

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DENIS HARLEY FEIJÓ CARDOSO

MODELAGEM DA CAMADA LIMITE OCEÂNICA EM UMA REGIÃO COSTEIRA.

PONTAL DO PARANÁ

2013

DENIS HARLEY FEIJÓ CARDOSO

MODELAGEM DA CAMADA LIMITE OCEÂNICA EM UMA REGIÃO COSTEIRA.

Dissertação apresentada ao curso de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Sistemas Costeiros e Oceânicos: Área de Concentração: Dinâmica Costeira e Oceânica.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Sandin Dourado

PONTAL DO PARANÁ
2013

CATALOGAÇÃO NA FONTE:
UFPR / SIBI - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar

Cardoso, Denis Harley Feijó
C268m Modelagem da camada limite oceânica e m uma região costeira. / Denis Harley Feijó
Cardoso. – Pontal do Paraná, 2013.
41 f.; 29 cm.

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Sandin Dourado.

Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e
Oceânicos, Centro de Estudos do Mar, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal
do Paraná.

1. Modelagem unidimensional. 2. Litoral do Paraná. 3. Camada de Mistura
Oceânica. I. Título. II. Marcelo Sandin Dourado. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.5

TERMO DE APROVAÇÃO

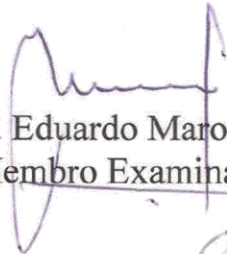
Denis Harley Feijó Cardoso

Modelagem da camada limite oceânica em região costeira

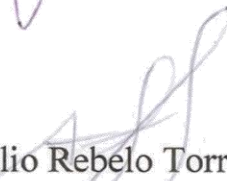
Dissertação aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre(a) em Sistemas Costeiros e Oceânicos, da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos professores:



Dr(a). Marcelo Sandin Dourado - UFPR
Orientador(a) e Presidente(a)



Dr(a). Eduardo Marone - UFPR
Membro Examinador(a)



Dr(a). Audalio Rebelo Torres Junior - UFRJ
Membro Examinador(a)

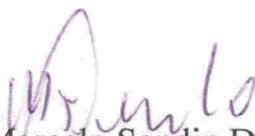
Pontal do Paraná, 28/03/2013.

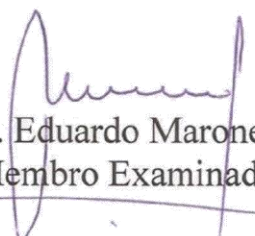
“Modelagem da camada limite oceânica em região costeira”

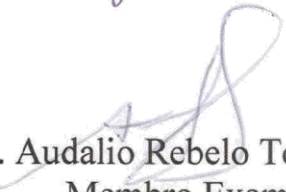
POR

Denis Harley Feijó Cardoso

Dissertação nº 111 aprovada como requisito parcial do grau de Mestre(a) no Curso de Pós-Graduação em Sistemas Costeiros e Oceânicos da Universidade Federal do Paraná, pela Comissão formada pelos professores:


Dr(a). Marcelo Sandin Dourado - UFPR
Orientador(a) e Presidente(a)


Dr(a). Eduardo Marone - UFPR
Membro Examinador(a)


Dr(a). Audalio Rebelo Torres Junior - UFRJ
Membro Examinador(a)

Pontal do Paraná, 28/03/2013.

AGRADECIMENTOS

À minha irmã Denise. Aos meus pais Arlei e Sílvia pelo amor incondicional, refúgio e incentivo. Sou sempre grato a vocês pela boa educação e construção de valores que eu, e a minha irmã, sempre tivemos em casa e continuamos tendo na vida. Amo vocês.

À Julia pelo prazer da sua profunda companhia em minha vida, como mulher, namorada, amada, companheira e melhor amiga. Amo muito você, obrigado por toda sua paciência, sinceridade, incentivo e ajuda.

Aos meus amigos Fabrício e Eduardo pela sincera amizade, peço desculpas pela minha ausência e até certa falta de companheirismo nos últimos tempos.

Ao meu orientador Marcelo Sandin Dourado, pelo auxílio, sugestões e principalmente pela paciência. Agradeço seus ensinamentos como professor e orientador, bem como os excelentes livros doados por você.

A CAPES pela concessão da bolsa.

Agradeço a todos os meus colegas de mestrado, e aos alunos do Grupo de Física Marinha.

Ao professor Maurício Noernberg, pela oportunidade de trabalhar com os dados gerados pelo projeto de sua coordenação e, por toda a estrutura oferecida no Grupo de Física Marinha.

RESUMO

Um modelo unidimensional de fechamento de segunda ordem é usado para investigar a evolução temporal da estrutura vertical da camada limite oceânica em uma região costeira. Dados de uma estação meteorológica e de um fundeio oceanográfico sobre a isóbata de 10 metros na plataforma interna rasa do litoral do Paraná (25° S, 48° W), foram utilizados para inicializar, forçar e validar o modelo para o período de 1 a 29 de Julho de 2010. As mudanças mais significativas observadas nas condições meteorológicas e na temperatura do mar e salinidade medidas no fundeio durante o período de estudo, estiveram associadas à passagem de uma frente fria. O modelo foi capaz de reproduzir tanto o ciclo diurno, quanto o resfriamento da ordem de 2 °C observado da temperatura do mar na superfície e no fundo devido à entrada do sistema frontal. Os resultados da simulação mostraram que a produção de turbulência no oceano superficial foi assegurada essencialmente pelo efeito do cisalhamento do vento na interface ar-mar. A passagem da frente fria levou a uma alteração no balanço de energia em superfície, devido ao aumento abrupto dos fluxos turbulentos de momentum e calor em resposta ao aumento da velocidade do vento, e do gradiente de temperatura entre o ar e o mar. Esta variação foi consistente com uma intensificação da produção dinâmica e térmica de turbulência na superfície, que agiu em um aprofundamento da ordem de 7m da camada de mistura oceânica, e atou homogeneizando a temperatura e a salinidade até o fundo. A camada de mistura oceânica durante todo o período foi modulada pela turbulência de origem mecânica, tanto devido ao cisalhamento do vento na superfície, quanto pela turbulência gerada pelas correntes no fundo.

Palavras-chave: Modelagem unidimensional. Litoral do Paraná. Camada de Mistura Oceânica.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DO PONTO DE COLETA DO FUNDEIO OCEANOGRÁFICO E DA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA	6
FIGURA 2 – EVOLUÇÃO TEMPORAL (A) TEMPERATURA DO AR, (B) UMIDADE RELATIVA, (C) INTENSIDADE DO VENTO, (D) DIREÇÃO DO VENTO, (E) RADIAÇÃO SOLAR (F) TAXA DE PRECIPITAÇÃO, MEDIDOS NA ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO CENTRO DE ESTUDOS DO MAR, PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010).....	7
FIGURA 3 – CARTA SINÓTICA DE PRESSÃO AO NÍVEL DO MAR (HPA) PARA O DIA 13/07/10 ÀS 12 UTC	8
FIGURA 4 – EVOLUÇÃO TEMPORAL (A) TEMPERATURA DO MAR, (B) SALINIDADE, (C) COMPONENTE MERIDIONAL E (D) COMPONENTE ZONAL DA VELOCIDADE DA CORRENTE, OBTIDAS PELO FUNDEIO OCEANOGRÁFICO NA PLATAFORMA INTERNA RASA PARANAENSE (25°37' S, 48°21'W) PARA O PERÍODO DO ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010)	11
FIGURA 5 – SÉRIE TEMPORAL FILTRADA (LINHA PRETA) E NÃO-FILTRADA (LINHA VERMELHA) DA VELOCIDADE DA COMPONENTE MERIDIONAL DA CORRENTE MEDIDA PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010).....	12
FIGURA 6 – SÉRIE TEMPORAL FILTRADA (LINHA PRETA) E NÃO-FILTRADA (LINHA VERMELHA) DA VELOCIDADE DA COMPONENTE ZONAL DA CORRENTE MEDIDA PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010)	13
FIGURA 7 – PERFIS INICIAIS DA (A) TEMPERATURA DO MAR E (B) SALINIDADE E COMPONENTES (C) MERIDIONAL E (D) ZONAL DA VELOCIDADE DA CORRENTE, PARA O PRIMEIRO DIA E HORA DA SIMULAÇÃO (DIA 1 DE JULHO DE 2010, ÀS 0:00H).....	14
FIGURA 8 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA TEMPERATURA DO MAR OBSERVADA E SIMULADA NA SUPERFÍCIE (1,5m) PARA O PERÍODO DE ESTUDO (01 A 29 DE JULHO DE 2010), CONSIDERANDO A SIMULAÇÃO INICIALIZADA SOMENTE NO PRIMEIRO DIA DE INTEGRAÇÃO (I = 1º DIA), E A SIMULAÇÃO COM INICIALIZAÇÃO A CADA 5 DIAS (I = 5 DIAS)	16
FIGURA 9 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA TEMPERATURA DO MAR OBSERVADA E SIMULADA NO FUNDO (10 m) PARA O PERÍODO DE ESTUDO (01 A 29 DE JULHO DE 2010), CONSIDERANDO A SIMULAÇÃO INICIALIZADA SOMENTE NO PRIMEIRO DIA DE INTEGRAÇÃO (I = 1º DIA), E A SIMULAÇÃO COM INICIALIZAÇÃO A CADA 5 DIAS (I = 5 DIAS)	17
FIGURA 10 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS FLUXOS DE ENERGIA ESTIMADOS PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010)	22
FIGURA 11 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DO FLUXO TURBULENTO DE MOMENTUM ESTIMADO PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010)	23

FIGURA 12 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA SALINIDADE SIMULADA E OBSERVADA NA (A) SUPERFÍCIE (1,5m) E NO (B) FUNDO (10 m) PARA O PERÍODO DE ESTUDO (01 A 29 DE JULHO DE 2010)	25
FIGURA 13 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA SALINIDADE SIMULADA E OBSERVADA NA (A) SUPERFÍCIE (1,5m) E NO (B) FUNDO (10 m) PARA O PERÍODO DE ESTUDO (01 A 29 DE JULHO DE 2010).....	25
FIGURA 14 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DAS COMPONENTES (A) MERIDIONAL E (B) ZONAL DA VELOCIDADE DA CORRENTE SIMULADAS NA SUPERFÍCIE (1,5M) E NO FUNDO (10 M) PARA O PERÍODO DE ESTUDO (01 A 29 DE JULHO DE 2010).....	28
FIGURA 15 –EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS TERMOS DA EQUAÇÃO DA ENERGIA CINÉTICA TURBULENTO (ECT) CALCULADOS EM SUPERFÍCIE (1,5 m) PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010)	31
FIGURA 16 - EVOLUÇÃO TEMPORAL DO TERMO DE PRODUÇÃO TÉRMICA CALCULADO EM SUPERFÍCIE (1,5 M) PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010).....	31
FIGURA 17 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DO STRESS NO FUNDO ESTIMADO PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010), A PARTIR DE UMA SIMULAÇÃO COM INICIALIZAÇÃO A CADA 5 DIAS	32
FIGURA 18 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA PROFUNDIDADE DA CAMADA DE MISTURA OCEÂNICA ESTIMADA PARA O PERÍODO DE ESTUDO (1 A 29 DE JULHO DE 2010).....	34

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 MATERIAIS E MÉTODOS	3
2.1 DESCRIÇÃO DO MODELO	3
2.2 DESCRIÇÃO DOS DADOS OBSERVACIONAIS.....	5
2.3 EXPERIMENTO NUMÉRICO.....	13
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	15
3.1 TEMPERATURA DO MAR	15
3.2 BALANÇO DE ENERGIA	18
3.3.SALINIDADE	22
3.4. CORRENTES.....	26
3.5 PROPRIEDADES TURBULENTAS.....	28
4 CONCLUSÃO	35
REFERÊNCIAS	37

1 INTRODUÇÃO

As regiões costeiras são sistemas altamente dinâmicos e complexos. A circulação, bem como a mistura e a estratificação da coluna d'água nestes ambientes, é governada pela combinação de diferentes fatores como as marés, as ondas e correntes geradas pelos ventos, o fluxo dos rios e também processos de interação oceano-atmosfera (MOOERS, 1999). Os processos de mistura e a turbulência nas camadas limite de superfície e fundo, são importantes nos sistemas costeiros, uma vez que atuam no transporte de sedimentos e constituintes importantes para a atividade biológica (BURCHARD *et al.*, 2008; RENAUDIE *et al.*, 2011). Além disso, a turbulência na interface ar-mar atua diretamente nas trocas de calor, momentum e massa entre a superfície do oceano e a camada atmosférica adjacente (DOURADO & OLIVEIRA, 2008). Isto faz da camada limite oceânica uma componente chave para estudos climáticos, de poluição marinha e de produtividade biológica (LEMCKERT *et al.*, 2011).

Apesar da importância, o efeito dos processos de mistura turbulenta na camada limite oceânica costeira ainda é pouco estudado (HAIDVOGEL *et al.*, 2000; ORTON *et al.*, 2010). A variabilidade das escalas temporais e espaciais dificulta os estudos observacionais, e torna a modelagem oceânica em regiões costeiras um desafio (DURSKI *et al.*, 2004; LEMCKERT *et al.*, 2011).

A modelagem eficiente dos processos turbulentos de pequena escala, que ocorrem nas camadas limite de superfície e fundo, requer a utilização de esquemas de parametrização sofisticados (ROMAN *et al.*, 2010). Diferentes parametrizações vêm sendo utilizadas para este fim, como o esquema de fechamento turbulento de Mellor e Yamada (M-Y) (1982), a parametrização do perfil-K (KPP), desenvolvido por Large *et al.* (1994) para modelos globais, e a versão KPP de Durski *et al.* (2004) modificada para a região de plataforma continental.

A maioria desses modelos de fechamento vem sendo utilizada em estudos de oceano profundo (DURSKI *et al.*, 2004; BURCHARD & UMLAUF, 2005; HOLT & UMLAUF, 2008), e a sua adaptação para a área costeira é um assunto de grande interesse na modelagem oceânica atual (RENAUDIE *et al.*, 2011). Alguns estudos compararam a eficiência e a sensibilidade dessas diferentes parametrizações na modelagem em regiões costeiras. Wijesekera *et al.* (2003) investigaram a dinâmica da mistura vertical em uma região de águas rasas, comparando Mellor e Yamada (1982), fechamento k- ϵ (RODI, 1987) e a parametrização do perfil-K de Large *et al.* (1994). Os três esquemas geraram resultados semelhantes, no qual a mistura

turbulenta foi mais importante próxima à superfície e ao fundo, e foi governada principalmente pelo cisalhamento.

Durski *et al.* (2004) compararam o desempenho dos esquemas de fechamento de M-Y e o KPP para investigar a resposta das camadas limite de superfície e fundo à mistura vertical e aos processos de ressurgência costeira. Os resultados em favor de um ou outro esquema de fechamento ficou na dependência das intensidades da tensão do vento, e da estratificação da coluna d'água.

Os estudos comparativos entre os diferentes esquemas de parametrização, e a sua aplicação sob diferentes condições e dados observacionais, são importantes para melhorar o desempenho dos modelos de camada limite oceânica na simulação dos processos de mistura turbulenta em regiões costeiras (RENAUDIE *et al.*, 2011). Apesar da importância desses processos, no que tange principalmente ao transporte de sedimentos, constituintes químicos e biológicos, e as trocas na interface ar-mar, eles ainda são pouco estudados (HAIDVOGEL *et al.*, 2000; ORTON *et al.*, 2010).

No litoral do estado do Paraná, embora diversos autores tenham relatado a importância e a complexidade da dinâmica de sua plataforma interna rasa (ZAVIALOV *et al.*, 2002; CASTRO *et al.*, 2006; VEIGA, 2005; LAMOUR, 2007;), a existência de dados a respeito da circulação sobre a mesma ainda é escassa. Aliado a isso, estudos a respeito dos processos turbulentos de pequena escala nas camadas limite oceânica e atmosférica, ainda são ausentes para esta região.

Assim, aqui foi investigada a evolução temporal da estrutura vertical da camada limite oceânica, em uma região de plataforma interna rasa, utilizando um modelo unidimensional de camada limite baseado em Mellor e Yamada (1982). O modelo foi inicializado, forçado e validado com dados de uma estação meteorológica, e de um fundeio oceanográfico sobre a isóbata de 10 metros na plataforma interna rasa do litoral do Paraná (25° S, 48° W).

Este artigo está organizado da seguinte maneira. Na seção 2 são apresentadas as principais características do modelo unidimensional de camada limite oceânica utilizado no estudo, bem como a descrição dos dados utilizados para inicializar, forçar e validar o modelo. Os resultados são apresentados e discutidos na seção 3 e, na seção 4, é apresentada a conclusão.

2 METODOLOGIA

2.1 DESCRIÇÃO DO MODELO

O modelo unidimensional de fechamento de segunda ordem, utilizado aqui, foi baseado no modelo proposto pela versão 2.5 de Mellor e Yamada (1982), desenvolvido por Dourado e Oliveira (2008) para a atmosfera. O modelo consiste em resolver as equações para os momentos de segunda ordem, obtidas das equações de Reynolds do movimento e da termodinâmica (MELLOR & YAMADA, 1982) fechando-as através de parametrizações dos momentos de terceira ordem (DOURADO & OLIVEIRA, 2008). A homogeneidade horizontal é assumida, de modo que todas as propriedades da camada limite oceânica são apenas função da coordenada vertical z , e do tempo t . Assim, considerando que o oceano na camada limite oceânica satisfaz as condições de Boussinesq, as equações para as quantidades médias resultantes assumem a seguinte forma:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -f \bar{v} - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = f \bar{u} - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \quad (2)$$

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

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

onde u , e v são as componentes zonal e meridional da velocidade da corrente, $f = 2 \Omega \sin \Phi$ é o parâmetro de Coriolis, T é a temperatura do mar e 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 ($\overline{T'u'}, \overline{T'v'}, \overline{s'u'}, \overline{s'v'}, \overline{T's'}$), 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 como 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:

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

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

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

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

onde F_{nsol} representa o fluxo não solar, dado pela soma dos fluxos de calor sensível (H), calor latente (LE) e infravermelho (IR); 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 da tensão de cisalhamento do vento à superfície, respectivamente.

Os fluxos de superfície foram estimados no modelo utilizando o esquema COARE 3.0 proposto por Fairall *et al.* (2003), o qual se baseia na teoria da similaridade de Monin-Obukhov, mas inclui um modelo separado para a camada de pele. De acordo com Fairall *et al.* (2003), as expressões *bulk* padrões para fluxos turbulentos são:

$$H = \rho C_p C_h U (T_{\text{SM}} - T_{\text{at}}) \quad (9)$$

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

$$\tau = \rho C_{d(\text{sup.})} U^2 \quad (11)$$

onde C_h , C_e e $C_{d(sup.)}$ são os coeficientes de transferência para o calor sensível, calor latente e momentum, respectivamente. T_a é a temperatura do ar, q é razão de mistura do vapor d'água e U é a velocidade do vento.

A tensão no fundo foi calculada no modelo de acordo com a seguinte lei quadrática:

$$(\tau_b^x, \tau_b^y) = \rho_0 C_d (\sqrt{u_b^2 + v_b^2})(u_b, v_b) \quad (12)$$

onde τ_b é o *stress* no fundo, u_b e v_b são as componentes zonal e meridional da velocidade da corrente no fundo (ultimo nível de profundidade do modelo) e o $C_{d(fundo)}$ o coeficiente de atrito, especificado como:

$$C_{d(fundo)} = \kappa^2 \left(\ln \frac{z_b}{z_0} \right)^{-2} \quad (13)$$

onde κ é a constante de Von Kármán ($\kappa = 0,4$), z_b é a distância do ponto máximo da grade até o fundo, z_0 é o comprimento da rugosidade, especificado como 1 cm (DURSKI *et al.*, 2004).

2.2 DESCRIÇÃO DOS DADOS OBSERVACIONAIS

Os dados oceanográficos utilizados neste trabalho para inicializar e validar o modelo são provenientes de dois correntômetros eletromagnéticos S4 InterOcean, acoplados a dois CTD's, fundeados em um ponto da plataforma interna rasa do litoral do Paraná (Figura 1). O fundeio localizou-se sobre a isóbata de 10 metros, na altura do Balneário de Shangri-lá (25° 37' 52" S e 48° 21' 41"W). As observações compreendem medidas registradas a cada 20 minutos, em dois níveis de profundidade (1,5 m e 10m) para o período de 1 de julho a 20 de agosto de 2010. A distância entre o fundo oceânico e o correntômetro foi de aproximadamente 0,5 m.

Os dados fazem parte do projeto "Características Hidrográficas da Plataforma Rasa Paranaense" (Processo CNPq n.º 480428/2007-7), desenvolvido pelo Grupo de Física Marinha do Centro de Estudos do Mar da UFPR.

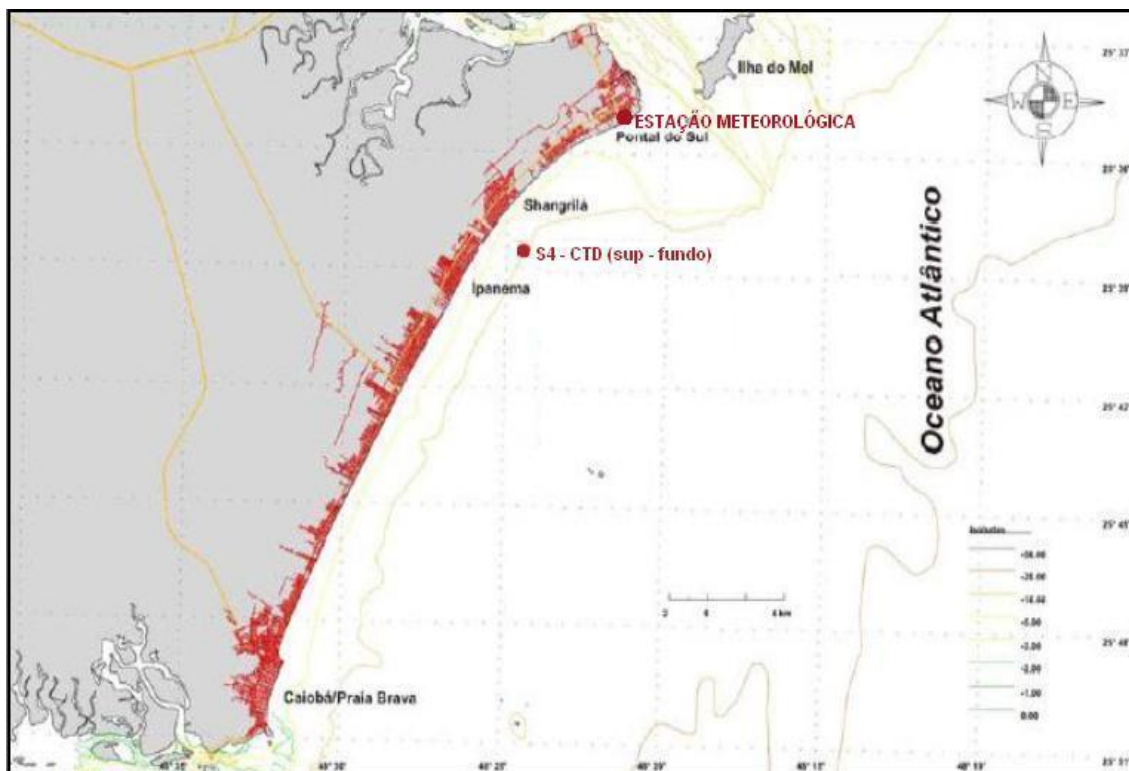


Figura 1 – Localização do ponto de coleta do fundeio oceanográfica e da estação meteorológica. (FONTE: Laboratório de Oceanografia Costeira e Geoprocessamento – Centro de Estudos do Mar/UFPR).

Dados meteorológicos da Estação Meteorológica do Centro de Estudos do Mar (Pontal do Sul - PR), para o mesmo período das observações oceanográficas, foram utilizados como forçantes externas de superfície. As condições meteorológicas observadas durante o período do fundeio (1 a 29 de Julho de 2010) estão apresentadas na figura 2. As condições sinóticas durante o período de estudo foram marcadas pela passagem de um sistema frontal no dia 13 de Julho (Figura 3), que provocou variações significativas nas variáveis atmosféricas medidas para o período.

O início do período foi caracterizado por ventos menos intensos, de direção predominante Norte-Nordeste, variando entre 2 m/s e 6 m/s (Figura 2c). A temperatura do ar oscilou entre 17,4 °C e 22 °C, e a umidade variou principalmente com valores superiores a 80%, até o dia 13 de Julho. Neste dia, a passagem de uma frente fria sobre a região de estudo provocou uma redução da temperatura do ar, e seus valores diminuíram até o dia 15, no qual foi observado um mínimo de 12,4°C. A umidade relativa também reduziu no dia 13 e chegou 50 % (Figura 2b). Além disso, com a entrada da frente fria e o aumento da nebulosidade associada à sua passagem, a radiação solar incidente observada reduziu no dia 13, e variou com valores abaixo de 200 W.m⁻² até o dia 17.

A passagem do sistema frontal também foi marcada por uma intensificação da velocidade do vento em superfície, que atingiu máximos de 10 m/s, bem como a virada de sua direção para o quadrante Sudoeste no dia 13 (Figura 2c). A ocorrência de precipitação associada à frente fria também foi observada, com as maiores taxas (8 mm/h) e permanência de chuvas encontradas entre os dias 15 e 18 de Julho.

A influência do sistema frontal se deu até o dia 17, caracterizado pela virada do fluxo do vento para o quadrante Norte (RODRIGUES *et al.*, 2004). Após este dia foi verificada a atuação de ventos entre 1,5 m/s a 8 m/s até o final do período, e a temperatura do ar apresentou um aumento gradativo, e se manteve predominantemente abaixo dos 20 °C. A umidade relativa aumentou logo após a entrada da frente fria no dia 13, e oscilou com valores entre 75 % e 97% até o final do período.

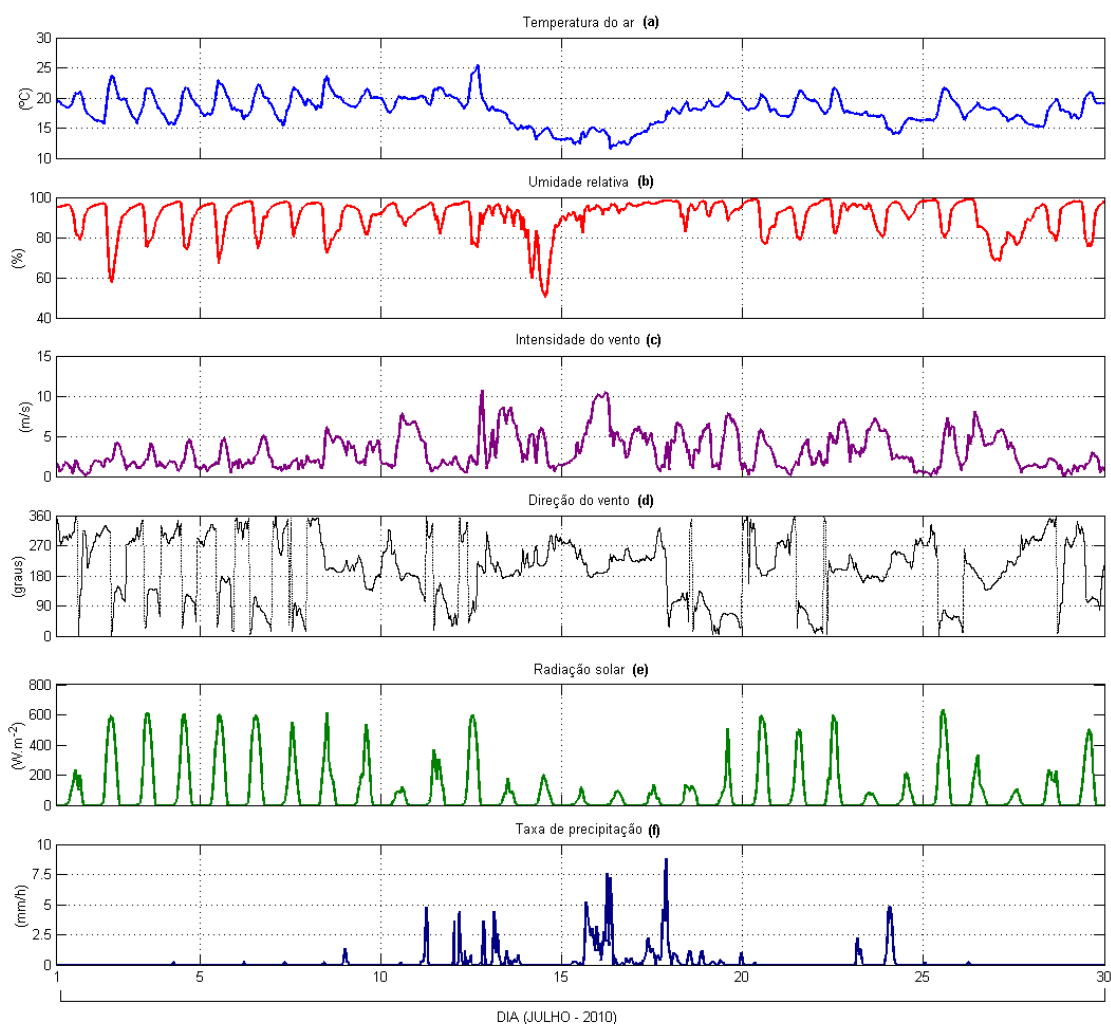


Figura 2 – Evolução temporal (a) temperatura do ar, (b) umidade relativa, (c) velocidade do vento, (d) direção do vento (e) radiação solar e (f) taxa de precipitação, medidos na Estação Meteorológica do Centro de Estudos do Mar, para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010).

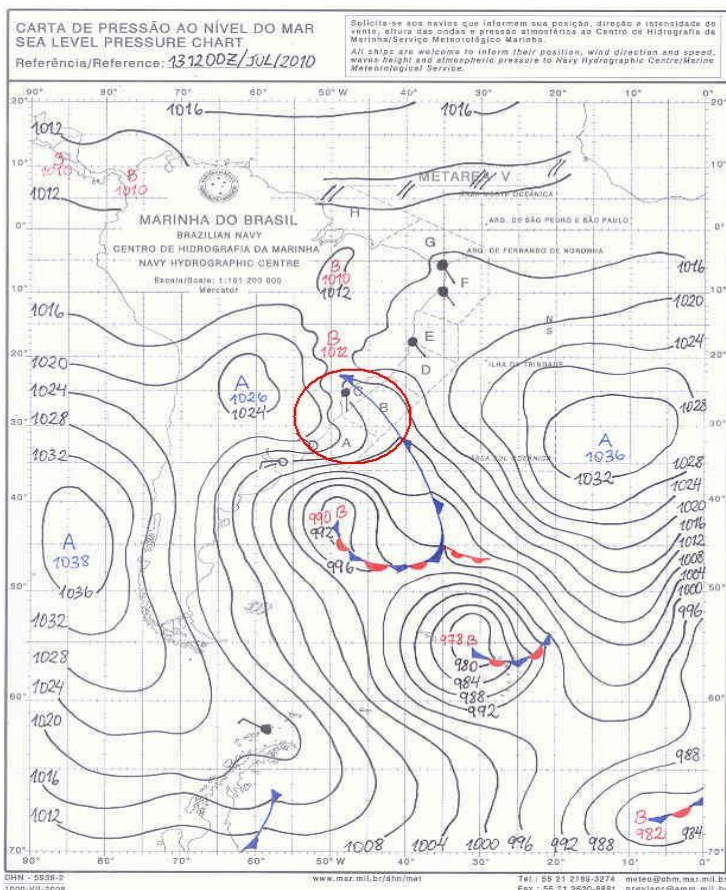


Figura 3 – Carta sinótica de pressão ao nível do mar (hPa) para o dia 13/07/10 às 12 UTC (FONTE: DHN – MARINHA DO BRASIL).

A influência da passagem do sistema frontal, descrito anteriormente, também foi observada nos dados coletados pelo fundeio. As condições oceanográficas verificadas durante o período das observações são apresentadas na figura 4. A temperatura do mar observada para o período não diferiu significativamente entre a superfície e o fundo, com médias de 19,1 °C e 19,8 °C, respectivamente (Figura 4a). Isto indica a presença de uma coluna d'água bem misturada e homogeneizada verticalmente em relação à temperatura durante o período de estudo, devido à atuação dos processos de mistura nessa região de baixa profundidade (10 m).

No dia 13 de Julho, com a entrada da frente fria, foi observada uma redução da ordem de 2 °C da temperatura do mar medida na superfície (1,5 m) e no fundo (10 m). Esta redução se estendeu do dia 13 ao dia 17 de Julho, no qual foi observado um mínimo próximo a 18,5 °C na superfície e no fundo, e a diminuição coincidiu com o aumento observado na velocidade do vento, e a redução na temperatura e umidade do ar. As diferenças de temperatura entre a superfície do mar e a atmosfera foram de até 7°C com a passagem da frente fria. No dia 18, após a passagem da frente fria, a temperatura do mar na superfície e no fundo aumentou gradativamente, mas os

valores se mantiveram inferiores ao período inicial, variando entre 19°C e 20 °C até o final do período.

Além da influência das trocas de calor e energia entre o oceano e a atmosfera, a redução da temperatura do mar observada nos dois níveis medidos, pode também estar associada a processos de advecção de águas com menor temperatura, uma vez que a intensificação e mudança na direção do vento com a passagem frontal podem atuar modificando as condições locais de dinâmica costeira. Em áreas costeiras de baixa profundidade, o transporte advectivo devido às correntes de maré, as correntes e ondas geradas pelo vento, e o aporte de água doce, exercem uma influência importante no balanço de energia na camada de mistura oceânica e, conseqüentemente, na variação da estrutura vertical da temperatura e salinidade (BURCHARD *et al.*, 2008).

No caso da salinidade observada, em superfície seus valores oscilaram entre 30,3 UPS e 32 UPS durante todo o período, com o mínimo coincidindo com o aumento das taxas de precipitação com a passagem da frente fria (Figura 4b). A diferença entre os valores medidos na superfície e no fundo foi maior no início do período, no qual a salinidade no fundo se manteve superior, com valores acima de 32 UPS até o dia 7. Estas diferenças indicam certa estratificação vertical em relação à salinidade neste período inicial, em que também foram observados os maiores valores para a temperatura do mar, e a menor intensidade na velocidade do vento. A partir do dia 7, a salinidade no fundo reduz e seus valores se aproximam aos obtidos na superfície, acompanhando também a sua variabilidade, que se torna mais intensa com o aumento observado na velocidade do vento e nas taxas de precipitação.

No período de atuação da frente fria (13 a 17 de Julho), a salinidade observada indicou uma maior homogeneidade vertical em relação ao período inicial. Isto porque a salinidade medida no fundo reduziu, e variou com valores próximos aos superficiais (31,5 UPS) entre os dias 13 e 17, que foram caracterizados pela atuação de ventos de quadrante Sul mais intensos, e pela ocorrência de precipitação. No dia 18, os valores de fundo aumentaram, porém ainda acompanharam a variabilidade observada em superfície até o final do período.

Os valores observados para a temperatura do mar e salinidade, medidas no fundeio durante o período selecionado para o presente estudo, estão em concordância com os valores médios verificados na região adjacente à desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá, durante meses de inverno (LANA *et al.*, 2000). Além disso, os valores medidos também estão em concordância com aqueles encontrados por Angelotti (2008) e Albertini (2010) em profundidades semelhantes na região da plataforma interna rasa paranaense.

A entrada da frente fria no dia 13 foi acompanhada por uma intensificação, no mesmo sentido do cisalhamento do vento, para a intensidade da componente meridional da corrente, que se tornando mais positiva (de sul para norte) chegou a 25 cm/s na superfície e no fundo no dia 13 (Figura 4c). Os valores de superfície foram positivos durante todo o período, com as menores velocidades observadas no período inicial, em que a velocidade do vento foi menor (próxima a 5 m/s). No fundo, a intensidade das correntes acompanhou a variação superficial, mostrando a influência da transferência vertical de momentum até os 10 m de profundidade, devido ao cisalhamento do vento na superfície. As correntes intensas podem também intensificar o cisalhamento e a turbulência na camada limite de fundo.

O aumento na intensidade das correntes acompanhando a entrada do sistema frontal não foi observado nos valores medidos da componente zonal (Figura 4d). As inversões observadas em suas direções não seguiram as variações na direção do vento, estando possivelmente associadas à influência das correntes de maré. A intensidade média da velocidade zonal na superfície foi de 6,1 cm/s, e no fundo foi de 5,6 cm/s. Apesar de terem variado com valores próximos, a variabilidade nas direções foi maior para os valores medidos no fundo, mostrando a possível influência das correntes de maré.

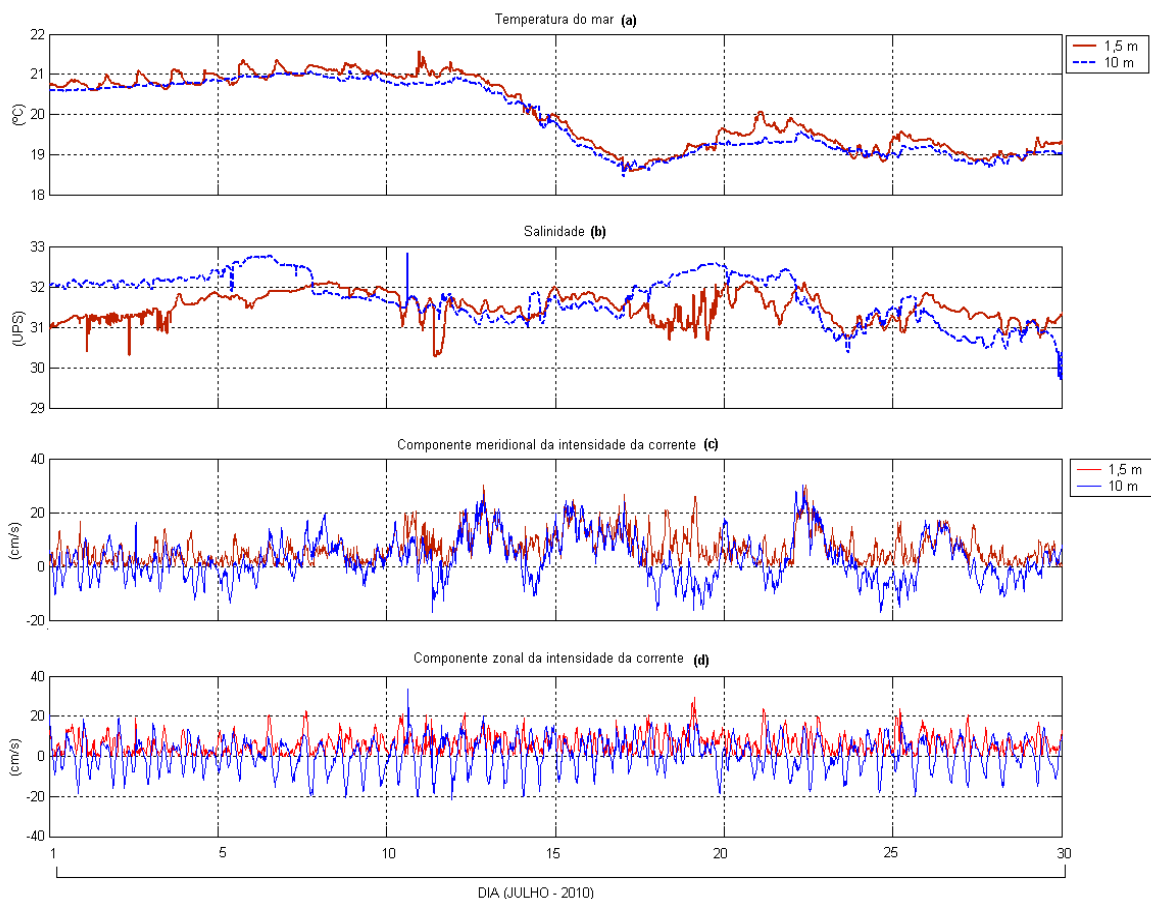


Figura 4 – Evolução temporal (a) temperatura do mar, (b) salinidade, (c) componente meridional e (d) componente zonal da velocidade da corrente, obtidas pelo fundeio oceanográfico na plataforma interna rasa paranaense ($25^{\circ}37' S$, $48^{\circ}21' W$) para o período do estudo (1 a 29 de Julho de 2010).

Para avaliar o efeito das correntes de maré nos dados das componentes da velocidade da corrente, foi utilizado um filtro de passa alta do tipo Lanczos-Cosseno, para remover as oscilações de alta frequência na série de dados. Para isto foi utilizada uma frequência de corte de 40 horas, que remove 95% das oscilações com frequências menores que 25 horas. A partir disso, ao subtrair a série original pela série filtrada com o filtro de passa-baixa, tem-se os resultados do filtro de passa-alta com as correntes de maré no local.

Os resultados da velocidade da corrente em alta frequência ($T < 40 H$) para a componente zonal são apresentados na figura 5. Nesta, observa-se que as oscilações de alta frequência foram significativas para a velocidade da componente zonal na superfície e no fundo. Isto indica que as variações dentro das frequências de maré foram as principais responsáveis pela variação total da componente zonal da corrente medida no período de estudo.

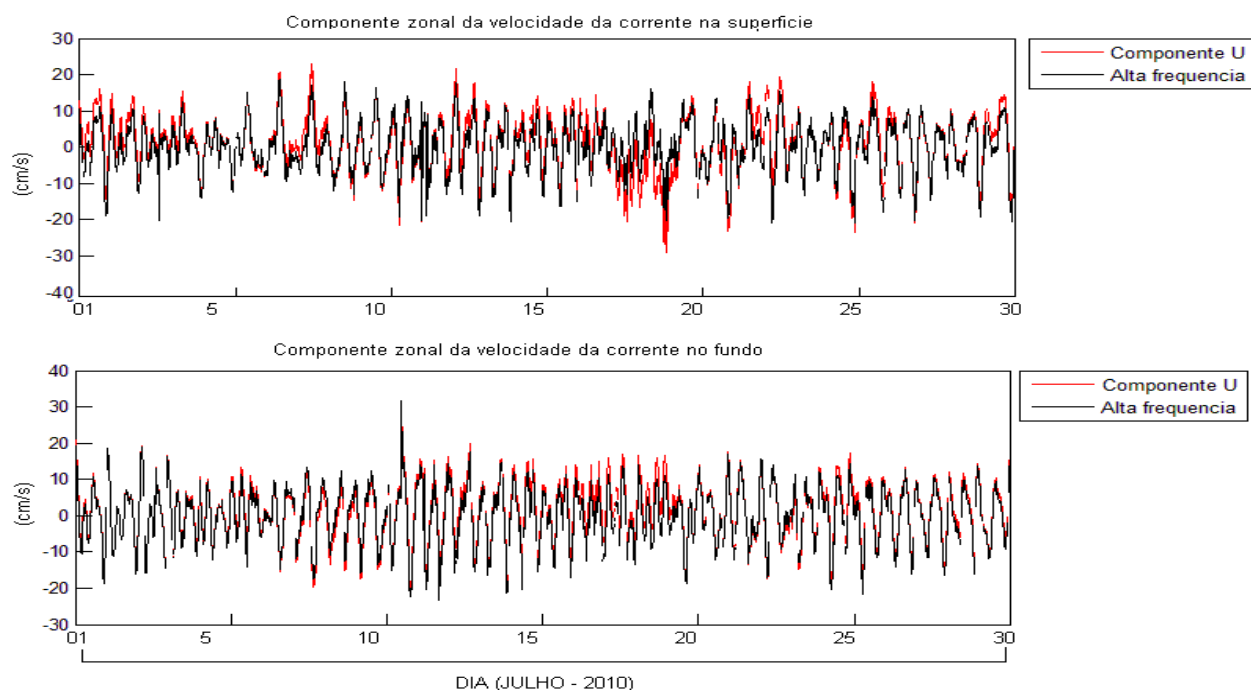


Figura 5 - Série temporal filtrada (linha preta) e não-filtrada (linha vermelha) da velocidade da componente meridional da corrente medida para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010).

As freqüências de maré tiveram menor importância para a variação total da velocidade da corrente para a componente meridional, principalmente no período de atuação da frente fria (Figura 6). A velocidade da corrente em alta freqüência não acompanhou as intensificações, com máximos de até 30 cm/s, observadas na superfície e no fundo.

Os resultados filtrados para as componentes da corrente mostraram que para o período de estudo, além do efeito do cisalhamento do vento na superfície, a influência significativa das correntes de maré, também pode ser importante na mistura vertical e geração de turbulência no fundo.

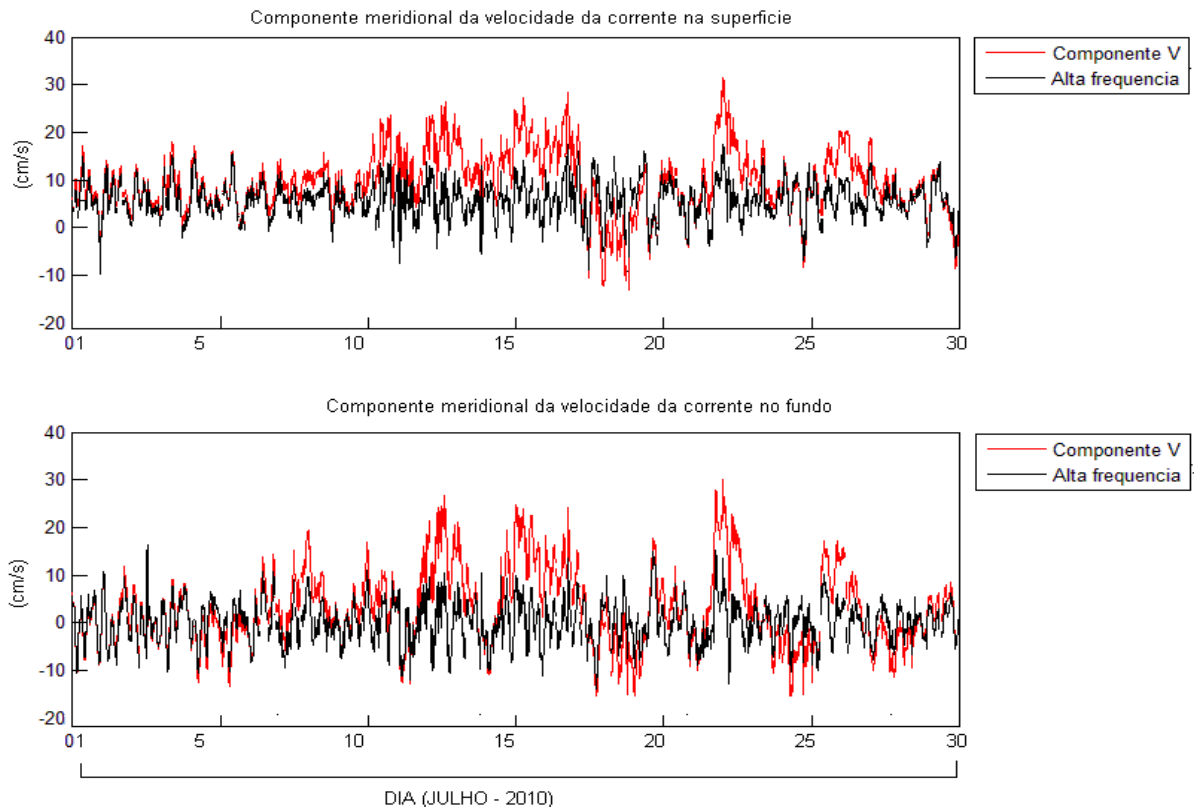


Figura 6 - Série temporal filtrada (linha preta) e não-filtrada (linha vermelha) da velocidade da componente meridional da corrente medida na superfície (1,5 m) e no fundo (10 m) para o período de estudo.

2.3 EXPERIMENTO NUMÉRICO

A evolução temporal da estrutura vertical da camada limite oceânica em uma região costeira foi investigada a partir de um experimento numérico, para o período das observações coletadas pelo fundeio na plataforma interna rasa do litoral do Paraná. A simulação numérica foi realizada em um tempo de integração de 29 dias (1 a 29 de Julho de 2010), com um passo de tempo de 1 minuto. A profundidade utilizada foi de 10 metros, com 20 níveis de profundidade desde a superfície (0,5 m) até o nível máximo próximo ao fundo (10 m). Os dados meteorológicos, medidos na estação, foram utilizados como forçantes externas de superfície a cada passo de integração do modelo. Para isto eles foram linearmente interpolados em intervalos de 1 minuto.

O modelo foi inicializado utilizando-se os dados de superfície e fundo obtidos pelo fundeio oceanográfico. Os perfis verticais iniciais da temperatura do mar, salinidade e velocidade das componentes da corrente, para o primeiro dia e hora da simulação (dia 1 de Julho de 2010, às 0:00h), são apresentados na figura 7. Como as observações compreendem medidas registradas somente em dois níveis de profundidade (1,5 m e 10 m), os valores intermediários foram linearmente interpolados

em intervalos de 0,5 m. Os valores de superfície nos perfis, foram igualados aos valores de temperatura e salinidade medidos no primeiro nível do fundeio, gerando uma situação inicial com uma camada completamente misturada da superfície até 1,5 m de profundidade

Além dos perfis iniciais de temperatura e salinidade, as componentes zonal e meridional da corrente horizontal foram definidas iguais a zero no início da simulação, e foram ajustadas rapidamente em resposta ao cisalhamento do vento conforme o avanço do experimento numérico.

Os dados observacionais também foram utilizados para reinicializar o modelo a cada intervalo de 5 dias, até o final do período de integração, seguindo o mesmo método descrito anteriormente para definir os perfis verticais. Assim, os resultados dessa simulação foram comparados aos resultados obtidos com uma única inicialização no primeiro dia e hora de integração, a fim de verificar possível melhora na representação da mistura na camada limite oceânica pelo modelo. Os resultados das simulações numéricas considerando as duas inicializações são comparados e discutidos na seção seguinte.

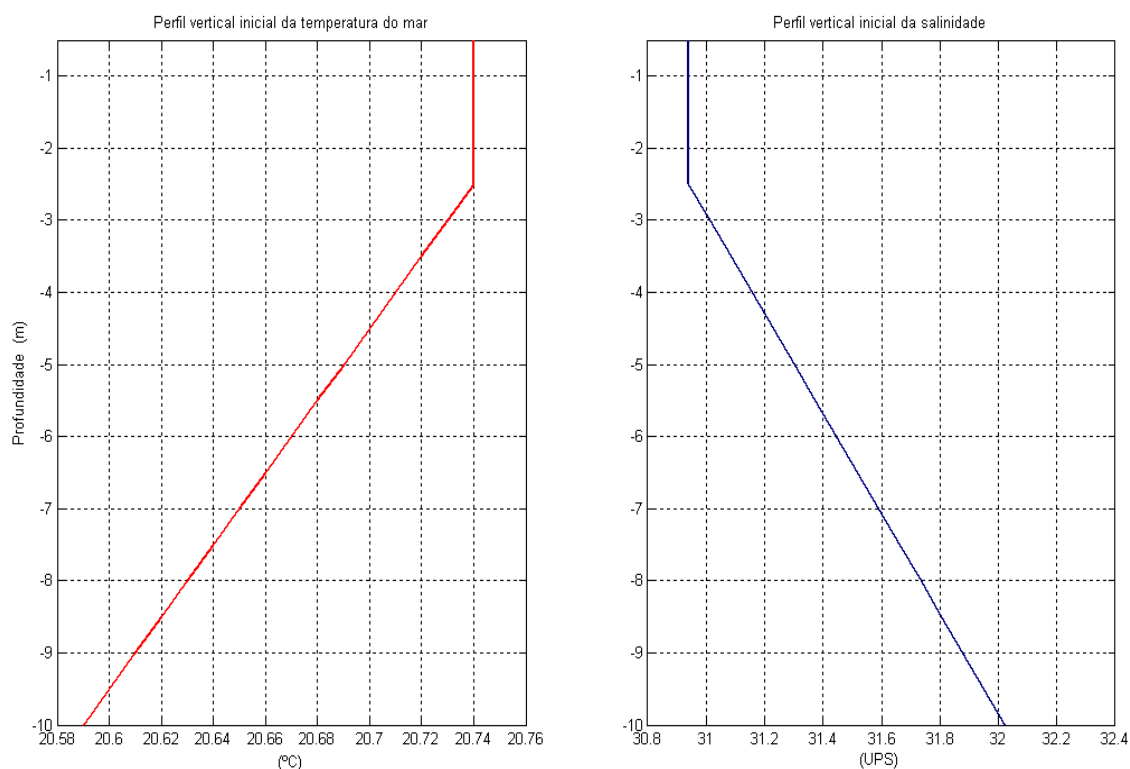


Figura 7 - Perfis iniciais da (a) temperatura do mar e (b) salinidade e componentes (c) meridional e (d) zonal da velocidade da corrente, para o primeiro dia e hora da simulação (dia 1 de Julho de 2010, às 0:00h).

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 TEMPERATURA DO MAR

Na figura 8 é apresentada a evolução temporal da temperatura do mar (T_{mar}) modelada e observada na superfície (1,5 m) para o período de estudo. Apesar de se tratar de uma região costeira, onde o efeito dos fenômenos tridimensionais é significativo, o modelo unidimensional reproduziu de maneira satisfatória o ciclo diurno, e a redução da temperatura observada com a passagem da frente fria no dia 13 de Julho. Contudo, a concordância entre os valores modelados e observados foi maior com a simulação reinicializada a cada 5 dias ($I = 5$ dias), na qual o coeficiente de correlação de Pearson (r) com as observações foi de 0,92. Nos resultados obtidos a partir de uma única inicialização ($I=1^\circ$ dia), observa-se que o modelo reproduziu de maneira mais intensa a queda da temperatura, bem como a recuperação observada após a atuação da frente fria no dia 17, com diferenças de até 2°C em relação à T_{mar} observada.

No início do período de estudo, as diferenças entre os valores modelados e observados não foram significativas nas duas inicializações. A T_{mar} simulada em superfície variou entre $20,6^\circ\text{C}$ e $21,7^\circ\text{C}$, mantendo certa estabilidade até o dia 13, com leve tendência de aumento e oscilações associadas ao ciclo diurno da temperatura. Este é dado pela alternância entre o aquecimento diurno devido à radiação solar incidente na superfície, e o resfriamento noturno induzido pelos fluxos de energia direcionados à atmosfera, superando os fluxos de entrada (DOURADO & CANIAUX, 2003).

A estabilidade verificada no período inicial foi modificada com a passagem da frente fria no dia 13 de Julho, e a consequente alteração dos campos atmosféricos. A partir deste dia, o ciclo diurno foi suprimido e a temperatura na superfície reduziu gradativamente até o dia 17. Nas duas inicializações a queda da temperatura foi representada pelo modelo, mostrando que a redução da ordem de 2°C , observada na T_{mar} durante o período de estudo, foi modulada pelo efeito das forçantes atmosféricas em superfície. A T_{mar} simulada a partir da reinicialização reduziu de valores próximos a 21°C no dia 13, e chegou a 19°C no dia 17. Este resfriamento, contudo, foi superestimado nos resultados simulados a partir de uma única inicialização, onde a T_{mar} simulada reduziu e atingiu $17,5^\circ\text{C}$ no dia 17.

No dia 18, após a passagem da frente fria, a temperatura simulada na superfície aumentou gradativamente, à medida que o oceano superficial e o ar adjacente tendem a entrar em equilíbrio após a atuação do sistema frontal. Esta

recuperação foi modelada de maneira mais intensa na simulação sem a reinicialização, na qual os valores aumentaram após o dia 17, e oscilaram acima de 20 °C. Já com a reinicialização, a Tmar simulada acompanhou a variação observada, e apesar da recuperação, os valores se mantiveram inferiores ao período inicial, variando entre 20,5 °C e 19 °C até o final do período de estudo.

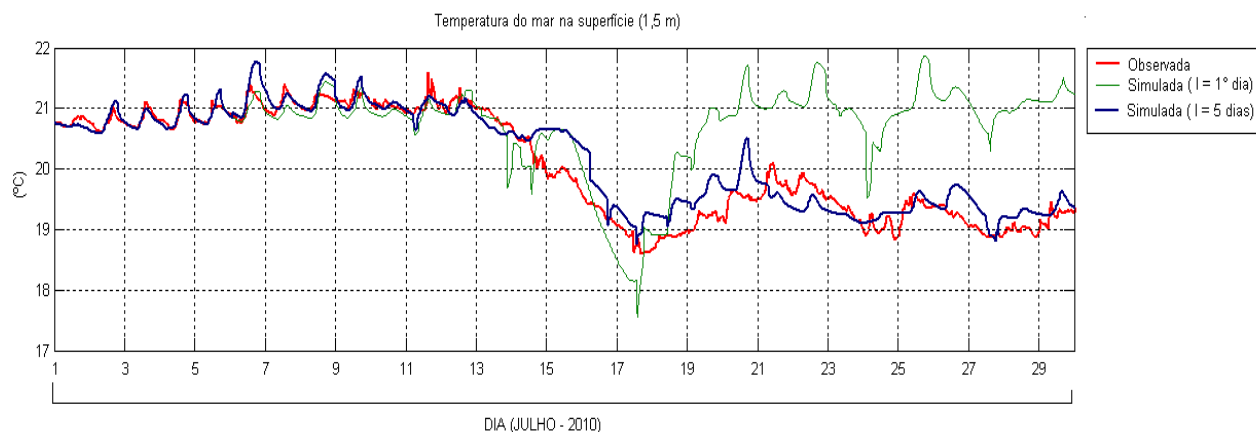


Figura 8 – Evolução temporal da temperatura do mar observada e simulada na superfície (1,5m) para o período de estudo (01 a 29 de Julho de 2010), considerando a simulação inicializada somente no primeiro dia de integração ($I = 1^\circ$ dia), e a simulação com inicialização a cada 5 dias ($I = 5$ dias).

A temperatura do mar simulada no fundo (10 m) seguiu as principais variações da temperatura superficial, acompanhando o resfriamento associado à passagem da frente fria (Figura 9). No entanto, a melhora nos resultados modelados a partir da reinicialização foi mais significativa para a Tmar no modelada no fundo, onde a concordância em relação às observações foi maior ($r=0,87$), se comparada aos resultados simulados sem a reinicialização ($r=0,59$). A Tmar simulada a partir de uma única inicialização se manteve em tendência de aumento desde o início até o final do período de integração, possivelmente devido a erros numéricos do modelo, com diferenças de até 3 °C em relação aos valores observados e simulados com a reinicialização. Apesar dessas diferenças, a redução da Tmar com a passagem da frente fria foi simulada com a mesma intensidade pelo modelo nas duas inicializações, com uma redução da ordem de 1,5 °C verificada a partir do dia 13 até o dia 17.

Nos dias que seguiram a redução da temperatura com a passagem da frente fria, a Tmar simulada no fundo ($I = 5$ dias) apresentou uma leve recuperação e seus valores oscilaram próximos aos observados até o final do período, com valores variando entre 19 °C e 18,6 °C. Já a Tmar simulada sem a reinicialização aumentou

aproximadamente 1,5 °C após o resfriamento, e seus valores se mantiveram superiores aos observados, com diferenças de 3 °C.

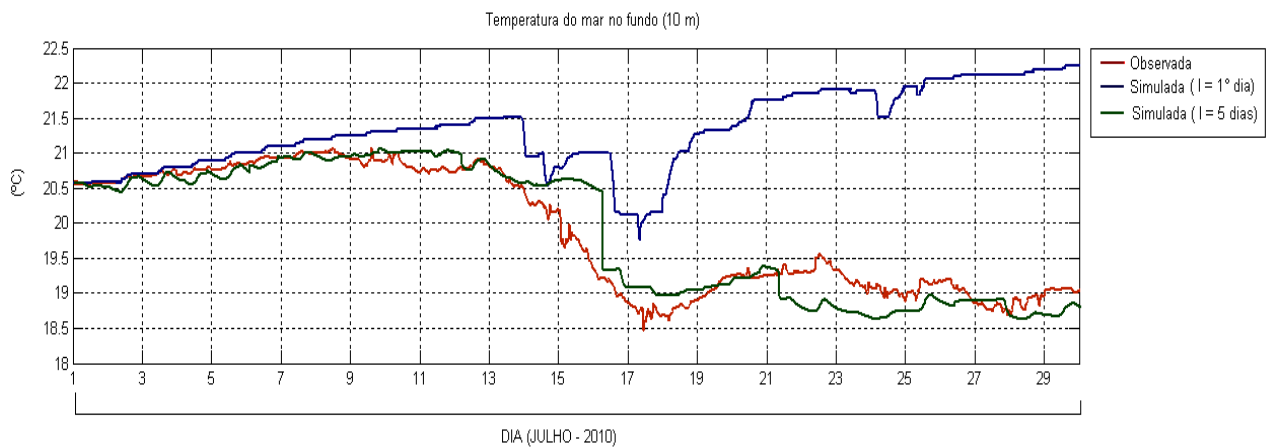


Figura 9 – Evolução temporal da temperatura do mar observada e simulada no fundo (1,5m) para o período de estudo (01 a 29 de Julho de 2010), considerando a simulação inicializada somente no primeiro dia de integração ($I = 1^\circ$ dia), e a simulação com inicialização a cada 5 dias ($I = 5$ dias).

As diferenças verificadas entre os valores simulados e observados da temperatura do mar podem estar associadas, além de erros numéricos do modelo, à processos de advecção horizontal, uma vez que em condições costeiras de águas rasas, as propriedades do mar podem variar rapidamente em virtude do efeito do transporte advectivo, devido principalmente às correntes de maré, as correntes e ondas geradas pelo vento, e também ao aporte de água doce (ORTON *et. al.*, 2010; RENAUDIE, *et al.*, 2011).

Os resultados das simulações da temperatura do mar mostraram que a reinicialização do modelo durante o período de integração foi importante, uma vez que melhorou de forma significativa a concordância entre a variabilidade modelada e observada, indicando assim uma melhora no desempenho do modelo em representar a camada limite oceânica no período de estudo. Contudo, é importante salientar que o modelo nas duas inicializações mostrou-se eficiente em reproduzir a variabilidade da T_{mar} observada, já que o resfriamento na superfície e no fundo com a passagem da frente fria foi representado nas duas inicializações.

Em áreas de plataforma interna rasa, como a variação de curto prazo da temperatura do mar pode estar relacionada aos processos advectivos, que não são representados pelo modelo, ao reinicializá-lo com os dados observacionais durante a

integração, a probabilidade de erros sistemáticos diminui. Isto porque a variabilidade observada que possivelmente esteve associada à advecção, passa a ser relativamente incorporada na simulação, reduzindo possíveis imprecisões do modelo frente às forçantes, como erros nos cálculos dos fluxos de calor, que poderiam levar o modelo a um estado incompatível. Nesse sentido, haja visto a melhora nos resultados simulados a partir da reinicialização a cada 5 dias de integração, no restante do artigo somente os resultados para a simulação reinicializada serão apresentados.

3.2 BALANÇO DE ENERGIA

O balanço de energia sobre a superfície do oceano (Q) foi avaliado no modelo a partir dos fluxos radiativos e os turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE) na interface ar-mar:

$$Q = Rn + H + LE \quad (9)$$

onde Rn é a radiação líquida na superfície do oceano, que é determinada pelo saldo do balanço entre os fluxos radiativos na interface oceano-atmosfera. O balanço é dado pela expressão $Rn = Rl \downarrow + Rl \uparrow + Rc \downarrow + Rc \uparrow$ em que $Rl \downarrow$ e $Rl \uparrow$, são a radiação de onda longa incidente e a emitida pela superfície, respectivamente, $Rc \downarrow$ e $Rc \uparrow$ são a radiação de onda curta incidente e a refletida pela superfície do mar, respectivamente. A radiação de onda longa, emitida pela atmosfera, foi avaliada no modelo de acordo com a seguinte fórmula empírica para condições de céu nublado (JACOBS,1978):

$$OL^c \downarrow = OL \downarrow (1 + 0,1762c^2) \quad (10)$$

onde c é o índice cobertura de nuvens, que foi definido como sendo constante e igual a 0,5 (céu parcialmente coberto), e $Rl \downarrow$ é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera em condição de céu claro, dada por:

$$Rlc \downarrow = \sigma T_a^4 (9,365 \cdot 10^{-6} T_a^2) \quad (11)$$

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.

A radiação de onda longa emitida pelo oceano ($Rl \uparrow$) foi estimada por $Rl \uparrow = \varepsilon \sigma TSM^4$, de acordo com a lei de Stefan-Boltzman, 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.

Os valores médios dos termos do balanço de energia em superfície, estimados para o período de estudo, são apresentados na tabela 1. Os valores negativos indicam transferência do oceano para atmosfera. Na tabela observa-se que no período anterior à entrada da frente fria, a energia líquida armazenada em superfície (Q) foi maior em relação aos dias que seguiram a sua passagem. Isto porque, antes da entrada do sistema frontal, houve uma menor perda de energia do oceano para a atmosfera devido à baixa intensidade dos fluxos turbulentos de calor, e do fluxo líquido de onda longa na superfície. Já no período de atuação da frente fria, considerado desde a sua entrada até a virada do vento para o quadrante norte, a maior intensidade dos fluxos turbulentos de calor, aliada a uma maior perda de energia devido ao fluxo líquido de onda longa, levou a um saldo negativo de energia em superfície.

TABELA 1 – Médias (desvio padrão) das componentes do balanço de energia em superfície (Q) estimadas para período de estudo.

	LE (W/m ²)	H (W/m ²)	RI ↑↓ (W/m ²)	Rc ↑↓ (W/m ²)	Q (W/m ²)
Antes da passagem frontal (dia 1 a 12)	-27,07 (13,77)	-6,06 (7,33)	-21,63 (13,73)	105,75 (170,89)	50,9 (188,15)
Atuação da frente fria (dia 13 a 17)	-103,79 (53,85)	-45,08 (21,9)	-50,41 (13,15)	25,34 (40,9)	-173,9 (81,3)
Após a passagem frontal (dia 18 a 30)	-32,19 (24,27)	-7,69 (9,07)	-25,34 (11,90)	75,75 (135,25)	10,2 (155,4)
Todo o período (dia 1 a 30)	-43,17 (41,34)	-13,89 (19,18)	-26,83 (17,06)	77,53 (141,62)	-6,33 (179,49)

NOTA: LE calor latente; H calor sensível; RI ↑↓ balanço de onda longa; Rc ↑↓ balanço de onda curta; Q fluxo líquido de energia em superfície.

Antes da entrada da frente fria (dia 1 a 12), 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 (Figura 10). A predominância de ventos com velocidades menores que 5 m/s, gerou uma baixa intensidade do fluxo de cisalhamento na superfície até o dia 12, com uma transferência de momentum ao oceano da ordem de 0,02 N.m⁻² (Figura 11). A baixa intensidade da turbulência na superfície, aliada à alta umidade e temperatura do ar, contribuiu para uma menor perda de energia do oceano superficial pelos fluxos turbulentos de calor latente e sensível.

Além da baixa intensidade dos fluxos turbulentos de calor, o ganho de energia devido à incidência de radiação solar na superfície foi mais intenso no período anterior à passagem da frente fria. Somado a isto, o fluxo líquido de onda longa na superfície foi menor, como resposta a uma maior emissão atmosférica devido à alta umidade e temperatura do ar, propiciando uma menor perda líquida de energia no período inicial, mantendo a temperatura do mar simulada relativamente estável, e com leve tendência de aumento na superfície e no fundo até o dia 12.

Com a entrada da frente fria no dia 13 de Julho, o balanço de energia em superfície se alterou, e se manteve direcionado do oceano à atmosfera (negativo) até o dia 17. O aumento da velocidade do vento e a redução da umidade relativa, levaram a uma intensificação do fluxo turbulento de calor latente, que atingiu um máximo (mais negativo) de -220 W.m^{-2} no dia 14. Este máximo de calor coincidiu com um aumento do fluxo turbulento de momentum, que chegou a $0,24 \text{ N.m}^{-2}$ no dia 14, associado à atuação de ventos com velocidade de até 10 m/s. Isto porque, a ação de ventos mais intensos em superfície, provoca um aumento da mistura turbulenta na interface ar-mar, que intensifica a transferência de momentum do ar para a camada superficial do oceano, levando a uma elevação das taxas de energia liberadas na atmosfera por evaporação (ROGERS, 1995; XUE *et al.*, 2000). Além disso, a redução na umidade observada com a entrada da frente fria também contribuiu para a uma maior taxa de evaporação, devido ao gradiente vertical de umidade no ar (WEBSTER & LUKAS, 1992).

O fluxo turbulento de calor sensível esteve direcionado do oceano à atmosfera durante quase todo o período de estudo, exceto em curtos períodos associados ao ciclo diurno, no qual a temperatura do ar foi superior à da superfície do mar. O aumento da turbulência associado à entrada da frente fria, bem como o aumento do gradiente de temperatura entre o ar e a superfície do mar, que foi de até 7°C , provocaram uma intensificação no fluxo de calor sensível à atmosfera. No dia 13, seu fluxo se intensificou e aumentou na medida em que a temperatura do ar reduziu, chegando a um máximo de $-97,8 \text{ W.m}^{-2}$ no dia 15. Este máximo também está associado a um segundo pico de $0,24 \text{ N.m}^{-2}$ do *stress* do vento, que mesmo com o aumento da umidade relativa, também levou a uma segunda intensificação do fluxo de calor latente ($197,5 \text{ W.m}^{-2}$) no dia 15.

A perda de energia pela superfície devido aos fluxos turbulentos de calor (H+LE) foi mais intensa no período de atuação da frente fria (dia 13 a 17), com um fluxo médio da ordem de $-148,8 \text{ W/m}^2$, em contraste a um fluxo de $-33,1 \text{ W/m}^2$ no período anterior à passagem frontal. A maior perda de calor, aliada a uma diminuição da radiação líquida em superfície, em resposta à redução observada da radiação solar

incidente com a entrada da frente fria, implicou em uma perda líquida de energia do oceano superficial (Q) de até -350 W/m^2 . Assim, o balanço de energia direcionado do oceano à atmosfera até o dia 17, foi responsável pela redução da temperatura do mar simulada na superfície, que também foi acompanhada pela temperatura simulada no fundo com a intensificação da mistura vertical no interior da camada de mistura oceânica.

A partir do dia 16, os fluxos turbulentos de calor diminuíram gradativamente, e o fluxo líquido em superfície voltou a ter valores positivos (da atmosfera ao oceano) no dia 18, 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. Após o período de atuação da frente fria, a radiação líquida em superfície aumentou, na medida em que houve um aumento da radiação de onda curta incidente.

O fluxo líquido de energia se manteve predominantemente direcionado da atmosfera ao oceano após o dia 19, contudo apresentou valores negativos associados à intensificações do fluxo de calor latente, relacionadas a variações na velocidade do vento. Com isso, apesar da temperatura do mar simulada na superfície ter apresentado uma recuperação após a passagem da frente fria, as perdas de energia devido ao fluxo turbulento de calor latente, atuaram para que a T_{mar} na superfície se mantivesse inferior ao período inicial (dia 1 a 12).

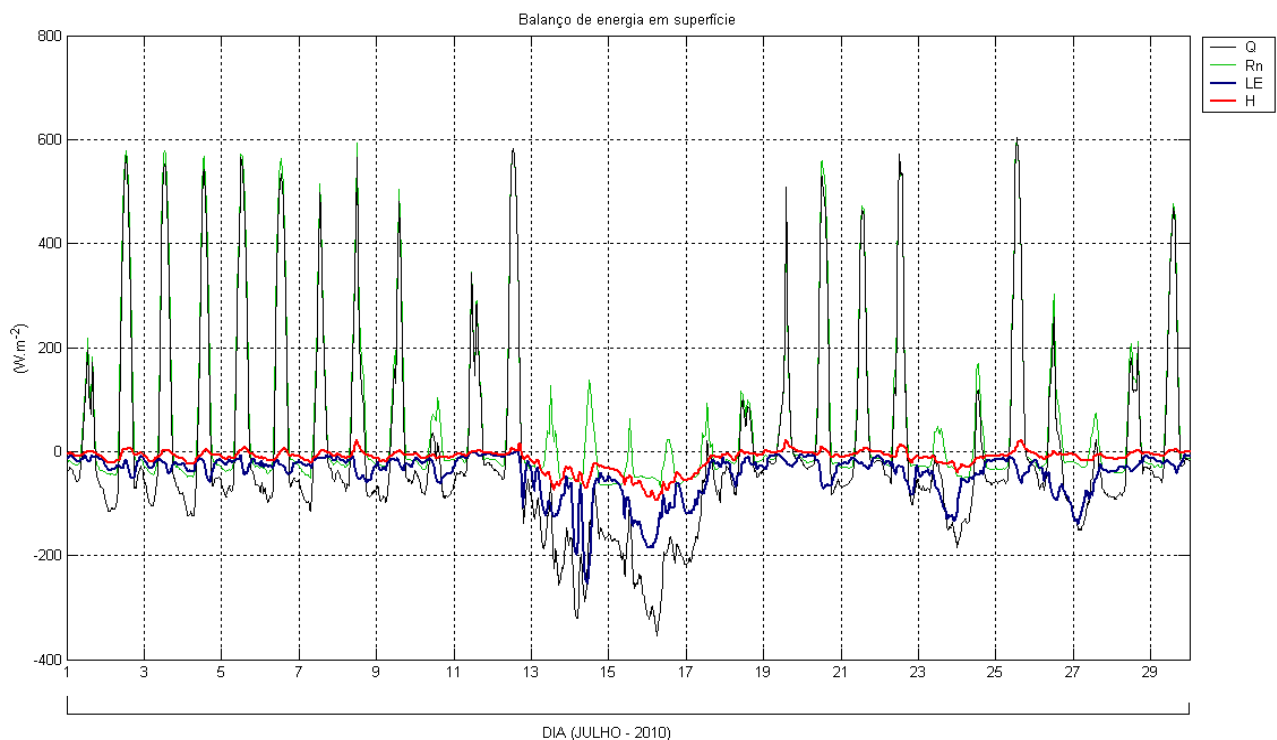


FIGURA 10 - Evolução temporal dos fluxos de energia estimados para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010).. NOTA: Q Balanço de energia em superfície; Rn Fluxo líquido de

radiação em superfície ($R_l \uparrow \downarrow$ balanço de onda longa, $R_c \uparrow \downarrow$ balanço de onda curta); LE calor latente; H calor sensível.

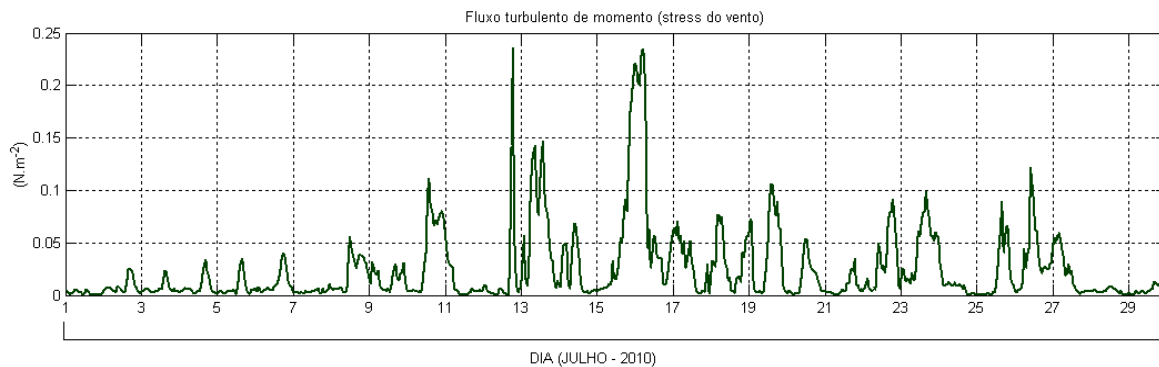


FIGURA 11 - Evolução temporal do fluxo turbulento de momentum estimado para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010).

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. Com a passagem frontal, a intensificação do fluxo de calor latente implicou em uma perda de energia de até -350 W/m^2 . As perdas representadas pelos fluxos de calor sensível e de onda longa foram menos significativas.

Esta maior perda de energia no período pós-frontal, dada principalmente pelo fluxo turbulento de calor latente, também foi observada por Persson *et al.* (2005), que avaliaram processos de interação ar-mar durante a passagem de 10 sistemas frontais sobre uma região do Oceano Atlântico Norte. Eles verificaram que os fluxos de calor sensível e latente foram significativamente maiores na porção pós-frontal do sistema, onde houve advecção de uma massa de ar mais fria que a superfície do mar.

3.3 SALINIDADE

A figura 12 mostra a evolução temporal da salinidade simulada e observada na superfície (1,5 m) e no fundo (10 m) para o período de estudo. Na superfície, os valores modelados apresentaram um coeficiente de correlação de 0,63 com os observados (Figura 12a), e variaram em função das taxas de precipitação verificadas durante o período. Apesar da concordância com a variabilidade observada não ter sido significativa, o modelo representou as reduções da salinidade superficial relacionadas ao aumento da precipitação, que esteve associado à passagem da frente fria. No início do período de estudo, a salinidade simulada na superfície aumentou rapidamente no

primeiro dia de integração, em resposta à evaporação na superfície, e seus valores se mantiveram superiores aos observados até o dia 12, oscilando próximo a 32 UPS. Contudo, com o aumento da precipitação observada a partir do dia 11, onde as taxas chegaram a 4,5 mm/h (Figura 13), a salinidade reduziu aproximadamente 0,7 UPS e seus valores se aproximaram aos observados. As precipitações registradas no período anterior à passagem da frente fria, com taxas isoladas da ordem de 0,15 mm/h e um pico de 1,7 mm/h no dia 9, não provocaram diminuições significativas da salinidade superficial.

A queda mais expressiva da salinidade simulada em superfície foi verificada no período entre os dias 15 e 18, no qual os valores diminuíram de 31,5 UPS, para 30,5 UPS aproximadamente. Esta redução coincidiu com a diminuição da mesma ordem para a salinidade observada, e esteve associada à permanência de elevadas taxas de precipitação durante os dias que seguiram a entrada da frente fria, com um máximo de 8,6 mm/h observado no dia 17. O aumento da precipitação, por outro lado, não levou a uma redução direta da salinidade simulada no fundo, que apresentou uma menor variabilidade se comparada aos valores de superfície, e também uma menor concordância em relação aos valores observados (Figura 12b).

No fundo, a salinidade simulada se manteve entre 32 UPS e 32,5 UPS do início do período de simulação até o dia 13, que foi caracterizado pela entrada da frente fria e aumento da intensidade do cisalhamento do vento na interface ar-mar. No dia 13 a salinidade simulada no fundo apresentou uma redução gradativa da ordem de 1 UPS, que se estendeu até o dia 16, onde seus valores chegaram a 31,5 UPS. Esta redução, apesar de também estar associada à passagem da frente fria, não coincidiu com a queda verificada da salinidade superficial em função do aumento da precipitação, pois a redução no fundo esteve associada à intensificação da mistura vertical no interior da camada de mistura, que atuou homogeneizando a salinidade até o fundo, onde os valores se igualaram aos da superfície (próximos a 31,5 UPS). O aumento da mistura vertical se deu tanto pela intensificação da turbulência em superfície, com o aumento da transferência turbulenta de momentum ao oceano pela atuação de ventos mais intensos, quanto pela ação de movimentos convectivos associados ao aumento da instabilidade estática nas camadas superficiais, em virtude da diminuição da T_{mar} na superfície e aumento da densidade.

Efeito semelhante foi observado por Renaudie *et al.* (2011), que investigaram numericamente a partir de dados observacionais os processos de mistura em uma região costeira, utilizando a parametrização do perfil-K (LARGE *et al.*, 1994). Os autores verificaram que quando a energia transferida à superfície pelos ventos atinge

o fundo antes de sua dissipação completa, a turbulência gera uma mistura eficiente de toda a coluna d'água, homogeneizando os perfis verticais de salinidade e temperatura.

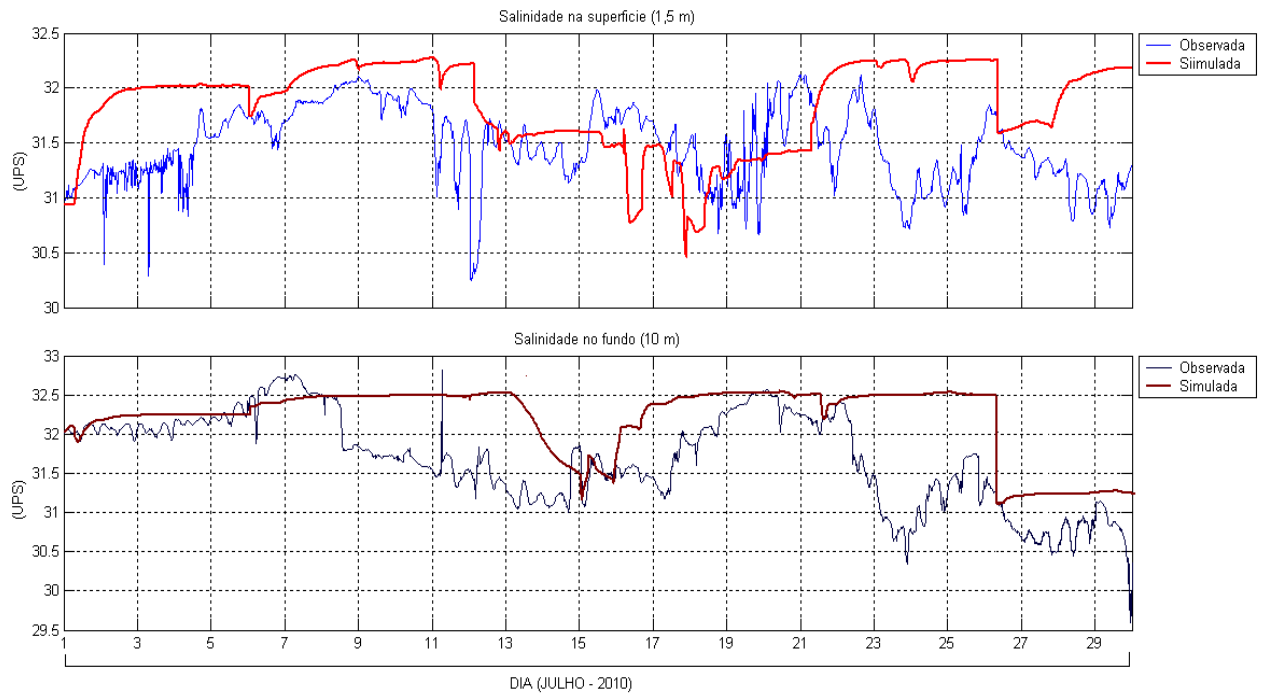


Figura 12 – Evolução temporal da salinidade simulada e observada na (a) superfície (1,5m) e no (b) fundo (10 m) para o período de estudo (01 a 29 de Julho de 2010).

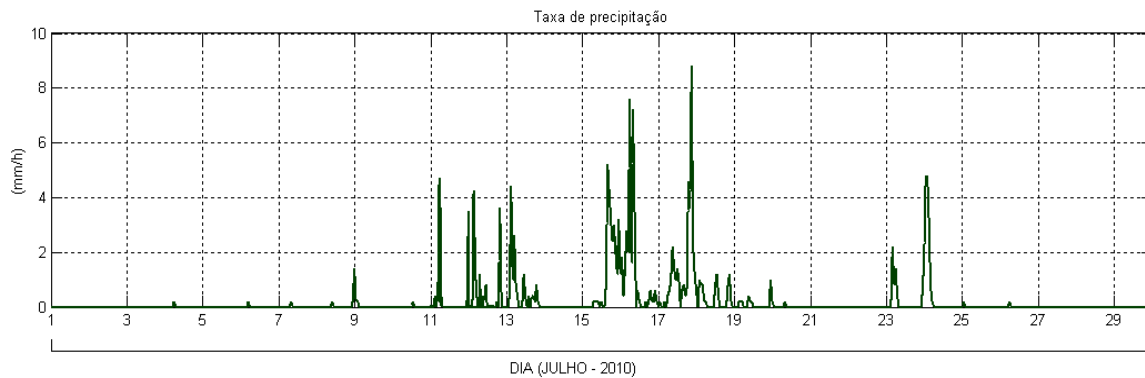


Figura 13 – Evolução temporal da taxa de precipitação medida na Estação Meteorológica do Centro de Estudos do Mar, para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010).

A baixa concordância verificada aqui entre a variação da salinidade modelada e observada durante o período de estudo, pode estar associada principalmente à influência de processos de advecção horizontal, que não são representados pelo modelo unidimensional. Em regiões costeiras de dinâmica complexa, os fenômenos tridimensionais são importantes na variabilidade da salinidade na escala de dias, devido ao aporte de água doce e a dispersão associada aos ventos e ao transporte advectivo das correntes de maré (ORTON *et. al.*, 2010).

A região onde foram coletados os dados oceanográficos utilizados neste artigo, localiza-se na costa adjacente à desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), no litoral do Paraná, e sofre a influência direta do aporte de água doce proveniente deste sistema, bem como de outras desembocaduras de estuários localizados próximos à região (CASTRO *et al.*, 2005).

Angelotti (2008) e Albertini (2010), analisando através de dados *in situ* a variabilidade das plumas e das correntes costeiras na região da plataforma continental adjacente ao CEP, observaram que a estratificação salina nas águas de plataforma pode variar na escala de dias com o fluxo de água doce e o transporte associado às correntes de maré. Em meses de inverno, com a passagem de sistemas frontais, a atuação dos ventos de quadrante sul mais intensos pode contribuir com o aporte de águas continentais provenientes de outras regiões (CASTRO *et al.*, 2005). Isto devido à intensificação do transporte associado ao gradiente de pressão baroclínico próximo à costa na plataforma interna sudeste paranaense, que força as correntes em sentido norte. Além disso, na escala sazonal, a região costeira adjacente ao CEP, na predominância de ventos de quadrante sul mais intensos durante meses de inverno, pode chegar a sofrer a influência da Frente Subtropical de Plataforma (FSP), formada ao pelas águas do Rio da Prata e de outras águas continentais como da Lagoa dos Patos (ANGELOTTI, 2008; ALBERTINI, 2010).

Apesar das diferenças encontradas aqui entre a variação simulada e observada da salinidade durante o período de estudo, o modelo unidimensional mostrou-se eficiente em representar os processos de mistura vertical e a homogeneização da salinidade, devido ao aumento da mistura turbulenta com a passagem da frente fria, e a consequente intensificação da produção mecânica e térmica de turbulência. Além disso, na superfície a variação observada foi representada com maior eficiência pelo modelo, que simulou a redução da ordem de 1 UPS observada com o aumento da precipitação, mesmo considerando que os dados de precipitação, utilizados como forçantes de superfície no modelo, foram registrados em uma estação meteorológica

localizada à uma distância considerável do ponto de coleta do fundeio. Isto mostra que as diferenças encontradas também podem estar associadas a esta distância, uma vez que a ocorrência de chuvas pode ter variado significativamente entre as áreas.

3.4 CORRENTES

Na figura 14 é apresentada a variação temporal da velocidade das componentes meridional e zonal da corrente simuladas em superfície (1,5 m) e no fundo (10 m) para o período de estudo. A intensidade da correntes variou de acordo com as oscilações do *stress* do vento em superfície. No início do período, a baixa intensidade dos fluxos de momentum ao oceano, da ordem de $0,02 \text{ N.m}^2$, não foi suficiente para gerar uma intensificação na velocidade da corrente, que oscilou com valores próximas a zero (condição inicial) até o dia 8. Neste dia, foi verificado um primeiro aumento na intensidade das correntes em superfície (2 cm/s), que não foi acompanhado pela velocidade da corrente no fundo. Estas se intensificaram somente a partir do dia 11, onde *stress* do vento na superfície implicou em um fluxo de momentum ao oceano da ordem de $0,1 \text{ N.m}^2$.

A maior intensidade das correntes na superfície foi verificada durante o período de atuação do sistema frontal. A velocidade da componente meridional na superfície chegou a um máximo, mais positivo (de sul para norte), de 6 cm/s associado à atuação de ventos de 10 m/s. Da mesma forma ocorreu para a componente zonal, que se tornando mais negativa (de leste para oeste) chegou a -8 cm/s em superfície. No fundo, embora a variação não tenha sido tão significativa, as correntes também se intensificaram no período de atuação da frente fria.

Os valores simulados para a velocidade das correntes foram inferiores, em até uma ordem de grandeza, à magnitude dos valores observados (dados obtidos do fundeio). Isto porque, como foi verificado anteriormente, as variações de alta frequência foram importantes na variabilidade total da velocidade das correntes medidas. O valor médio da velocidade da corrente zonal observado na superfície para o período de estudo foi de 6,1 cm/s, em contraste com 1,2 cm/s para os valores simulados. O mesmo foi verificado para a componente meridional, que apresentou uma média de 7 cm/s para os valores observados, e 1,5 cm/s para os simulados. As diferenças encontradas se devem ao fato das simulações desconsiderarem os efeitos advectivos, como por exemplo das correntes de maré, que como foi observado anteriormente, exercem um efeito significativo na velocidade das correntes durante o período de estudo.

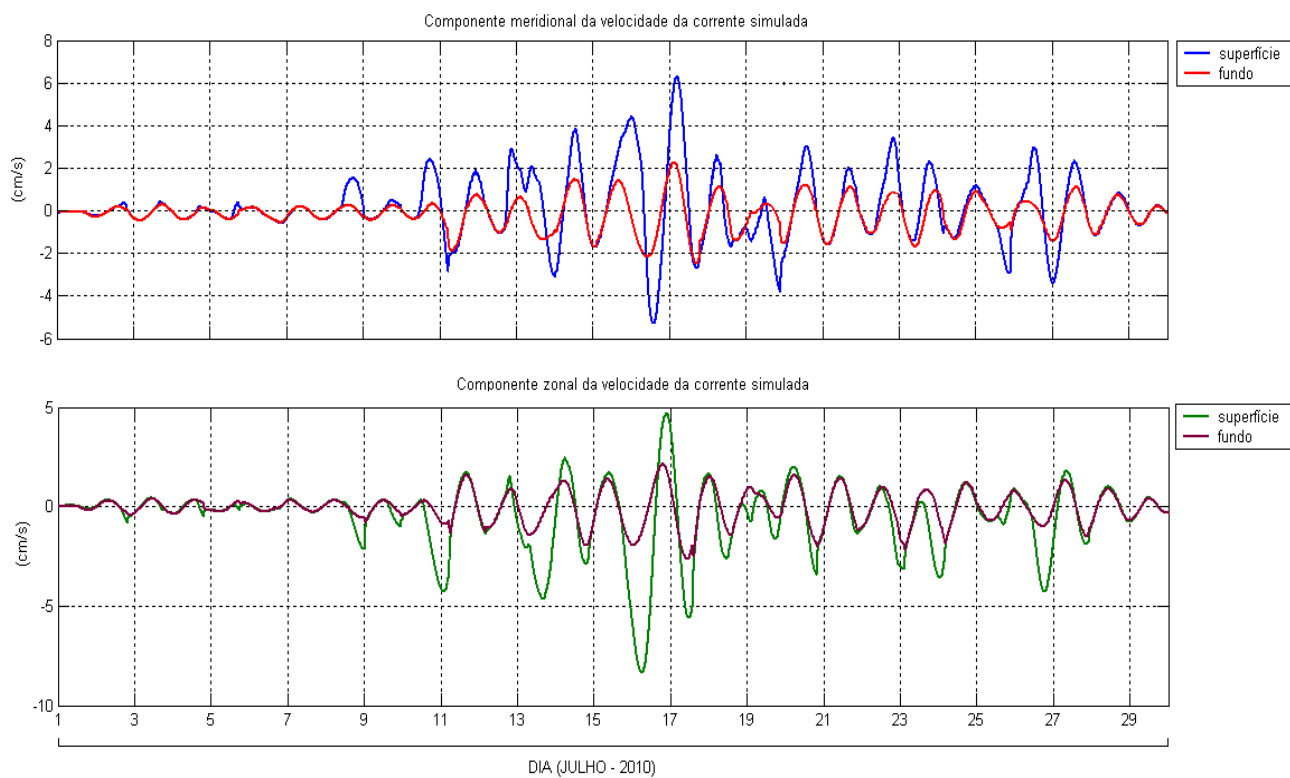


Figura 14 – Evolução temporal das componentes (a) meridional e (b) zonal da velocidade da corrente simuladas na superfície (1,5m) e no fundo (10 m) para o período de estudo (01 a 29 de Julho de 2010).

3.5 PROPRIEDADES TURBULENTAS

A turbulência na camada de mistura oceânica é mantida principalmente pela produção de energia cinética turbulenta (ECT), cujo balanço é assegurado pela produção ou perda térmica, produção mecânica, e pelos processos de transporte difusivo e dissipação. A produção mecânica é assegurada principalmente pelos processos de mistura gerados pelo vento, como a quebra de ondas na superfície, o entranhamento na base da camada de mistura ou o cisalhamento vertical (D'ASARO, 1985). Já a produção ou perda térmica se dá pelas flutuações na força de empuxo superficial (flutuabilidade) em função dos fluxos de calor e de massa (SPRINTALL E TOMCZAK, 1992). Com isso, a ECT produzida pode ser transportada e dissipada no interior da camada de mistura oceânica, e o balanço entre os fatores que geram turbulência e aqueles que contribuem para a estratificação, determinam a dinâmica e a profundidade desta camada (PEREIRA *et al.*, 1988).

A energia cinética turbulenta (\bar{E}) é determinada no modelo por uma equação unidimensional como sendo (Mellor & Yamada, 1982):

$$\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k_m \frac{\partial \bar{E}}{\partial z} + k_m \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right)^2 + k_h \frac{g}{\rho_{w0}} \frac{\partial \bar{\rho}_w}{\partial z} - c_\varepsilon \frac{\bar{E}^{3/2}}{l_\varepsilon} \quad (12)$$

onde k_m é o coeficiente de difusão turbulenta vertical, k_h é o coeficiente de difusão turbulenta do calor sensível, ρ_w é a densidade da água, $c_\varepsilon = 0,7$ (Gaspar *et al.*, 1990), l_ε é a escala de comprimento de dissipação. Do lado direito da equação, o terceiro termo é o da produção térmica de ECT, e o quarto termo é o da produção mecânica.

Nesse sentido, na figura 15 é apresentada a evolução temporal dos termos da equação da energia cinética turbulenta (ECT) calculados em superfície (1,5 m) para o período de estudo. Nela é possível observar que a produção de ECT no oceano superficial durante o período foi assegurada essencialmente pelo termo de produção mecânica, que foi superior ao termo de produção térmica mesmo nos dias anteriores à passagem da frente fria, caracterizados pela atuação de ventos menos intensos em superfície. O termo de produção térmica é uma ordem de grandeza menor que os termos de produção mecânica e de difusão vertical. Durante todo o período de estudo, o termo de difusão se manteve negativo, e esteve em balanço com a produção mecânica, acompanhando a sua variabilidade e intensidade, mostrando a transferência vertical de ECT produzida na superfície para os níveis inferiores. Uma

fração considerável da taxa de energia cinética turbulenta gerada pelo termo de produção mecânica foi dissipada na superfície na forma de calor.

O período em que houve maior produção de energia cinética turbulenta em superfície foi durante os dias de atuação do sistema frontal (dia 13 a 17). Com o aumento da transferência de momentum ao oceano pela atuação de ventos mais intensos, o termo de produção mecânica de ECT se intensificou com a passagem da frente fria, e o seu máximo foi verificado no dia 16 associado à ação de ventos com velocidade de até 10 m/s. Além do aumento da turbulência devido ao cisalhamento do vento, a intensificação das perdas de calor à atmosfera com a entrada da frente fria também atuou gerando ECT. Antes da passagem frontal, o termo de produção térmica chegava a valores positivos somente durante o período noturno (Figura 16), quando o oceano superficial perde calor para a atmosfera e torna-se mais denso que a camada subjacente, e desta maneira, intensifica a turbulência. Contudo, com a entrada da frente fria no dia 13 e o aumento das perdas de calor à atmosfera, principalmente pelo fluxo de calor latente, a instabilidade estática gerada na superfície atuou intensificando a mistura turbulenta pela produção térmica de ECT. O termo de produção térmica se manteve predominantemente positivo entre os dias 13 e 17, agindo assim como fonte de turbulência na camada de mistura oceânica durante o período de atuação do sistema frontal.

Após o dia 18, a redução dos fluxos turbulentos de calor e o aumento da incidência de radiação solar na superfície após a passagem frontal, agiram reduzindo o termo de fluabilidade (produção térmica), que se tornou negativo no dia 18, e voltou a agir principalmente consumindo turbulência. A produção dinâmica de ECT no período posterior à atuação da frente fria também reduziu, de acordo com a diminuição do cisalhamento do vento em superfície. Porém, mesmo com a redução, a velocidade do vento se manteve em média superior à intensidade observada no período inicial, o que levou a uma maior produção dinâmica de turbulência se comparada ao período anterior à frente fria.

Os resultados do balanço de ECT calculado para o período de estudo, mostraram que a mistura turbulenta no oceano superficial foi promovida principalmente pelo efeito do cisalhamento do vento na interface ar-mar, que aliado à produção de turbulência devido ao termo de empuxo, agiu intensificando os movimentos verticais durante o período de atuação da frente fria, homogeneizando a temperatura e salinidade até o fundo.

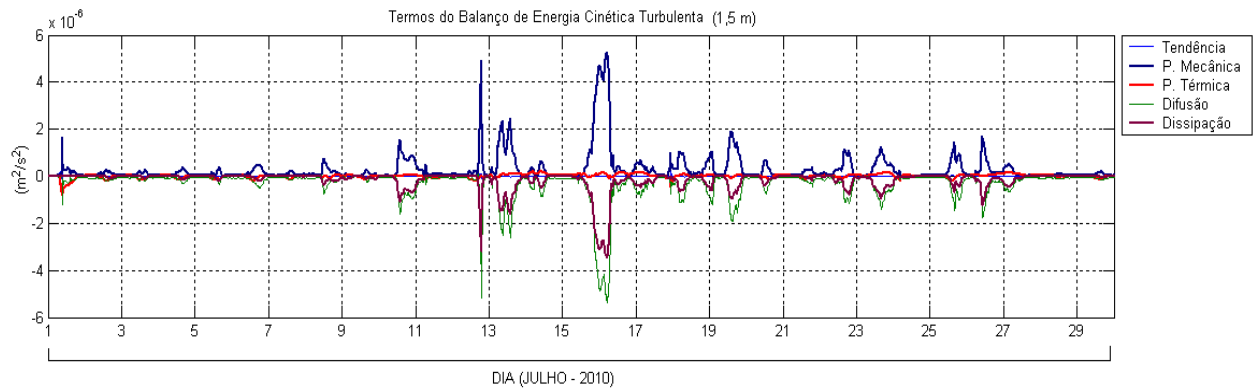


Figura 15 - Evolução temporal dos termos da equação da energia cinética turbulenta (ECT) calculados em superfície (1,5 m) para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010).

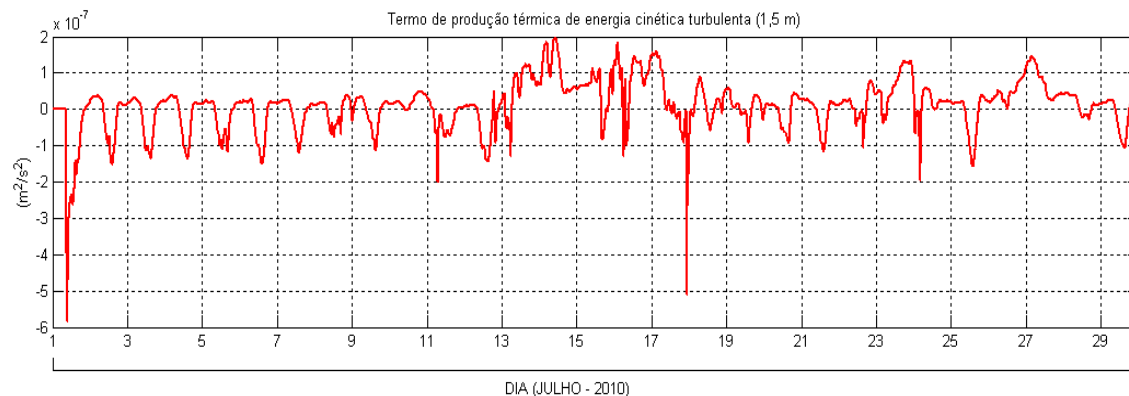


Figura 16 - Evolução temporal do termo de produção térmica calculado em superfície (1,5 m) para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010).

Os termos do balanço de ECT influenciam diretamente na espessura da camada de mistura oceânica (CMO), que pode variar significativamente sua extensão vertical na escala sinótica com a passagem de frentes frias, e a consequente intensificação dos fluxos turbulentos causada por estes sistemas (PEREIRA *et al.*, 1988; DOURADO & OLIVEIRA, 2001). Em áreas costeiras, além do efeito dos processos de interação ar-mar no desenvolvimento da CMO, a evolução vertical desta camada pode também ser fortemente influenciada pela turbulência gerada no fundo, devido tipicamente ao cisalhamento das correntes de maré, e a quebra de ondas de superfície (BURCHARD *et al.*, 2008). Sendo assim, a turbulência produzida na camada limite de fundo pode se somar à mistura gerada na superfície, produzindo uma única camada turbulenta ao longo de toda coluna d'água (HAIDVOGEL *et al.*, 2000; DORON *et al.*, 2011; ROMAN *et al.*, 2010).

Nesse sentido, para investigar aqui o papel dos termos de ECT na evolução vertical da camada de mistura oceânica, neste trabalho foi utilizado um critério baseado na turbulência, de acordo com Burchard *et al.* (2001), para estimar a profundidade da CMO durante o período de estudo. Esta foi definida como sendo a profundidade onde a produção de energia cinética turbulenta é mínima. A fim de avaliar o papel do cisalhamento das correntes no fundo na evolução da CMO, a profundidade desta camada foi estimada a partir de uma simulação em que se considerou o *stress* no fundo (Eq.12), e outra simulação em que o *stress* foi definido como zero.

Como o modelo não considera os termos de advecção e, como foi visto anteriormente, as frequências de maré exerceram influência relevante na variabilidade total das correntes medidas, o *stress* no fundo foi calculado a partir de uma simulação reinicializada a cada 5 dias de integração, a partir os dados observados da velocidade da corrente no fundo. O *stress* no fundo calculado para o período de estudo é apresentado na figura 17. Nela é possível observar que com a entrada da frente fria no dia 13 de Julho, e a conseqüente intensificação na velocidade da corrente, o *stress* no fundo aumentou de forma significativa, chegando a $0,017 \text{ N.m}^{-2}$ para a velocidade da componente zonal. O *stress* gerado pela componente meridional foi menos intenso durante todo o período, uma vez que a variabilidade observada em sua velocidade esteve menos associada à influência das marés.

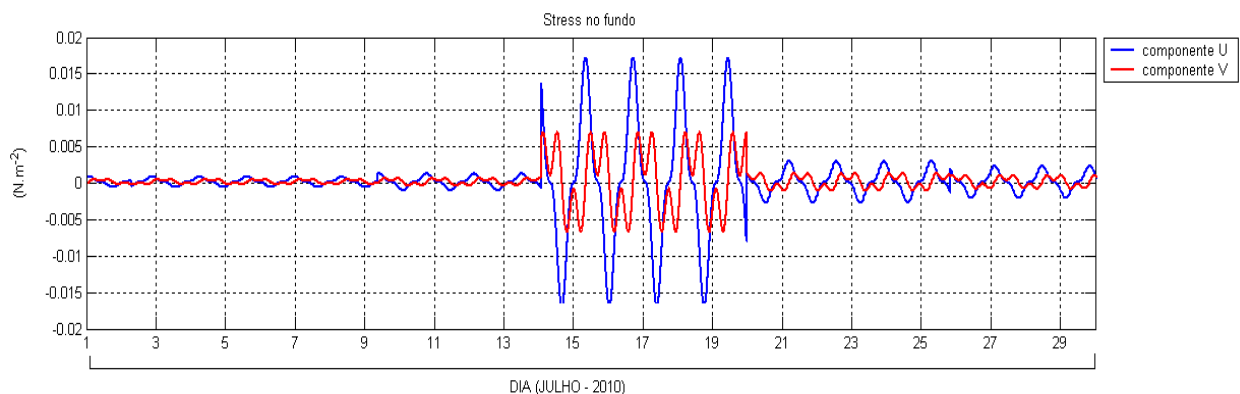


Figura 17 - Evolução temporal do stress no fundo estimado para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010), a partir de uma simulação com inicialização a cada 5 dias.

A evolução temporal da profundidade da camada de mistura oceânica estimada para o período de estudo, considerando a simulação sem o *stress* no fundo, e a simulação em que este foi considerado, é apresentada na figura 18. Nesta é possível observar que para as duas simulações a profundidade da CMO apresentou ciclos diurnos bem marcados durante todo o período, e que a inclusão do *stress* no fundo levou a um incremento médio na espessura da camada de mistura, cuja sua extensão vertical chegou a 10 m em praticamente todos os dias. Isto mostra que a produção dinâmica de turbulência junto ao fundo, devido ao cisalhamento da corrente, mesmo no período anterior à passagem frontal onde o *stress* no fundo foi menos intenso, atuou gerando uma camada turbulenta que se estendeu da superfície até o fundo.

Na simulação sem o *stress* no fundo, a CMO estimada para o período de estudo foi menos profunda no período anterior à passagem da frente fria, e variou com ciclos diurnos da ordem de 5m, chegando a valores máximos durante o dia, e mínimos durante a noite. Esta variação diurna foi assegurada essencialmente pela forçante dinâmica (ventos), mesmo que a produção térmica de ECT tenha atuado para um comportamento inverso da CMO, isto é, uma retração durante o dia devido à inibição de movimentos turbulentos pelo aquecimento da radiação solar, e um aprofundamento noturno com a instabilidade gerada pelas perdas de calor à atmosfera (ANDERSON *et al.*, 1996). Os resultados do balanço de ECT mostraram que houve um ciclo diurno da produção térmica, no entanto, como o termo de produção mecânica foi superior em uma ordem de grandeza, o desenvolvimento da camada de mistura oceânica foi mantido pela produção dinâmica de turbulência. Antes da entrada da frente fria (dia 1 a 12), a profundidade da CMO chegou a um valor máximo de 6,8 m no dia 10, associado a um máximo do termo de produção mecânica antes da frente fria.

Com a entrada da frente fria no dia 13 de Julho, e a maior produção de ECT no oceano superior devido à intensificação dos ventos e o aumento nos fluxos de calor, a CMO estimada sem o *stress* sofreu um aprofundamento da ordem de 7 m. Durante o período de atuação do sistema frontal (dia 13 a 17), a CMO se manteve então mais profunda, mas a sua espessura só se estendeu até o fundo (10 m) no dia 15, em que foi verificado o máximo no termo de produção mecânica. Nos outros dias de atuação da frente fria, a CMO apesar de ter chegado a valores próximos a 10 m, não se estendeu até o fundo. É importante observar ainda, que como o termo de produção térmica atuou gerando ECT durante a atuação do sistema frontal, a profundidade da camada turbulenta, que antes da frente fria chegava a se extinguir durante a noite, reduziu de acordo com o ciclo diurno mas não chegou a zero.

Após a atuação do sistema frontal, a profundidade da CMO estimada sem o *stress* no fundo, reduziu de acordo com a diminuição da velocidade do vento em superfície e a redução nos fluxos de calor, porém a sua espessura se manteve superior ao período anterior à frente fria. Isto porque a produção de ECT foi maior em relação ao período inicial, tanto pelo cisalhamento do vento, quanto pelo termo de produção térmica, que apresentou valores positivos e agiu para que a camada turbulenta não se extinguísse. Esta diminuição da profundidade da CMO após a passagem da frente fria não foi verificada para os valores profundidade da CMO estimada com o *stress* no fundo, uma vez que o cisalhamento das correntes no fundo assegurou uma maior produção de turbulência.

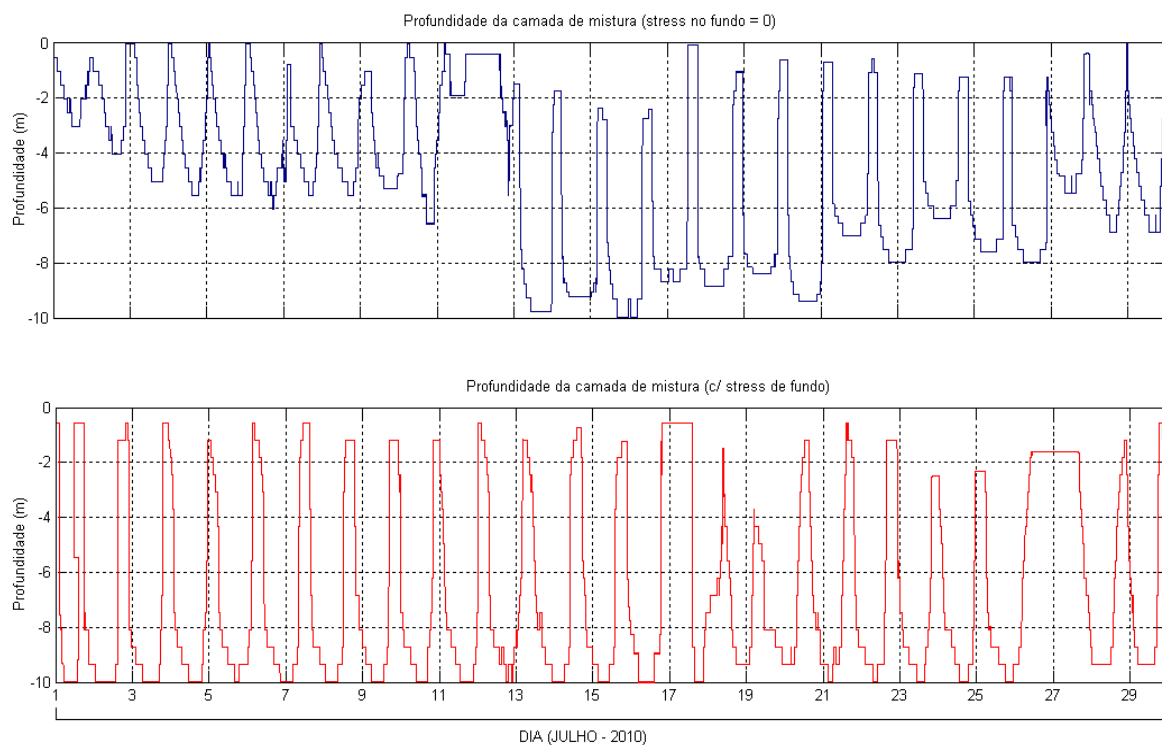


Figura 18 - Evolução temporal da profundidade da camada de mistura oceânica estimada para o período de estudo (1 a 29 de Julho de 2010).

Os resultados das propriedades turbulentas calculadas evidenciaram que a forçante mecânica foi a principal responsável pela formação da CMO durante o período de estudo, tanto pelo cisalhamento do vento na superfície, quanto pela turbulência gerada pelas correntes no fundo. Os resultados foram semelhantes àqueles encontrados por Dourado e Oliveira (2008). Estes autores, ao investigar o impacto dos contrastes térmicos entre o ar e o mar nas camadas limite atmosférica e oceânica na região de Cabo Frio, verificaram um aprofundamento de até 5,4 m da CMO associado à passagem de uma frente fria e a turbulência na interface ar-mar.

4 CONCLUSÃO

A evolução temporal da estrutura vertical da camada limite oceânica, em uma região de plataforma interna rasa, foi investigada utilizando um modelo unidimensional de camada limite baseado em Mellor e Yamada (1982) (DOURADO & OLIVEIRA, 2008). Dados de uma estação meteorológica, e de um fundeio oceanográfico sobre a isóbata de 10 metros na plataforma interna rasa do litoral do Paraná (25° S, 48° W), foram utilizados para inicializar, forçar e validar o modelo para o período de 1 a 29 de Julho de 2010.

As mudanças mais significativas observadas nas condições meteorológicas e na temperatura do mar e salinidade medidas pelo fundeio durante o período de estudo, estiveram associadas à passagem de uma frente fria, que são sistemas sinóticos atuantes durante todo o ano na região (RODRIGUES *et al.*, 2004). Os dados da velocidade da corrente obtidos no fundeio também mostraram a influência do sistema frontal, contudo, seus resultados filtrados a partir de um filtro de passa alta, mostraram que as variações dentro das frequências de maré exerceram importância significativa na variabilidade das correntes durante o período de estudo.

Apesar de se tratar de uma região costeira onde o efeito dos fenômenos tridimensionais é significativo, os resultados das simulações mostraram que o modelo unidimensional reproduziu bem, tanto o ciclo diurno da temperatura do mar na superfície, quanto o resfriamento da ordem de 2 °C observado da temperatura na superfície e no fundo devido à passagem da frente fria. A entrada desse sistema meteorológico no dia 13 foi caracterizada pelo aumento na velocidade do vento, e uma consequente intensificação dos fluxos de momentum ao oceano, atuando na mistura turbulenta na interface ar-mar, que aliada à baixa umidade e temperatura do ar, induziu um aumento nos fluxos turbulentos de calor latente e sensível direcionados à atmosfera.

A intensificação nos fluxos e uma diminuição na radiação líquida provocaram uma alteração no balanço de energia em superfície, com uma perda líquida de até – 350 W/m², que levou a uma modificação na estrutura vertical do oceano superior. Isto porque as perdas de calor atuaram gerando turbulência na camada de mistura oceânica, e assim, modificaram a situação de estabilidade verificada no período inicial de simulação, em que a temperatura na superfície e no fundo não variou significativamente.

Os resultados do balanço de energia cinética turbulenta calculado para o período de estudo, mostraram que a mistura turbulenta no oceano superficial foi assegurada principalmente pelo efeito do cisalhamento do vento na interface ar-mar. A produção dinâmica, aliada à produção térmica de turbulência, agiu intensificando os movimentos verticais no interior da camada de mistura oceânica com a passagem da frente fria, homogeneizando a temperatura e a salinidade até o fundo. Este efeito foi bem representado pelo modelo. Além disso, esta maior produção dinâmica de energia cinética turbulenta, com a entrada da frente fria, atuou em um aprofundamento da ordem de 7 m na extensão vertical da camada de mistura oceânica.

Os resultados deste estudo evidenciaram então que a camada de mistura oceânica durante todo o período foi modulada pela turbulência de origem mecânica, tanto devido ao cisalhamento do vento na superfície, quanto pela turbulência gerada pelas correntes no fundo. Assim, isto indica um possível efeito integrado entre a camada limite oceânica de superfície e a camada limite de fundo, que em regiões costeiras de águas rasas estão em proximidade (DURSKI et al., 2004), o que pode gerar mistura turbulenta importante no transporte de sedimentos no fundo, e constituintes químicos importantes para atividade biológica (RENAUDIE *et al.*, 2011).

Sendo assim, de acordo com os resultados mostrados neste estudo, sugere-se para estudos posteriores investigar também o efeito das ondas de gravidade superficiais na geração de turbulência na camada limite de superfície, e também o seu efeito na camada limite de fundo. Além disto, a realização de estudos semelhantes a estes em outras regiões costeiras, seria importante para o entendimento e comparação do acoplamento ar-mar em pequena escala, para distintas condições meteorológicas e oceânicas.

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.
- ANGELOTTI, R. **Variabilidade da Pluma e da Estratificação Termo- Halina na desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá e Plataforma Continental adjacente**. 153f. Dissertação (Mestrado em Sistemas Costeiros e Oceânicos) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2008.
- ALBERTINI, A. L. 2010. **Caracterização das correntes da plataforma rasa no Balneário de Shangrilá, PR, Brasil**. 94p. Dissertação Mestrado em Sistemas Costeiros e Oceânicos) - Centro de Estudos do Mar, Universidade Federal do Paraná, 2010
- BALL, F. K. Control of inversion height by surface heating. **Q. J. R. Met. Soc.**, v. 86, p. 483-494, 1960.
- BURCHARD, H., Note on the q^2 equation by Mellor and Yamada [1982], **J. Phys. Oceanogr.**, 31, 1377-1387, 2001.
- BURCHARD, H., CRAIG, P.D., GEMMICH, J.R., VAN HAREN, H., MATHIEU, P.P., MEIER, H.E.M., NIMMO SMITH, W.A.M., PRANDKE, H., RIPPETH, T.P., SKYLLINGSTAD, E.D., SMYTH, W.D., WELSH, D.J.S. AND WIJESEKERA, H.W.,. Observational and numerical modelling methods for quantifying coastal ocean turbulence and mixing. **Prog. in Oceanography** 76, p. 399-442, 2008.
- BLACKADAR, A. K. The vertical distribution of wind and turbulence exchange in a neutral atmosphere. **J. Geophys. Res.**, v. 67, p. 3095-3102, 1962.
- BLUMBERG, A.F.; MELLOR, G.L.A. Description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: HEAPS, N.S. (Ed.) **Three-dimensional coastal ocean models**. American Geophysical Union, Washington, 1987, p. 1-16.
- CASTRO, BM.; BRANDINI, FP.; PIRES-VANIN, AMS;MIRANDA, LB.; Multidisciplinary oceanographic process on the western Atlantic continental shelf between 4°N and 34°S. In ROBINSON, AR. and BRINK, KH. (Ed.). **The Sea**. Cambridge: Havard Univ. Press. v.14, p. 259-293., 2006.
- 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.
- CHEN, C.; LIU, H.; BEARDSLEY, R.C. An unstructured grid, finite-volume, three-dimensional, primitive equations ocean model: Application to coastal ocean and estuaries. **J. Atmos. Ocean. Technol.**, v. 20, p. 179–186, 2003.
- 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.; MADEC, G.; FISCHER, A.S.; LAZAR, A.; IUDICONE, D. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. **J. Geophys. Res.**, v. 109, 2004.

DORON, P.L.; BERTUCCIOLI, J.K.; OSBORN, T.R. Turbulence characteristics and dissipation estimates in the coastal ocean bottom boundary layer from PIV data. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 31, p. 2108–2134, 2001.

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.; 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. 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 shor-term variation over the coastal upwelling region of Cabo Frio, Brazil. **Atmosfera.**, v. 21, p. 13-34, 2008.

DURSKI S.M; GLENN S.M; HAIDVOGEL D.B. 4. Vertical mixing schemes in the coastal ocean: Comparison of the level 2.5 Mellor-Yamada scheme with an enhanced version of the K profile parameterization. **Journal of Geophysical Research**, v.109, 2004.

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.

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.

HAIDVOGEL, D.B.; BLANTON, J.; KINDLE, J.C.; LYNCH, D.R. Coastal ocean modeling: processes and real-time systems. **Oceanography**, v. 13, p. 35–46, 2000.

- HOLT, J.; UMLAUF, L. Modelling the tidal mixing fronts and seasonal stratification of the Northwest European Continental shelf. **Continental Shelf Research**, v.28., p. 887–903.
- JACOBS, J.D. Radiation climate of Broughton Island. **Occas. Pap.** v. 26 , p. 105–120, 1978.
- KHANTA, L.H.; CLAYSON, C.A. An improved mixed layer model for geophysical applications. **J. Geophys. Res.**, v. 99, p. 25235 – 25266, 1994.
- LANA, P. C; MARONE, E.; LOPES, R. M.; MACHADO, E.C. The subtropical estuarine complex of Paranaguá Bay, Brazil. In: SEELIGER, U.; LACERDA, L. D; KJERFVE, B. (Ed.). **Coastal Marine Ecosystems of Latin America**. Berlin: Springer- Verlag, 2000. p. 131-145., 2000
- LAMOUR, M. R. **Morfodinâmica Sedimentar da Desembocadura do Complexo Estuarino de Paranaguá - PR. Paraná**. 162p. Tese de Doutorado. Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 2007.
- LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; DONEY, S. C. Oceanic vertical mixing: a review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. **Rev. Geophys.**, v. 32, p. 363-403, 1994.
- LUCAS, L. V.; CLOERN, J. E.; KOSEFF, J. R.; MONISMITH, S. G.; THOMPSON, J. K. **Journal of Marine Research**, v. 56, n. 2, p. 375-415, 1998.
- 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.
- LEMCKERT, C. J., CAMPBELL, P. G. AND JENKINS, G. A., 2011. Turbulence in the Bottom Boundary Layer of Moreton Bay, Queensland, Australia. **Journal of Coastal Research**,, p. 1091 - 1094, 2011.
- 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.A.; 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.
- MOOERS, C.N.K. **Coastal Ocean Prediction, Estuarine Series**. 1.ed. American Geophysical Union, 1999, 523 p.
- MOUM, J. N.; W. D. SMYTH. Upper ocean mixing. **Encyclopedia of Ocean Sciences**, Vol. 6, Academic Press, p.3093–3100., 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.
- NOERNBERG, M. A. *et. al*, 2007. **Características Hidrográficas da Plataforma Rasa Paranaense**. Projeto de Pesquisa – Descrição detalhada: CNPq Edital Universal no 15/2007.
- PERSSON, G.P.O.; HARE, J.E.; FAIRALL, C.W.; OTTO, W.D. Air–sea interaction processes in warm and cold sectors of extratropical cyclonic storms observed during FASTEX. Q.J.R. **Meteorol. Soc.**, v.131, p. 877–91, 2005.
- RODI,W., Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified flows, **J. Geophys. Res.**, 92, 5305–5328, 1987
- ORTON, P. M.; ZAPPA, C. J; MCGILLIS, W. R. 2010. Tidal and atmospheric influences on near-surface turbulence in an estuary. *J. Geophys. Res.* v.115, p.57-69, 2010.
- 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.
- RANDALL, D. A.; SHAO, Q.; MOENG, C-H. A second-order bulk boundary-layer model. **J. Atmos. Sci.**, v.49, p. 1903–1923, 1992.
- RENAUDIE, C.; MOREL, Y., HELLO, G., GIORDANI, H.; BARAILLE, R. Observation and analysis of mixing in a tidal and wind-mixed coastal region. **Ocean Modelling**, v. 37(3), p.65-84, 2011.
- ROBINSON, A.R. Physical processes, field estimation and an approach to interdisciplinary ocean modeling. **Earth-Science Reviews**, v. 40, p. 35–54, 1996.
- RODI, W. Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids, **J. Geophys. Res.**, v. 92, p.5305–5328., 1987.
- 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
- ROMAN, F.; STIPCICH, G.; ARMENIO, V.; INGHILESI, R.; CORSINI, S. Large eddy simulation of mixing in coastal areas. **International Journal of Heat and Fluid Flow**, v. 31, p. 327-341, 2010.
- 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.
- 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.
- BURCHARD , H; UMLAUF, L. Observations and mixed layer modelling of mixed layer turbulence: Do they represent the same statistical quantities ? **Deep-Sea Research II**, v.52, p.1069-1074, 2005.

VEIGA, F. A. **Processos Morfodinâmicos e Sedimentológicos na Plataforma Continental Rasa Paranaense**. 193 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 2005.

ORTON, P. M.; ZAPPA, C. J; MCGILLIS, W. R. Tidal and atmospheric influences on near-surface turbulence in an estuary, **J. Geophys. Res.**, v. 115, 2010.

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.

WIJESEKERA, H.; PAULSON, C.; SKYLLINGSTAD, E. Modeling the evolution of a fresh sea surface anomaly produced by tropical rainfall. **Journal of Geophysical Research**, v. 108(C11), 2003.

ZAVIALOV, P; MOLLER, O. JR; CAMPOS, E. First direct measurements of currents on the continental shelf of Southern Brazil. **Continental Shelf Research**. v.22, p.1975-1986, 2002.

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