagem frontal (dia 15 ao 20), a perda energia pela superfície devido aos fluxos turbulentos de calor ($H+LE$), foi da ordem de 213,57 W/m², em contraste com um fluxo médio de 28,40 W/m² no período pré-frontal.

TABELA 6 – Médias (desvio padrão) das componentes do balanço de energia em superfície (Q) estimadas para o caso A

	LE (W/m ²)	H (W/m ²)	OL $\uparrow\downarrow$ (W/m ²)	OC $\uparrow\downarrow$	Q (W/m ²)
Pré-frontal (dias 12 e 13)	- 43,57 (17,89)	15,16 (1,66)	- 16,37 (0,96)	280,93 (326,97)	236,15 (327,49)
Pós-frontal (dia 15 ao 20)	- 204,1 (67,33)	- 9,55 (9,99)	- 32,27 (5,48)	266,45 (322,31)	20,53 (322,93)
Todo o período (dia 12 ao 20)	- 163,82 (101,24)	- 3,97 (14,01)	- 27,29 (8,19)	261,11 (316,46)	66,03 (351,56)

NOTA: LE calor latente; H calor sensível; OL $\uparrow\downarrow$ balanço de onda longa; OC $\uparrow\downarrow$ balanço de onda curta.

A evolução temporal das componentes do balanço de energia estimadas para o período é apresentada na figura 22. Nela verifica-se que a radiação líquida (R_n) à superfície não sofreu alterações significativas com a entrada da frente fria, pois para todos os dias sua amplitude de variação diurna foi de aproximadamente 900 W/m². Apesar do balanço de onda longa ter contribuído para a diminuição da R_n , em função da maior emissão oceânica em comparação à atmosférica durante todo o período. Em todos os dias a radiação solar incidente, no período diurno, superou as perdas radiativas pelo oceano e atuou para o aumento da R_n , atingindo um máximo de 984,36 W/m² no dia 15. Contudo, durante a noite, o saldo de radiação chegou a valores negativos de até -40 W/m² no dia 16, uma vez que o fluxo de onda longa emitido pela superfície superou os ganhos radiativos.

O saldo de energia em superfície, durante o período, foi determinado principalmente pelo balanço entre a radiação de onda curta incidente e o fluxo de calor latente do oceano para a atmosfera. Antes da entrada da frente fria (dias 12 e 13) o balanço entre os fluxos radiativos e turbulentos de calor, contribuía para um ganho de energia, chegando a valores negativos apenas durante o período noturno, onde as perdas radiativas superavam os ganhos. Já com a passagem frontal, a intensificação do fluxo de calor latente implicou em uma perda de energia de até -500 W/m². As perdas representadas pelos fluxos de calor sensível e de onda longa foram menos significativas.

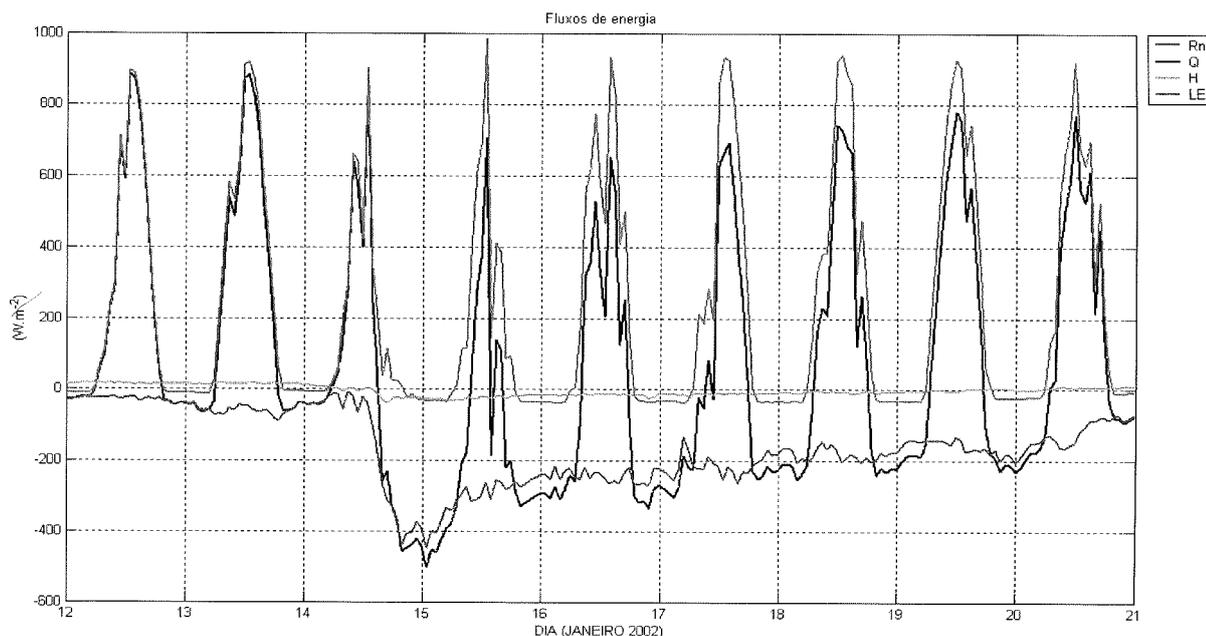


FIGURA 22 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS FLUXOS DE ENERGIA ESTIMADOS PARA O CASO A 4.4.6 Camada de pele

A Temperatura da Superfície do Mar é um parâmetro difícil de ser definido exatamente, uma vez que o oceano superior apresenta uma complexa e variável estrutura vertical da temperatura (DONLON *et al.*, 2001). Os fluxos radiativos e os turbulentos de calor, umidade e momento entre o mar e o ar influenciam diretamente no calor armazenado no oceano superior, e conseqüentemente na estrutura da temperatura da superfície (WICK *et al.*, 1996; DONLON *et al.*, 2002).

Na maior parte do tempo, a temperatura de uma camada muito fina na interface oceano-atmosfera (temperatura de pele) é mais fria que a água inferior (temperatura de balde) tipicamente entre 0,1 a 0,5 °C (KATSAROS, 1980; ROBINSON *et al.*, 1984). A diferença resulta do efeito de resfriamento de pele (*cool skin effect*) em uma camada da ordem de milímetros de espessura na superfície do mar, cuja transferência vertical é dominada por processos moleculares (FIGURA 23). Durante o dia, o aquecimento do oceano superior pela radiação solar pode resultar na formação de uma camada quente chamada *warm layer*, que se opõe ao efeito *cool skin* (FAIRRAL *et al.*, 1996b; DOURADO & CALTABIANO, 2005).

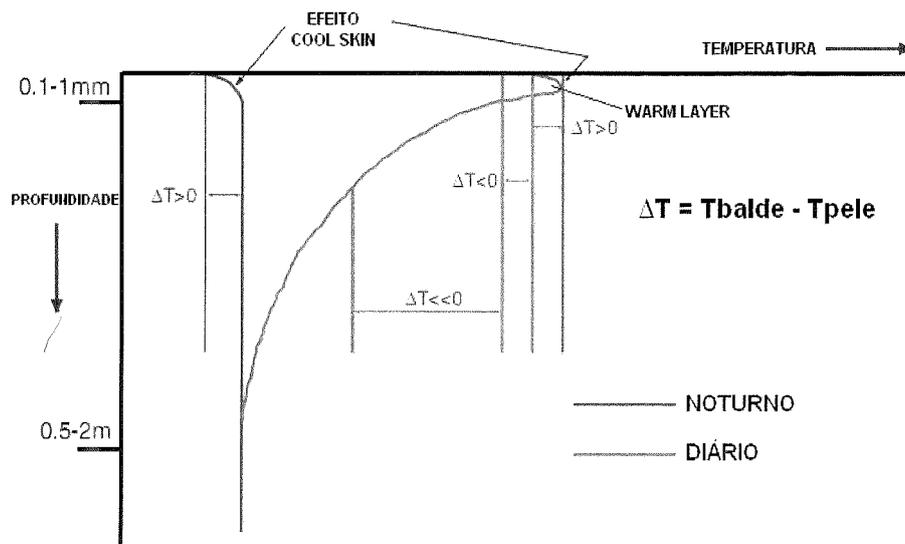


FIGURA 23 - PERFIS IDEALIZADOS DA SUPERFÍCIE DO MAR NO PERÍODO NOTURNO E DIÁRIO

FONTE: Adaptado de Ward & Minnet (2001)

O gradiente termal vertical na camada superficial do oceano interfere na definição correta da TSM, podendo variar de acordo com o método utilizado para a sua obtenção. As medidas utilizando bóias são feitas geralmente em profundidades próximas de 1 m, como é o caso da bóia utilizada neste trabalho, que registrou os valores de temperatura em 0,78 m de profundidade. Dessa forma esses valores de TSM diferem daquela obtidos por satélites, por exemplo, que registram medidas na camada superior (10 μm e 12 μm) e considera o efeito da camada de pele (DOURADO & CALTABIANO, 2005).

No presente estudo, a temperatura de pele foi obtida a partir da temperatura de balde medida pela bóia, tomando em conta as correções da *cool skin* e *warm layer*, estimadas por um esquema de camada de pele acoplado ao modelo (FAIRALL *et al.* 1996b). Assim, a estimativa foi feita da seguinte forma:

$$T_{pele} = T_{balde} - \Delta T_c + \Delta T_w \quad (19)$$

onde ΔT_c é a correção da *cool skin* e ΔT_w a da *warm layer*.

A temperatura de pele estimada para o período, foi em média superior à temperatura de balde no período pré-frontal (FIGURA 24a). Neste período (dias 12 e 13), o ganho de calor na superfície, em contraste com os baixos valores do fluxo de

calor latente, atuou na redução da intensidade da *cool skin*, e no aumento do gradiente da *warm layer* (FIGURA 24b-c).

As médias da *cool skin* e *warm layer*, apresentadas na tabela 7, mostram que no período pré-frontal o efeito do resfriamento de pele foi menos intenso, e a diferença de temperatura na camada quente foi maior em comparação ao período pós-frontal. Além disso, a média da *cool skin* foi superior à da *warm layer* considerando todo o período.

TABELA 7 – MÉDIA (DESVIO PADRÃO) DA COOL SKIN E WARM LAYER ESTIMADAS PARA O CASO A

	Pré-frontal (dias 12 e13)	Pós-frontal (dia 15 ao 20)	Todo o período (dia 12 ao 20)
<i>Cool skin</i> (°C)	0,027 (0,23)	0,21 (0,06)	0,15 (0,098)
<i>Warm layer</i> (°C)	0,08 (0,06)	0,06 (0,07)	0,06 (0,08)

Antes da frente (dias 12 e 13), o ciclo diurno da radiação solar foi suficiente para reduzir significativamente o gradiente de temperatura da camada de pele fria (*cool skin*). Em oposição, o aquecimento intensificou a camada quente (*warm layer*), fazendo com que a Tpele atingisse valores superiores à Tbalde, em até 0,49°C. Esta intensificação da *warm layer* foi mais significativa no dia 14, chegando a um máximo de 0,48°C, devido aos valores do fluxo de calor latente terem oscilados próximos a zero neste dia. Por esse motivo foi encontrado o valor máximo de 25,3°C na Tpele.

Por outro lado, após a passagem da frente fria (dia 15 ao 20), a *warm layer* mesmo ainda apresentando um ciclo diário, diminuiu o seu gradiente vertical de temperatura. Uma vez que o aumento dos fluxos turbulentos de calor latente e sensível direcionados para a atmosfera, induziu a um resfriamento na interface, e assim, intensificou o efeito da *cool skin*. Além disso, a redução na velocidade do vento observada no período pós-frontal, com ventos próximos a 5 m/s, também favoreceu este aumento da diferença de temperatura da *cool skin*. Pois a atuação de ventos moderados em superfície é suficiente para dirigir os fluxos turbulentos de calor latente e sensível, sem induzir que a turbulência na interface ar-mar destrua o efeito do resfriamento de pele (DONLON & ROBSON, 1997; DOURADO & CALTABIANO, 2005).

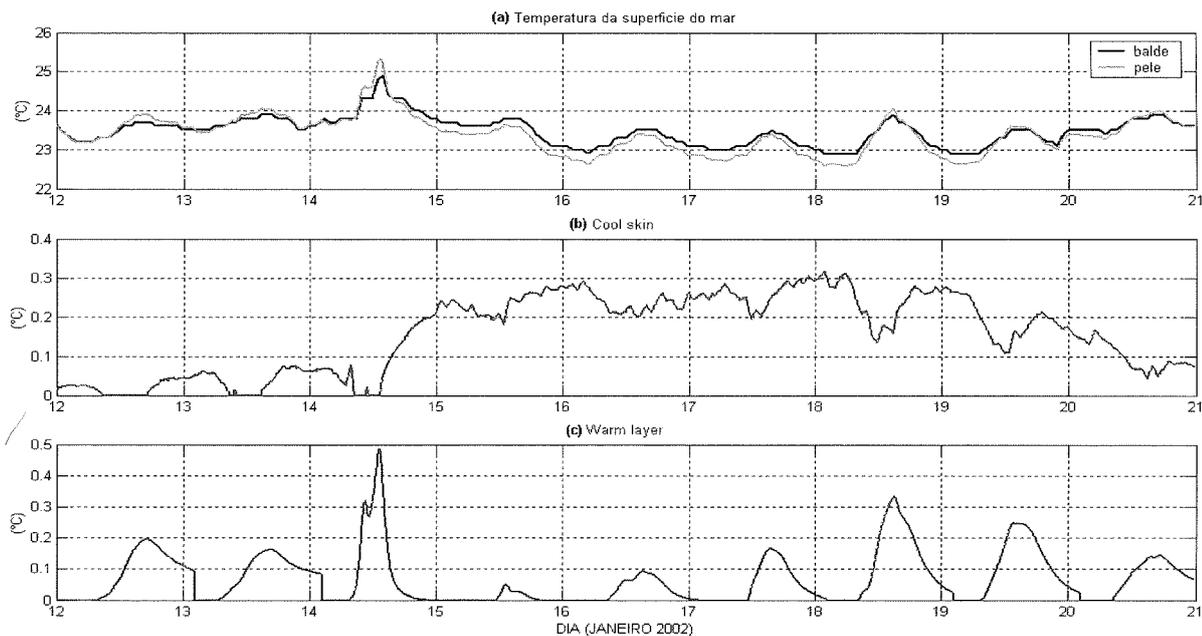


FIGURA 24 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA (A) TEMPERATURA DE PELE E TEMPERATURA DE BALDE, (B) COOL SKIN E (C) WARM LAYER, ESTIMADAS PARA O CASO A

A figura 25 mostra a evolução diurna média da *cool skin* estimada para o período, onde é possível observar melhor o efeito que a radiação solar exerce em sua estrutura. A variação diária de $0,07^{\circ}\text{C}$ na *cool skin*, é dada principalmente pela oscilação no balanço de energia na superfície durante o dia. Quando a incidência de radiação solar e o ganho de calor pela superfície superam a perda de calor para a atmosfera, a temperatura de pele tende a aumentar e o ΔT diminui, mas não chega a destruir. Em contraste, quando a perda de calor e a emissão de radiação de onda longa pela superfície, são superiores aos ganhos, a temperatura de pele diminui e assim há um aumento do ΔT .

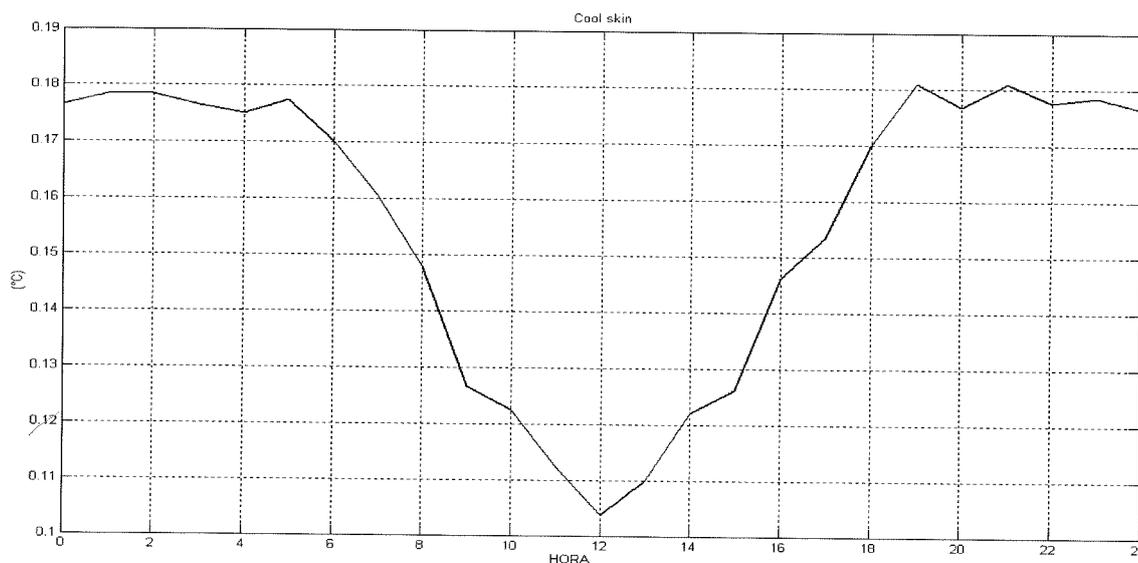


FIGURA 25 - EVOLUÇÃO DIURNA MÉDIA DA COOL SKIN SIMULADA PARA O CASO A

A estimativa dos fluxos de calor via fórmulas *bulk* pode variar significativamente quando se considera a temperatura de pele, já que a TSM é utilizada diretamente no cálculo (WEBSTER & LUKAS,1992). A tabela 8 mostra a influência da inclusão do efeito de resfriamento de pele e da camada quente nos fluxos turbulentos, estimados pelo esquema COARE acoplado ao modelo. A exclusão da *cool skin* aumentou em 4,47 W/m², em média, o fluxo de calor latente e 1,51 W/m² o de calor sensível (TABELA 8). A remoção do efeito da *warm layer* não levou a uma variação significativa. Isto mostra que o efeito de resfriamento de pele foi significativo durante o período, e sua influência na diferença Tar-TSM afetou na estimativa dos fluxos turbulentos.

TABELA 8 - FLUXOS DE CALOR MÉDIOS (DESVIO PADRÃO) ESTIMADOS PARA O CASO A

	Calor latente (W.m ⁻²)	Calor sensível (W.m ⁻²)
Cool e warm layer	-173,96 (94,05)	-5,61 (11,47)
Sem a cool skin	- 178,43 (98,49)	- 7, 12 (12,45)
Sem warm layer	- 173,90 (94,09)	- 5, 59 (11,48)

4.4.7 Profundidade da camada de mistura oceânica

Os estudos voltados à investigação da camada de mistura oceânica, utilizam inúmeros critérios para estimar a sua profundidade, e a espessura da camada isotermal e isohalina, no oceano superior (LEWIS *et al.*, 1990; LUKAS & LINDSTROM, 1991; SPRINTALL & TOMCZAK, 1992; RICHARDS *et al.* 1995). De uma maneira geral, os critérios baseam-se ou no máximo gradiente vertical da temperatura, salinidade e/ou densidade ou na diferença dos valores em relação à superfície (ANDERSON *et al.*, 1996).

Neste trabalho, a profundidade da camada de mistura foi estimada por um critério baseado na diferença de densidade, de acordo com Sprintall e Tomczak (1992). Sua espessura foi estimada como sendo a profundidade onde a densidade é igual à da água de superfície, adicionada de um incremento $0,5^{\circ}\text{C}$ na temperatura. Este mesmo intervalo foi definido para estimar a camada isotérmica, considerando a profundidade que a temperatura difere em $0,5^{\circ}\text{C}$ do seu valor de superfície. Por sua vez, a camada isohalina foi calculada por um método baseado em um gradiente máximo de $0,013 \text{ psu.m}^{-1}$ na salinidade, que determinou a base desta camada (ANDERSON *et al.*, 1996).

A partir disto, a tabela 9 apresenta as médias das profundidades das camadas de mistura, isotérmica e isohalina, estimadas para o período. É possível observar que as três camadas sofreram um aprofundamento com a entrada da frente fria. Contudo, o aumento médio da profundidade foi menos significativo para a camada isohalina, que se manteve relativamente mais rasa que as camadas de mistura e isotérmica durante todo o período.

TABELA 9 - MÉDIAS (DESVIO PADRÃO) DAS PROFUNDIDADES DAS CAMADAS DE MISTURA, ISOTÉRMICA E ISOHALINA ESTIMADAS PARA O CASO A

	Pré-frontal (dias 12 e13)	Pós-frontal (dia 15 ao 20)	Todo o período (dia 12 ao 20)
Camada de mistura (m)	11,14 (2,3)	21,38 (2,54)	18 (5,4)
Camada isotérmica (m)	18,5 (5,79)	30,33 (3,04)	25,98 (7,49)
Camada isohalina (m)	6,22 (1,65)	8,93 (2,71)	8,02 (2,76)

A profundidade da camada de mistura (CM) apresentou para todo o período ciclos diurnos bem marcados de até 10 m, seguindo a oscilação diária da TSM (FIGURA 26). Em resposta ao aquecimento diurno, para todos os dias houve uma retração da CM, devido à diminuição da densidade na camada superior do oceano e aumento do empuxo superficial. Por outro lado, o resfriamento da superfície durante a noite provocou um aumento da densidade superficial, e o conseqüente aprofundamento e intensificação da turbulência na CM (ANDERSON *et al.*, 1996).

No dia 14 foi observado o valor mínimo de 6 m na espessura da CM, coincidindo com um pico de 24,6°C na TSM. Porém, neste mesmo dia ocorreu um aprofundamento da ordem de 16 m associado à entrada da frente fria. A maior produção de energia cinética turbulenta no oceano superior, devido à intensificação do cisalhamento do vento e aumento nos fluxos turbulentos na interface ar-mar, induziu este aprofundamento da CM. A camada de mistura se manteve então relativamente mais profunda no período pós-frontal (dia 15 ao 20), chegando a um máximo de 25 m no dia 18. Assim, mesmo com a diminuição dos ventos nestes dias, a maior perda de calor para a atmosfera em relação ao período pós-frontal, assegurou que a espessura da CM se mantivesse próxima a 25 m. Somado a isto, o entranhamento da CM, que promove a injeção de águas mais frias da termoclina no oceano superficial, atuaram também junto aos fluxos de calor para uma menor TSM e maior espessura da CM, observada até o dia 18.

Contudo, a partir deste dia a extensão da CM voltou a diminuir gradativamente, em concordância com o aumento da TSM ao final da simulação, na medida que os fluxos turbulentos de calor reduziram e o oceano e a atmosfera tenderam a um equilíbrio.

As variações diurnas e o aumento médio na espessura, observado para a camada de mistura com a entrada da frente, foram acompanhados também pela camada isotérmica. Isto mostra que a CM foi controlada principalmente pela temperatura do oceano superficial, uma vez que a salinidade não variou significativamente no período, já que o balanço de água doce em superfície não foi considerado na simulação. Sobretudo, apesar da camada isohalina não ter apresentado grandes variações em sua profundidade, foi verificado um aumento a partir do dia 16. Este aprofundamento esteve relacionado ao efeito da evaporação durante a simulação, que acarretou em um incremento da salinidade em superfície,

que era de aproximadamente 34,5 no dia 12, chegando até 35 a partir do dia 16. Logo, esta maior salinidade na superfície do mar levou a um aumento na profundidade da haloclina, que é marcada pela base da camada isohalina.

Enfim, mesmo que a salinidade não tenha exercido uma influência significativa na profundidade da CM, que foi controlada principalmente pela temperatura na superfície. O efeito da salinidade na densidade contribuiu para que a camada de mistura se mantivesse mais rasa que a camada isotérmica durante todo o período, com uma extensão vertical média na ordem de 8 m menor.

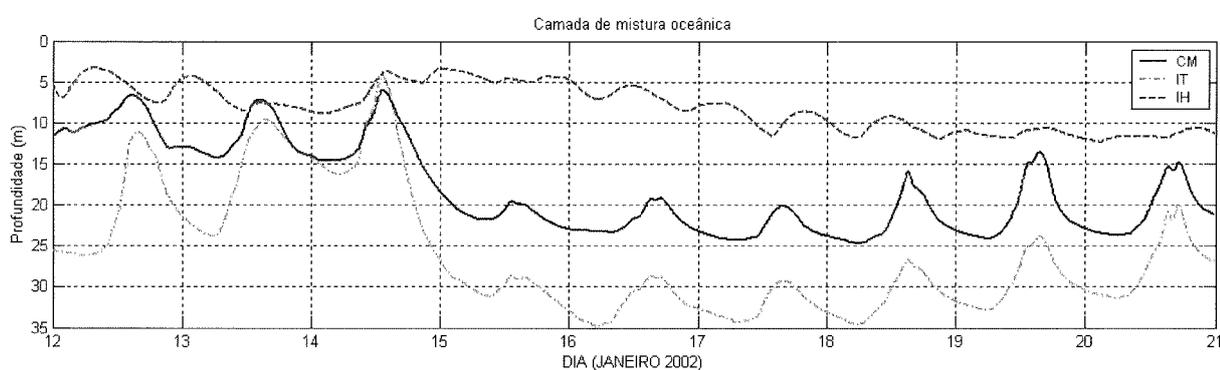


FIGURA 26 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DA PROFUNDIDADE DAS CAMADAS DE MISTURA (CM), ISOTÉRMICA (IT) E ISOHALINA (IH), ESTIMADAS PARA O CASO A

5 CONCLUSÃO

A resposta do oceano superficial à passagem de uma frente fria, entre os dias 12 e 20 de Janeiro de 2002, foi investigada na região da Confluência Brasil-Malvinas, utilizando um modelo oceânico unidimensional de camada limite baseado em Mellor e Yamada (DOURADO & OLIVEIRA, 2001). Dados da bóia de fundeio ARGOS-32056, situada a 190 km da costa na altura da desembocadura da Lagoa dos Patos, foram utilizados para forçar e validar o modelo. Os fluxos de superfície foram estimados utilizando o esquema COARE 3.0 proposto por Fairall *et al.* (2003).

Os resultados da simulação mostraram que modelo reproduziu bem, tanto o ciclo diurno, quanto a queda de aproximadamente 1° C observada da TSM devido à passagem da frente fria. A entrada da frente no dia 14 foi caracterizada pelo aumento na velocidade do vento e a sua virada para o quadrante sul, bem como por uma redução na temperatura do ar e na umidade relativa observada. Com isso, os resultados evidenciaram que o efeito do cisalhamento do vento tem influência em um aumento da mistura turbulenta na interface oceano-atmosfera, que aliada à baixa umidade e temperatura do ar, induziram um aumento nos fluxos turbulentos de calor latente e sensível do oceano à atmosfera. Além disso, a turbulência na interface implicou em uma maior transferência de momento para o oceano superficial, intensificando, no mesmo sentido do cisalhamento, a velocidade das componentes zonal e meridional da corrente.

A entrada da frente marcou então um aumento abrupto dos fluxos de calor e momento, inclusive com alteração no fluxo de calor sensível relacionada à entrada de uma massa de ar mais fria que a TSM em até 2 ° C. Logo, a intensificação nos fluxos e uma diminuição na radiação líquida provocou uma alteração no balanço de energia em superfície. No período pós-frontal a transferência de calor latente para a atmosfera foi responsável, junto ao calor sensível e a emissão de radiação de onda longa pelo oceano, por uma perda líquida de até - 500 W/m² de energia em superfície.

Nesse sentido, esta alteração no balanço de energia levou a uma modificação na estrutura do oceano superior. O efeito da *cool skin* foi intensificado, uma vez que a camada de pele responde quase que instantaneamente às variações da turbulência e do fluxo de calor (SCHLÜSSEL *et al.*, 1990; DONLON & ROBINSON, 1997; DOURADO & CALTABIANO, 2005). O aumento de 0,2 ° C no gradiente de temperatura da *cool skin* esteve relacionado com o atrito do vento em superfície e o resfriamento com a perda líquida de energia, devido principalmente à transferência de calor latente para a atmosfera. Verificou-se então que a atuação de ventos com velocidades maiores que 15 m/s, não atuou para destruir o efeito do resfriamento de pele, mas sim o inverso.

O contrário ocorreu com *warm layer*, que apesar do fluxo solar incidente ainda ter controlado suas variações diurnas, a amplitude destas oscilações foram menores no período pós-frontal, em resposta à menor quantidade de energia armazenada em superfície.

A variação no balanço de energia na interface ar-mar, durante a passagem do sistema frontal, também afetou na extensão da camada de mistura oceânica. Esta apresentou para todos os dias variações diurnas bem marcadas, associadas às variações no empuxo superficial devido à oscilação diurna da TSM. Sobretudo, a entrada da frente fria acarretou em um aumento de aproximadamente 15 m em sua extensão, que passou a ser mais profunda no período pós-frontal. Os resultados da simulação mostraram que este aumento na espessura da camada de mistura foi modulado, em parte pela produção dinâmica de energia cinética turbulenta, devido ao cisalhamento do vento, bem como pela forçante térmica associada à intensificação dos fluxos turbulentos na interface ar-mar (DOURADO, 1994).

Os resultados deste estudo evidenciaram que a passagem do sistema frontal e as variações meteorológicas associado a ele, influenciaram significativamente na estrutura do oceano superficial e no *feedback* à atmosfera via fluxos de superfície. Assim, a realização de estudos semelhantes a estes em outras regiões oceânicas, seria importante para o entendimento e comparação deste acoplamento ar-mar em pequena escala, para distintas condições meteorológicas e oceânicas.

Como sugestões para estudos posteriores, para avaliar melhor o efeito da passagem de frentes frias no oceano superior, seria importante incluir o balanço de água doce como forçante em superfície. Uma vez que geralmente a atuação de sistemas frontais vem acompanhada de chuvas, que podem exercer um efeito significativo nos fluxos de calor na interface ar-mar e na profundidade das camadas de mistura e isohalina. Além disso, a inclusão de dados de nebulosidade ou a sua estimativa por meio de expressões, poderia estimar melhor o balanço de energia em superfície, levando a uma representação mais realista da camada limite oceânica.

REFERÊNCIAS

- ANDRÉ, J. C. ; LACARRÈRE, P. Mean and turbulent structures of the oceanic surface layer as determined from one-dimensional third order simulations. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 15, p. 121-132, 1985.
- ANDERSON, S. P.; WELLER, R. A.; LUKAS R. Surface buoyancy forcing and the mixed layer of the western equatorial Pacific warm pool: Observations and 1D model results, **J. Clim.**, v. 9, p. 3056-3085, 1996.
- BALL, F. K. Control of inversion height by surface heating. **Q. J. R. Met. Soc.**, v. 86, p. 483-494, 1960.
- BARNIER, B. The flux problem seen from below the ocean surface. WCRP/SCOR Workshop on Intercomparison and Validation of Ocean-Atmosphere Flux Fields, WCRP-115, p. 39-41, 2001.
- BASTOS, C.C; FERREIRA, N.J. Análise Climatológica Da Alta Subtropical Do Atlântico Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2000, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, 2000. p. 34-39.
- BETTS, A.K.; BALL, J.H.; BELJAARS, A.C.M.; MILLER, M.J.; VITERBO, P.A. The land surface-atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. **J. Geophys. Res.**, v. 101, p. 7209-7225, 1996.
- BLACKADAR, A. K. The vertical distribution of wind and turbulence exchange in a neutral atmosphere. **J. Geophys. Res.**, v. 67, p. 3095-3102, 1962.
- BURCHARD, H. Applied turbulence modeling in marine waters. In: BHATTACHARJI, S.; FRIEDMAN, G. M.; NEUGEBAUER, H. J. ; SEILACHER, A. (Ed.) **Lecture notes in earth science**. Springer-Verlag, Berlin, 2002, 215 p.
- CASTRO, B.M.; LORENZZETTI, J.A.; SILVEIRA, .I.C. A. da; MIRANDA, L.B. Estrutura Termohalina e Circulação na Região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e O Chuí (RS).In:ROSSI, W.C.L.Del B.;MADUREIRA,L.S.P.(Ed.) **O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. Edusp, 2006, p.11-120.

CHELTON, D.B.; SCHLAX, M.G.; WITTER, D.L.; RICHMAN, J.G. GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. 17, p. 877-17, 1990.

CHENG, Y.; CANUTO, V. M. Stably stratified turbulence: A new model for the energy dissipation length scale. **J. Atmos. Sci.**, v. 51, p. 2384–2396, 1994.

CHENG, Y.; CANUTO, V. M.; HOWARD, A. M. An improved model for the turbulent PBL. **J. Atmos. Sci.**, v. 59, p. 1550-1565, 2002.

D'ALESSIO, S.J.D.; ABDELLA, K.; MC FARLANE, N.A. A new second-order turbulence scheme for modeling the ocean mixed layer. **J.Phys.Oceanogr.**, v. 28, p. 1624–1641, 1998.

D'ASARO, E. The energy flux from the wind to near-inertial motions in the surface mixed layer. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 15, p. 1043–1059, 1985.

DE BOYER MONTÉGUT, C.; G. MADEC; A. S. FISCHER; A. LAZAR; D. IUDICONE. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology, **J. Geophys. Res.**, v. 109, 2004.

DONLON C. J.; ROBINSON, E I.S. Observations of the oceanic thermal skin in the Atlantic. **J. Geophys. Res.**, v. 102, p. 18585-18606, 1997.

DONLON, C. J.; MINNETT, P.J.; GENTEMANN, C.; NIGTINGALE, T.J.; BARTON, I.J.; WARD, B.; MURRAY, M.J. Toward Improved Validation of Satellite Sea Surface Skin Temperature Measurements for Climate. Research, **J. of Climate**, v. 15, p. 353-369, 2002.

DOURADO, M. S. **Estudo da camada limite planetária atmosférica marítima**. 100 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.

DOURADO, M.S.; CALTABIANO, A.C.V. Novos Conceitos na Definição da Temperatura da superfície do Mar. In: SOUZA, R. B. (Org.). **Oceanografia por Satélites**. 1 ed. São Paulo: Oficina de Textos, n. 1, 2005. p. 136-147.

DOURADO, M.S.; CANIAUX, G. Surface heat budget in an oceanic simulation using data from Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. **J. Geophys. Res.**, v. 106 , p. 623-640. 2003.

DOURADO, M. S.; OLIVEIRA, A.P. de. Observational Description of the Atmospheric and Oceanic Boundary Layers Over the Atlantic Ocean. **Revista Brasileira de Oceanografia.**, v. 49, p. 49-64, 2001.

DOURADO, M.S.; OLIVEIRA, A.P. de. A numerical investigation of atmosphere-ocean thermal contrast on the PBL short-term variation over the coastal upwelling region of Cabo Frio, Brazil. **Atmosfera.**, v. 21, p. 13-34, 2008.

FAIRALL, C.W.; BRANDLEY, E. F; GODFREY, J. S.; WICK, G. A.; EDSON, J. B. (1996a). Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperatures. **J. Geophys. Res.**, v. 101, p. 1295-1308, 1996a.

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

FAIRALL, C.W.; BRADLEY, E.F. Bulk Parameterization of air-Sea Fluxes: Updates and Verification for the COARE algorithm. **J. of Climate.**, v. 16, p. 571-591, 2003.

FERREIRA, A. G.; **Meteorologia Prática**. São Paulo: Oficina de Textos, 2006, 188p.

FONZAR, B.C. A circulação atmosférica na América do Sul: os grandes sistemas planetários e subsistemas regionais que atingem o continente (localização e trajetórias). **Cadernos de Geociências**, Rio de Janeiro, v. 11 p. 11-33, 1994.

FRAGOSO, M.R. **Um Modelo Numérico da Circulação Oceânica para as Bacias Leste e Sudeste do Brasil**. 173 p. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.

FREEDMAN, J.M.; FITZJARRALD, D. Postfrontal Airmass Modification. **J. Hydromet.**, v. 2, p. 419-437, 2001.

GARWOOD, R. W. An oceanic mixed layer model capable of simulating cyclic states. **J. Phys. Oceanogr.**, v.7, p. 455-471, 1977.

GASPAR, P; GREGORIS, Y.; LEFEVRE, J.M. A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Test at station Papa and long term upper ocean study site. **J. Geophys. Res.**, v, 95, p. 16179-16193, 1990.

GEISLER, J. E.; KRAUS, E. B. The well-mixed Ekman boundary-layer, **Deep Sea Res. Suppl.**, v. 16, p. 73-84, 1969.

GEERNAERT, L. Bulk parameterizations for the wind stress and heat fluxes. In:

GEERNAERT, L.; PLANT, W.J. (eds.) **Surface Waves and Fluxes, Volume 1--Current Theory**. Kluwer Academic Publishers, 1990, p.91-172.

IVANOFF, A. Oceanic absorption of solar energy. In: KRAUS, E.B. (ed.) **Modelling and prediction of the upper layers of the ocean**. Pergamon Press, Oxford, 1977, p. 47-71.

JACOBS, J.D. Radiation climate of Broughton Island. **Occas. Pap.** v. 26 , p. 105–120, 1978.

JUSTI DA SILVA, M.G.A; SILVA DIAS, M.A.F. A Estatística dos transientes na América do Sul. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2000, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, 2000. p. 28-36.

KAMPEL, M.; SOUZA, R. B. Observação por satélite de um vórtice de núcleo quente na Zona De Confluência Brasil-Malvinas durante a Operação Antártica XXI. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005, Goiânia, Brasil. **Anais**. 2005, p. 3643-3650

KATSAROS, K.B. The sea surface temperature deviation at very low wind speeds; is there a limit?, **Tellus**, v. 29, p. 229 – 239, 1977.

KHANTA, L.H.; CLAYSON, C.A. An improved mixed layer model for geophysical applications. **J. Geophys. Res.**, v. 99, p. 25235 – 25266, 1994.

KOUSKY, V.E. Frontal Influences on Northeast Brasil. **Monthly Weather Review.**, v. 107, p. 1140–1153, 1979.

KRUSCHE, N.; FERREIRA, C.S. Principal Component Analysis of Oceanographic and Meteorological Data at Southwestern Atlantic. In: An Ocean Odyssey, International Association of the Physical Sciences of the Oceans Symposium, 2001, Mar del Plata. **Anais**. Mar del Plata, 2001. p. 234-240.

LARGE W. G Modeling and parameterizing the oceanic planetary boundary layer. In: Chassignet, E. P.; VERRON, J. (Eds.). **Ocean modeling and parameterization. NATO Advanced Study Institute.** Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1998, p. 81-120.

LEMOS, A.T.; SOARES, I D; GHISOLFI, R. D.; CIRANO, M. Oil spill modeling off the Brazilian eastern coast: the effect of tidal currents on oil fate. **Rev. Bras. Geof.**, São Paulo, v. 27, n. 4, Dez. 2009 .

LINDSTROM, E., LUKAS, R.; FINE, R.; FIRING, E.; GODFREY, S.; MEYERS, G.; TSUCHIYA, M. The Western Equatorial Pacific Ocean Circulation Study. **Nature**, v. 330, p. 533-537, 1987.

LENTINI, C. A. D.; SOUZA, R. B. Eddies e Vórtices de Mesoescala no Oceano Atlântico Sudoeste Medidos por Satélites. In: SOUZA, R. B (Ed). **Oceanografia por Satélites.** São Paulo: Oficina de textos, 2005, p. 166-178.

LEWIS, M. R.; CARR, M. E; FELDMAN, G. C.; ESAIAS, W.; MCCLAIN, C. Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean. **Nature**, v. 347., p. 543-545, 1990.

LUKAS, R.; LINDSTROM, E. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 96, p. 3343-3357, 1991.

MILL, G.N. **Estudo da subducção no oceano Atlântico Sul em um modelo de coordenadas híbridas.** 88 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 1791–1806, 1974.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 851-875, 1982.

MELLOR, G.L. One-dimensional, ocean surface layer modeling: A problem and a solution. **J.Phys.Oceanogr.**, v. 31, p. 790–809, 2001.

NIILER, P. P. Deepening of the wind mixed layer. **J. Mar. Res.**, v. 33, p. 405-422, 1975.

NIILER, P. P.; KRAUS, E. B. One-dimensional models of the upper ocean. In: KRAUS, E. B. (Ed.) **Modelling and prediction of the upper layers of the ocean**. Pergamon, Tarrytown, NY, 1977, p. 143-172.

NOH, Y.; LEE, W. S. Mixed and Mixing Layer Depths Simulated by an OGCM. **Journal of Oceanography**, v. 64, p. 217-225, 2008.

OLIVEIRA, A.S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. 134 p. Dissertação. (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986.

OLSON, D.; PODETSÁ, G., EVANS, R., BROWN, O. Temporal variations in the separation of the Brazil and Malvinas currents. **Deep Sea Research**, v. 35, p. 1971-1990, 1988.

PEREIRA, C. S.; MOURA, A.D.; MASCARENHAS JR, A.S. Balanço de energia da camada de mistura superior oceânica - uma revisão. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 233-245, 1988.

PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper level Circulation in the South Atlantic Ocean. **Progr. Oceanogr.**, v. 26, p. 1-73, 1991.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, A. E.; MATA, M. M. Ocean- Atmosphere in situ observations at the Brazil-Malvinas confluence region. **Geophysical Research Letters**, v. 32, 2005.

PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; WAINER, I.E.K.; MATA, M.M.; GARCIA, C.A.E.; CAMARGO, R. Multi-year measurements of the Oceanic and Atmospheric Boundary Layers at the Brazil- Malvinas Confluence Region. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, 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. (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 385-405.

PICKARD, G. L. **Oceanografia Física Descritiva**. 2. ed. Rio de Janeiro: Fundação de Estudos do Mar, 1974. 180 p.

- PIOLA, A. R.; CAMPOS, E. J. D.; MÖLLER, O. O.; CHARO, M.; MARTINEZ, C. Subtropical Shelf Front off eastern South America. **J. Geophys. Res.**, v. 105, p. 6565–6578, 2000.
- PIOLA, A. R.; MATANO, R. P. Brazil and Falklands (Malvinas) currents. In: THORPE, S. A. **Encyclopedia of Ocean Sciences**. p. 340–349, Elsevier, New York, 2001.
- PRICE, J. F.; WELLER, R. A.; PINKEL, R. Diurnal cycling: observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling and wind mixing. **J. Geophys. Res.**, v. 91, p. 8411–8427, 1986.
- RABELO, L.B. **Estudo da variabilidade da estrutura vertical da temperatura da água e da profundidade da termoclina na região da Confluência Brasil-Malvinas**. 156 p. Dissertação (Mestrado em Sistemas Costeiros e Oceânicos) - Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, 2010.
- RAMANATHAN, V.; COLLINS, W. Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. **Nature**, v. 351, p. 27–32, 1991.
- RAMANATHAN, V.; SUBASILAR, B.; ZHANG, G. J.; CONANT, W.; CESS, R. D.; KIEHL, J. T.; GRASSL, H.; SHI, L. Warm pool heat budget and shortwave cloud forcing: A missing physics?. **Science**, v. 267, p. 499–503. 1995.
- RANDALL, D. A.; SHAO, Q.; MOENG, C-H. A second-order bulk boundary-layer model. **J. Atmos. Sci.**, v.49, p. 1903–1923, 1992.
- REBOITA, M. S; KRUSCHE, N. **Normais Climatológicas Provisórias de Rio Grande, RS, no Período de 1991 a 2000**. Monografia (Graduação em Geografia) - Fundação Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2001.
- RENAUDIE, C.; CÉCILE, R; YVES, M.; GWENAËLLE, H.; HERVÉ, G.; BARAILLE, R. Observation and analysis of mixing in a tidal and wind-mixed coastal region. **Ocean Modeling**, v.37, p. 65, 2011
- RICHARDS, K.J.; INALL, M.E.; WELLS, N.C. The diurnal mixed layer and upper ocean heat budget in the western equatorial Pacific. **J. Geophys. Res.**, v. 100, p. 6865–6880, 1995.
- ROBINSON, I.S.; WELLS, N.C.; CHARNOCK, H. The sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of sea surface temperature by airborne and spaceborne radiometers, **Int. J. Rem. Sens.**, v. 5, p. 19–45, 1984.

RODRIGUES, M.L.G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Rev. Bras. Geof.**, São Paulo, v. 22, n. 2, Ago. 2004 .

ROGERS, D. P. Air sea Interaction: *Connecting the Ocean and Atmosphere*. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California. **Rev. Geophys.**, v. 33, Suppl. American Geophysical Union, 1995.

RUSSO, L.; PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B. Análise de observações in situ na região da confluência Brasil Malvinas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2008. **Anais**. 2008. p. 567-572.

SARAIVA, J. M. B. 1996. **Previsão de tempo na região sul: efeitos locais e influência da liberação de calor latente**. 201 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Astronômico e Geofísico, São Paulo, 1996.

SARAIVA, J.B.; SILVA DIAS, P.L. **Local Atmospheric Circulations generated by SST contrasts along the souther coast of Brazil**. Reunião Científica do Projeto Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone (LOICZ), Instituto Oceanográfico USP, São Paulo, 1995.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L.F. Climatological Lower Tropospheric Frontogenetics in the Midlatitudes due to Horizontal Deformation and Divergence. **Mon. Wea. Rev.**, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, 1989.

SATYAMURTY, P.; C. A. NOBRE; P. L. SILVA DIAS. Tropics: South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteorological Monographs**, n. 49, American Meteorology Society, Boston, 1998, p. 119-139.

SCHLUESSEL P.; EMERY, W.J.; GRASSL, H.; MAMMEN, T. On the bulk-skin temperature difference and its impact on satellite remote sensing of sea surface temperature. **J. Geophys. Res.**, v. 95, p. 13341-13356, 1990.

SIEGEL, D.; DICKEY, T. Variability of Net Longwave Radiation Over the Eastern North Pacific Ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, p. 7657-7666, 1986.

SILVA, C. L., KAMPEL, M., ARAÚJO, C. E. S., STECH, J. L. Observação da penetração do ramo costeiro da Corrente das Malvinas na costa sul-sudeste do Brasil a partir de imagens AVHRR. In: VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento, Salvador, 1996. **Anais**. Salvador, 1996. p. 787-793.

SILVEIRA, I.C.A.; SCHMIDT, A. K.; CAMPOS, E.J.D. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. **Brazilian Journal of Oceanography**, n.2, v.48, p.171-183, 2000.

SOARES, I.; MÖLLER, O. O. Low-frequency currents and water mass spatial distribution on the southern Brazilian shelf. **Contin. Shelf Res.**; v. 21. p. 1785-1814, 2001.

SPRINTALL, J.; TOMCZAK, M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of the Tropics. **J. Geophys. Res.**, v.,97, p. 7305-7316, 1992.

STECH, J.L.; LORENZZETTI, J.A. Response of the South Brazil Bight to the Passage of Wintertime Cold Fronts. **J.Geophys. Res.**, v. 97, p. 9507-9520, 1992.

STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. **J. Geophys. Res.**, v. 104, p. 2863-2883, 1999.

TALJAARD, J.J. Development, Distribution and Movement of Cyclones and Anticyclones in the Southern Hemisphere During the IGY. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, p. 973-987, 1967.

TROEN, I.; MAHRT L. A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation. **Bound.-Layer Meteor.**,v. 37, p. 129-148, 1986.

WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. Academic Press, Inc, London, 467p, 1977.

WARD, B.; MINNETT, P. J. An autonomous profiler for near surface temperature measurements. **Gas Transfer at Water Surfaces, Geophys. Monogr.**, n. 127, p. 167-172, 2001.

WEBSTER, P. J.; LUKAS, R. TOGA COARE: The coupled ocean - atmosphere response experiment. **Bull. Am. met. Soc.**, v. 73 , n. 9, p. 1377-1416. 1992.

WELLER, R. A.; ANDERSON, S. P. Surface meteorology and air-sea fluxes in the Western Equatorial Pacific Warm Pool during the TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. **J. Climate.**, v. 9, p. 1959-1990., 1996.

WICK, G. A., EMERY, W. J.; KANTHA, L. H.; SCHLUESSEL, P. The behavior of the bulk-skin sea surface temperature difference under varying wind speed and heat flux, **J. Phys. Oceanogr.**, v. 26, p. 1969-1988, 1996.

ZILITINKEVICH, S. S.; CHALIKOV, D. V.; RESNYANSKY, Y. D. Modelling the oceanic upper layer. **Oceanologica Acta**, v. 2., p. 219-240, 1979.

ZOTTO, J.C. **Caracterização dos Fluxos Turbulentos na Camada Limite Atmosférica sobre o Atlântico Sudoeste: Aplicação a Dispersão de Poluentes**. 2005. 58 p. Monografia (Graduação em Oceanologia) – Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2005.