

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

VITOR GALAZZO DE PAIVA

ESTRUTURA VERTICAL DAS CORRENTES MARINHAS E  
SUA RELAÇÃO COM O VENTO EM UM PONTO DA  
PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA PARANAENSE

PONTAL DO PARANÁ PR

2016

VITOR GALAZZO DE PAIVA

ESTRUTURA VERTICAL DAS CORRENTES MARINHAS E  
SUA RELAÇÃO COM O VENTO EM UM PONTO DA  
PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA PARANAENSE

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

Área de concentração: *Oceanografia*.

Orientador: Mauricio Almeida Noernberg.

PONTAL DO PARANÁ PR  
2016

CATALOGAÇÃO NA FONTE:  
UFPR / SiBi - Biblioteca do Centro de Estudos do Mar  
Fernanda Pigozzi – CRB 9/1151

Paiva, Vitor Galazzo de  
P149e Estrutura vertical das correntes marinhas e sua relação com o vento em um ponto da  
Plataforma Continental Interna Paranaense. / Vitor Galazzo de Paiva. – Pontal do Paraná,  
2016.  
32 f.: il., 29 cm.

Orientador: Prof. Dr. Maurício Almeida Noernberg.

Monografia (Graduação) – Curso de Oceanografia, Centro de Estudos do Mar, Setor  
Reitoria, Universidade Federal do Paraná.

1. Oceanografia. 2. Hidrografia – corrente marinha. I. Título. II. Noernberg, Maurício  
Almeida. III. Universidade Federal do Paraná.

CDD 551.46

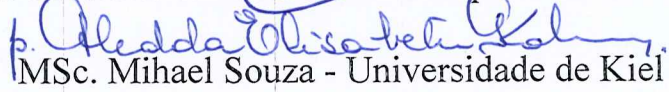
## TERMO DE APROVAÇÃO

Vitor Galazzo de Paiva

**“Estrutura vertical das correntes marinhas e sua relação com o vento em um ponto da Plataforma Continental Paranaense.”**

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. Alexandre Bernardino Lopes - CEM/UFPR

  
MSc. Mihael Souza - Universidade de Kiel

  
Prof. Dr. Mauricio Almeida Noernberg  
Presidente

Pontal do Paraná, 16 de dezembro de 2016

À minha mãe,  
com muito amor,  
dedico.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus, por me dar sustentação para atravessar a graduação e forças para a realização deste trabalho.

Ao Dr. Mauricio A. Noernberg pela orientação e pelo apoio durante o tempo em que estive sob seus cuidados. Ao Dr. Eduardo Marone que o foi o primeiro a abrir as portas do Grupo de Física Marinha do CEM pra mim. Aos Drs. Alexandre Lopes e Marcelo Dourado, ao Ms. Mihael Souza pelas contribuições para a realização deste trabalho.

À minha mãe por não medir esforços para que eu pudesse chegar até aqui e ao meu pai pelas orações e por sempre me incentivar a estudar.

À Marina, pelo companheirismo, amor, dedicação e aprendizado durante quase todo o período de graduação em que estivemos juntos. “Valeu Miks!!!”.

À André, Frinia, Gabriela, Homero, Laísa (Lansan), Lucas (Urso), Nathalia (Natys), Phellipe (Colono), Pedro (Pedrita), Vitor (Vitão) e à todos os companheiros que fizeram parte dessa caminhada.

Muito Obrigado!

*Se o sentido dos ventos é o de onde eles vêm  
e o das correntes para onde elas vão,  
que ventos de propósito soprem à quem,  
acorrentado, segue sem direção.*

*próprio autor*

## RESUMO

O comportamento hidrodinâmico da Plataforma Continental Interna Paranaense (PCIP) ainda é pouco conhecido quando comparado com a porção norte do Embaiamento Sul Brasileiro (ESB) pela proximidade com as maiores metrópoles do país. Com o intuito de estudar a estrutura vertical das correntes e sua relação com o vento, dados de velocidade e direção destes dois parâmetros foram coletados através de uma boia oceanográfica, fixada nas proximidades da desembocadura sul do Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP) (25° 29,77' S, 48° 19,46' O) a aproximadamente 10 km da costa sobre a isóbata de 16 m. O período de medições utilizado foi de 183 dias (17 de dezembro de 2013 – 17 de julho de 2014). A velocidade máxima registrada das correntes foi de 58,9 cm.s<sup>-1</sup>. O fluxo predominante das correntes é paralelo a costa (orientação sudoeste – nordeste). Durante o verão predominam os fluxos com direção para sudoeste com inversões durante a passagem de sistemas frontais, com a aproximação do inverno os fluxos vão tendendo para a nordeste. As séries de velocidade das correntes e tensão do vento foram bem correlacionadas, sendo que a correlação entre as componentes longitudinais filtradas dos dois parâmetros foi 0,8. Entretanto, fluxos anômalos das correntes em relação à tensão do vento foram encontradas logo após a passagens de sistemas frontais. Tais eventos foram atribuídos ao efeito de molhe exercido pelo delta de maré vazante do CEP sobre os fluxos ainda intensos pós-frontais.

Palavras-chave: Hidrografia. Correntes costeiras. Correntes forçadas pelo vento. Plataforma interna. Frentes frias. Paraná.

## ABSTRACT

The hydrodynamic behavior of the Inner Continental Shelf of Paraná (ICSP) still poorly known compared to the northern portion of the South Brazilian Bight (SBB), due to its proximity to the biggest metropolis in the country. In order to study the vertical structure of the currents and their relation to the wind, velocity and direction data of these two parameters were collected through an oceanographic buoy, fixed near the southern mouth of the Estuarine Complex of Paranaguá (ECP) (25° 29,77 'S, 48° 19.46' W) approximately 10 km from the coast on the 16 m isobath. It was measured during 183 days (December 17, 2013 - July 17, 2014). The maximum recorded velocity of the currents was 58.9 cm.s<sup>-1</sup>. The predominant flow of the currents is parallel to the coast (southwest - northeast orientation). During the summer southwestward flows are predominant, showing inversions during the passage of frontal systems. As the winter approaches, the flows tend to northeast. The current velocity and wind stress series were well correlated, and the correlation between the filtered longitudinal components of the two parameters was 0.8. However, anomalous flows of the currents in relation to wind stress were found right after the passage of frontal systems. Such events have been assigned to the jetty effect exerted by the low tidal delta of the ECP on the still intense post-frontal flows.

Keywords: Hydrography. Coastal currents. Wind-driven currents. Inner shelf. Cold fronts. Paraná.

## 1 INTRODUÇÃO

A plataforma continental (PC), segundo Heezen *et al.* (1959), é definida geomorfologicamente como uma área plana, de relevo suave, gradiente de inclinação inferior a 1/1000 e largura variando de poucas milhas até mais de 200 milhas distante da costa (quando o gradiente de inclinação do assoalho marinho aumenta bruscamente para  $>1/40$ ). É mundialmente limitada a profundidades menores que 460m, sendo a média inferior a 185m, motivo da isóbata de 200m ser convencionalizada como profundidade limite da PC (Heezen, *et al.*, 1959).

Dentre os fatores que influenciam a hidrografia plataformal os processos com escala temporal semidiurna (12h) e sazonal (um ano) são determinantes para os mecanismos de transporte de água, de organismos e de substâncias dissolvidas ou em suspensão, sejam estas naturais ou introduzidas pelo homem (Castro *et al.*, 2006). As principais forças motrizes desses processos, com exceção das correntes de maré, são: a tensão do vento, a influência de correntes de contorno e a intrusão de *buoyancy* (“flutuabilidade”) oriundo da drenagem continental (Costa e Moller, 2011). A tensão do vento por sua vez, quando em estado estacionário de equilíbrio com força de Coriolis, oriunda da rotação da Terra, gera um transporte de volume ortogonalmente à esquerda (direita) da tensão de cisalhamento do vento no Hemisfério Sul (Norte) (Ekman, 1905), conhecido como transporte de Ekman.

A PC é geralmente dividida em porção proximal e distal, respectivamente referidas como plataforma interna e plataforma externa, separadas geologicamente pela isóbata de 50m (Mendes, 1992). A plataforma interna exerce um papel de extrema importância na dinâmica plataformal como um todo, pois é nela onde ocorre a maior interação da hidrodinâmica com a geomorfologia (Lentz, 1995).

A hidrografia de cada região costeira exerce grande influência sobre diversos processos geomorfológicos, químicos e biológicos, como: disposição, deposição e erosão sedimentar; disposição de nutrientes essenciais à produção primária; movimentação de organismos planctônicos; dispersão de poluentes; além de atividades pesqueiras e outras atividades antrópicas.

É necessário entender os diferentes processos envolvidos na dinâmica da plataforma interna, uma vez que tal conhecimento influencia diretamente na resolução de problemas comuns das regiões litorâneas (geralmente causados por intensas correntes costeiras associadas às ondas de gravidade e a elevações do

nível do mar) tais como erosões e enchentes, destruição de construções à beira-mar e assoreamento de canais navegáveis, além de auxiliar na determinação de sítios de descarte de sedimentos dragados (Costa e Moller, 2011).

Deste modo, o presente trabalho tem como objetivo estudar a variabilidade da estrutura vertical das correntes costeiras, bem como sua relação com o vento, através da análise de dados de intensidade e direção das correntes e do vento em um ponto da Plataforma Continental Interna Paranaense.

## 2 ÁREA DE ESTUDO

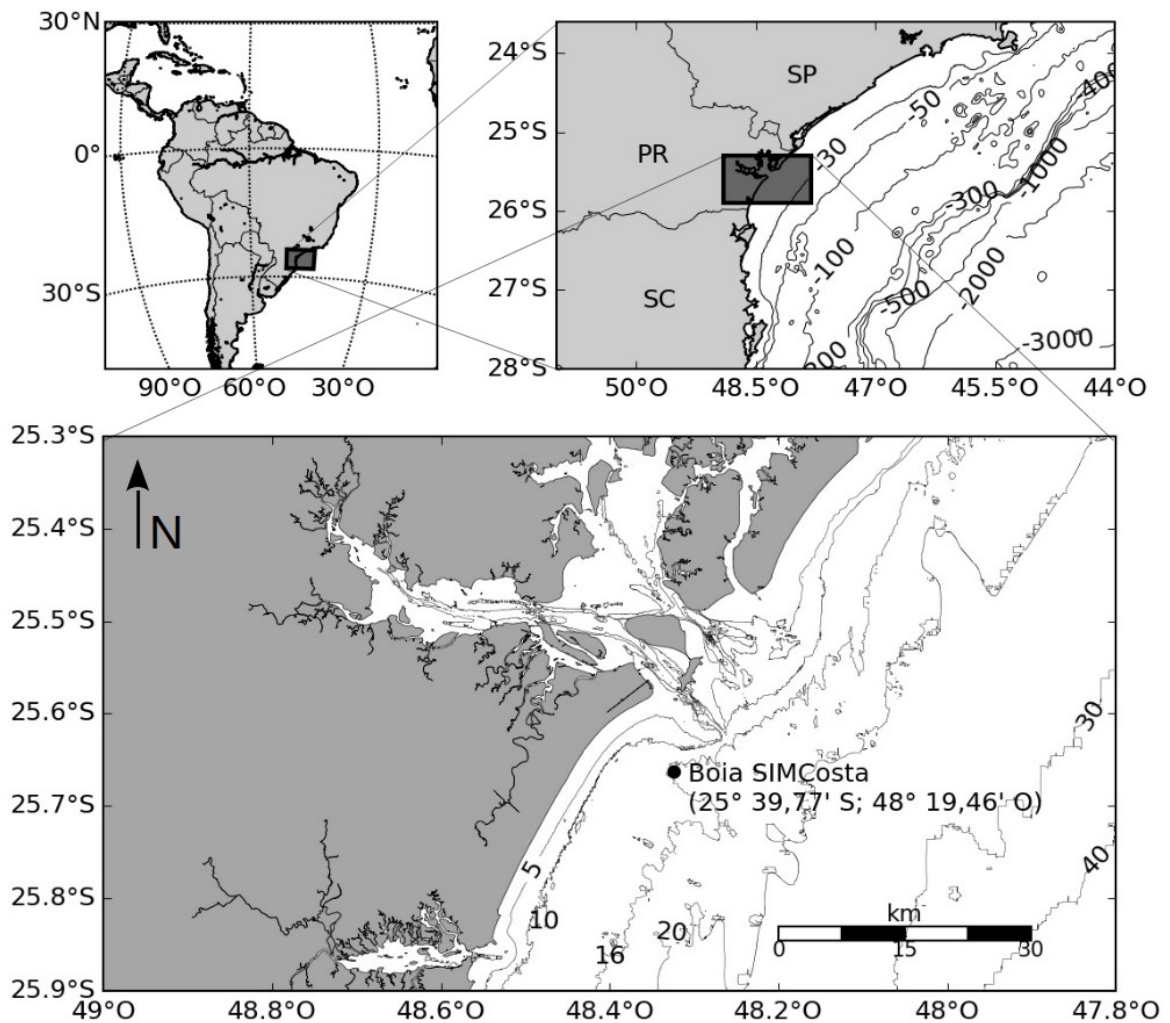


Figura 1. Mapa da área de estudo com a localização espacial da boia SIMCosta.

A Plataforma Continental Paranaense está inserida no Embaiamento Sul Brasileiro (ESB), compreendido entre Cabo Frio – RJ ( $23^{\circ} S$ ) e o Cabo de Santa Marta – SC ( $28,5^{\circ} S$ ), apresentando uma linha de costa côncava com ampla planície costeira. Os primeiros trabalhos sobre a estrutura hidrográfica do ESB (Emilsson, 1961; Kvinge, 1967) foram realizados próximo ao canal de São Sebastião ( $23,5^{\circ} S$ ), no estado de São Paulo, demonstrando que correntes fluindo para Nordeste eram forçadas por ventos de quadrante Sul e correntes para Sudoeste por ventos de quadrante Norte, correspondendo à frequência dos eventos atmosféricos de escala sinótica.

A respeito da dinâmica de ventos que atuam sobre o ESB, o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) tem uma forte atuação no verão com seu centro

de alta pressão bem definido sobre o oceano, gerando ventos de leste e nordeste. Durante o inverno os centros de alta pressão migram em direção ao continente e às baixas latitudes favorecendo a penetração de sistemas frontais, ou seja, ventos de sul e sudoeste (Vianelo e Alves, 1991).

Dentre as massas d'água encontradas no ESB, de acordo com vários trabalhos desenvolvidos na região (Emílsson, 1961; Miranda e Castro, 1979; Miranda, 1982; Matsuura, 1986; Castro e Miranda, 1998), estão:

- Água Tropical (AT) – transportada pela Corrente do Brasil (CB; corrente de contorno oeste quente e salina) estende-se da superfície até aproximadamente 200 m de profundidade e caracteriza-se por temperaturas acima de 20° C e salinidade acima de 36,4.
- Água Central do Atlântico Sul (ACAS) – oriunda do esfriamento da Corrente do Brasil, ao alcançar maiores latitudes, e do encontro com a Corrente das Malvinas na Convergência Subtropical. É menos salina e mais densa que a AT e caracteriza-se por temperaturas entre 20° e 10°C e salinidade <36,4 (Emilsson, 1961; Sverdrup *et al.*, 1942).
- Água Costeira (AC) – apresenta a menor salinidade entre elas (< 34) e resulta da mistura das águas oceânicas transportadas pela CB com as águas da drenagem continental, devido ao efeito combinado dos muitos pequenos e médios rios do ESB (Castro *et al.*, 2006). Em especial para a região de estudo, os rios do Complexo Estuarino de Paranaguá e da Baía de Guaratuba.

Castro *et al.* (1987) descreveram padrões distintos de distribuição de massas d'água em dois domínios (interior e costeiro, e exterior), divididos por uma zona frontal térmica bem definida no inverno. No verão, o domínio interior tem uma estratificação de massa em duas camadas, gerada pela intrusão da ACAS em direção à costa nas camadas subsuperficiais, intensificando a termoclina sazonal. No inverno, a estrutura térmica da região tende a uma quase homogeneidade vertical.

A Plataforma Continental Paranaense conta com dois sistemas estuarinos, a Baía de Guaratuba e o Complexo Estuarino de Paranaguá (CEP), este recebe cerca de 70% da drenagem continental da área da bacia hidrográfica litorânea do Estado do Paraná (Mantovanelli, 1999). Entretanto, o maior processo de fertilização das águas da ESB ocorre no inverno com a chegada de águas oriundas da drenagem continental do Rio da Prata, que segundo Moller *et al.* (2008), se deve a soma dos processos geostróficos com a constância de ventos de sul-sudoeste.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

A aquisição dos dados utilizados para este trabalho foi possível a partir do projeto SiMCosta (Sistema de Monitoramento da Costa Brasileira), que visa a implantação e manutenção de uma rede de monitoramento de variáveis oceanográficas e meteorológicas em fluxo contínuo ao longo da costa brasileira. Para tal, foi utilizada a boia oceanográfica WatchKeeper, fixada nas coordenadas 25° 39,77' S e 48° 19,46' O sobre a isóbata de 16 m, aproximadamente.

A boia realiza medições a cada hora cheia iniciando todos os sensores. Aos 5 minutos de medição o ADCP encerra sua atividade, aos 10 minutos os sensores meteorológicos terminam suas medições, aos 20 minutos o sensor de ondas encerra sua atividade, aos 25 minutos ela transmite as informações e “dorme” até próxima hora cheia. Dentre os sensores acoplados à boia estão o anemômetro Gill WindSonic e o ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) Nortek de 600kHz, este realiza medições de metro em metro a partir da profundidade de 1,71 m, sendo 0,48 m a profundidade a qual se encontra o sensor e 1,23 m o *blank* do aparelho.

Foram utilizados dados de intensidade e direção do vento e das correntes dentro de um período de 183 dias (17 de dezembro de 2013 – 17 de julho de 2014) referido aqui como Série 1 (S1). Dentro de S1 foi retirado um período de 15 dias (Série 2, S2) com o intento de analisar o evento mais energético registrado. A velocidade do vento foi convertida para tensão de cisalhamento do vento ( $\tau$ ) segundo Smith (1988). Os vetores foram decompostos com as devidas correções magnéticas e de orientação da linha de costa de acordo com Miranda *et al.* (2002), em componentes transversais à costa de  $\tau$  (CTV) e das correntes (CTC) e componentes longitudinais à costa de  $\tau$  (CLV) e das correntes (CLC), de modo que valores positivos nas componentes longitudinais representam movimentos para nordeste, nas componentes transversais os valores positivos são para noroeste, em direção a costa.

Para a remoção das oscilações de alta frequência, como o sinal de brisa do vento e de correntes de maré, foi utilizado um filtro passa-baixa do tipo Lanczos-Cosseno (Thompson, 1983), com frequência de corte igual a 1/40h, cobrindo com segurança a frequência inercial calculada para a região  $\approx 0,036$  c.p.h. (ciclos por hora), que é o inverso do período inercial ( $\approx 28$  h).

Para a determinação das oscilações dominantes na S1 foi utilizada a análise espectral que particiona a variância em função da frequência, baseada na transformada rápida de Fourier. Tal técnica permite a caracterização detalhada da distribuição da variância no domínio da frequência (Emery & Thomson, 2004). O método de Welch (1967) foi escolhido para tal análise utilizando uma janela do tipo *Hanning* com 1/3 do comprimento da série, sobreposição de 50% e intervalo de confiança de 95%. Conforme o fracionamento do comprimento da série há o aumento dos graus de liberdade, o que significa maior confiabilidade estatística embora ocorra a perda de resolução espectral. Por questões práticas e para melhor compreender os resultados desta análise, além da série do vento, apenas 4 profundidades de amostragem das correntes foram analisadas.

Tais camadas de fluxo das correntes também foram escolhidas para representar a coluna d'água nos gráficos polares de distribuição das direções de fluxo e nos *stickplots* para melhor visualização dos resultados, sendo apresentadas na Tabela 1 com suas respectivas profundidades.

Tabela1. Camadas de fluxo escolhidas e suas profundidades.

Camada	Profundidade (m)
1	2,71
2	6,71
3	10,71
4	14,71

Com o objetivo de encontrar uma relação de causa e efeito entre a tensão do vento e as correntes para a S1 foi utilizado o método de correlação cruzada descrito em Emery & Thomson (2004), verificando a correlação e a defasagem de tempo entre as séries.

## 4 RESULTADOS

### 4.1 SÉRIE 1

As direções preferenciais da origem da tensão do vento concentraram-se no quadrante S e E com intensidades médias de aproximadamente  $0.1 \text{ N.m}^{-2}$  e  $0,05 \text{ N.m}^{-2}$ , respectivamente (Figura 2a). O fluxo preferencial nas camadas superficiais da estrutura vertical das correntes apresentou um padrão bem ajustado à linha de costa (SO – NE). Nas camadas 1 e 2 as direções de fluxo mais frequentes foram dentro do quadrante NE, sendo também, as direções com maior intensidade média, respectivamente  $14,8$  e  $16,3 \text{ cm.s}^{-1}$  (Figuras 2b e 2c). Na camada 3 as direções preferenciais do fluxo são bem distribuídas dentro do quadrante N, com a direção de maior intensidade média,  $18,1 \text{ cm.s}^{-1}$ , voltada para NE (Figura 2d). Na camada 4 o fluxo predominante concentra-se no quadrante NO, entretanto, a direção de fluxo que apresenta a maior intensidade média continua sendo para NE, medindo  $15,4 \text{ cm.s}^{-1}$  (Figura 2e).

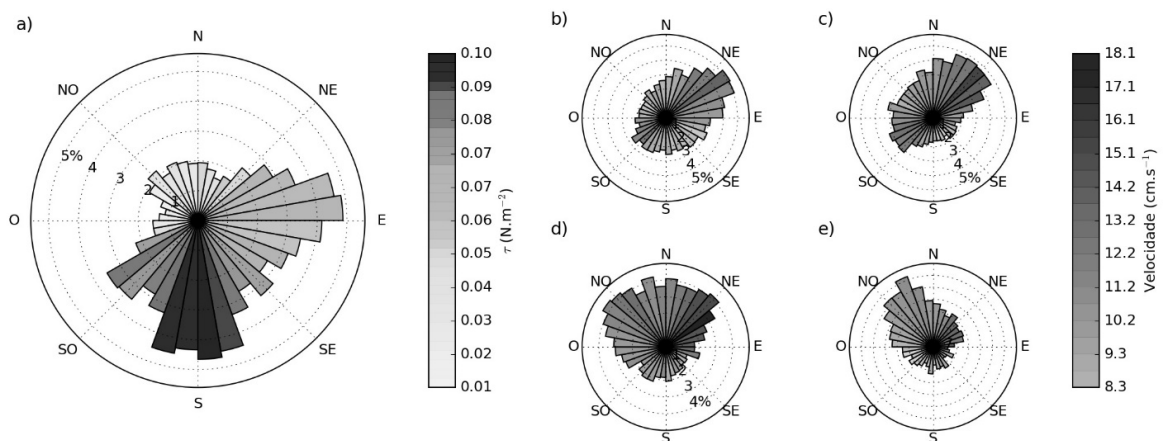


Figura 2. Distribuição polar das direções da origem da tensão do vento (a) e do fluxo das correntes nas camadas 1 (b), 2 (c), 3 (d) e 4 (e) para a S1. Direções distribuídas a cada  $10^\circ$  com suas respectivas intensidades médias em tons de cinza.

Os eventos de alta energia da  $\tau$  observados no *stickplot* (Figura 3a) são sempre do quadrante S para Norte, sendo eles mais espaçados no verão e mais frequentes do começo do outono em diante, no entanto, a resposta das correntes é mais intensa em relação aos eventos de alta energia ocorridos durante o verão. Durante tais eventos de alta energia da tensão do vento a coluna d'água é

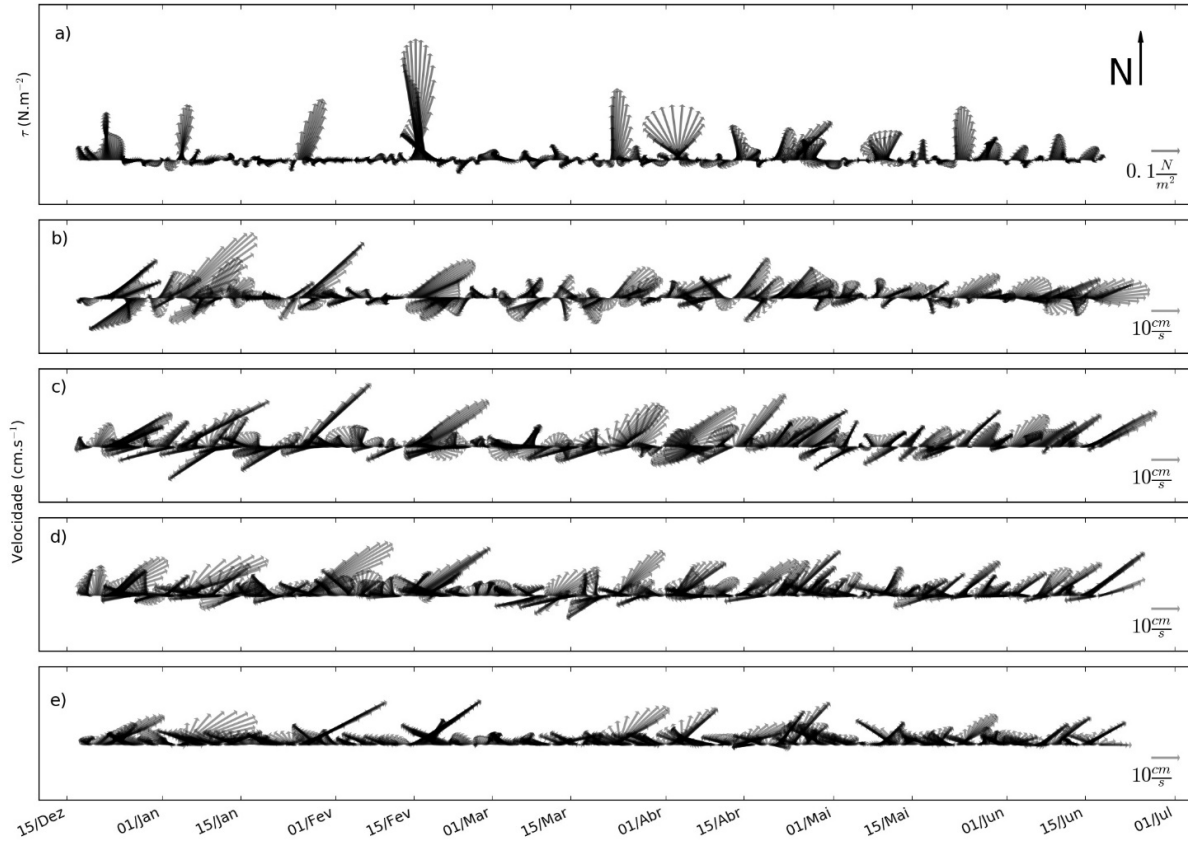


Figura 3. Stickplot dos vetores de  $\tau$  (a) e das correntes nas camadas 1 (b), 2 (c), 3 (d) e 4 (e) da S1.

influenciada por completo e com um ajuste a linha de costa bem definido (Figuras 3b – 3e), ajuste este observado mesmo nas profundidades mais inferiores onde o fluxo preferencial tende a ser perpendicular a costa no sentido NO (Figura 3e).

A CLV (Figura 4a) apresenta uma predominância de valores negativos no início da série com inversões de sentido durante eventos de alta energia. Conforme a transição de verão para inverno os valores vão tomando um caráter positivo. Na CTV valores positivos predominam durante toda a série com rápidas inversões (Figura 4b). Conforme a transição do verão para o inverno, o sentido predominante dos fluxos na CLC sofre uma alteração gradual de sudeste para noroeste, como observado na Figura 4c. Na CTC o fluxo predominante é em direção ao continente com inversões durante eventos de alta energia de  $\tau$  que vão ficando mais frequentes conforme a chegada do inverno (Figura 4d). Os valores médios de  $\tau$  e das correntes e suas respectivas componentes são apresentados na Tabela 2.

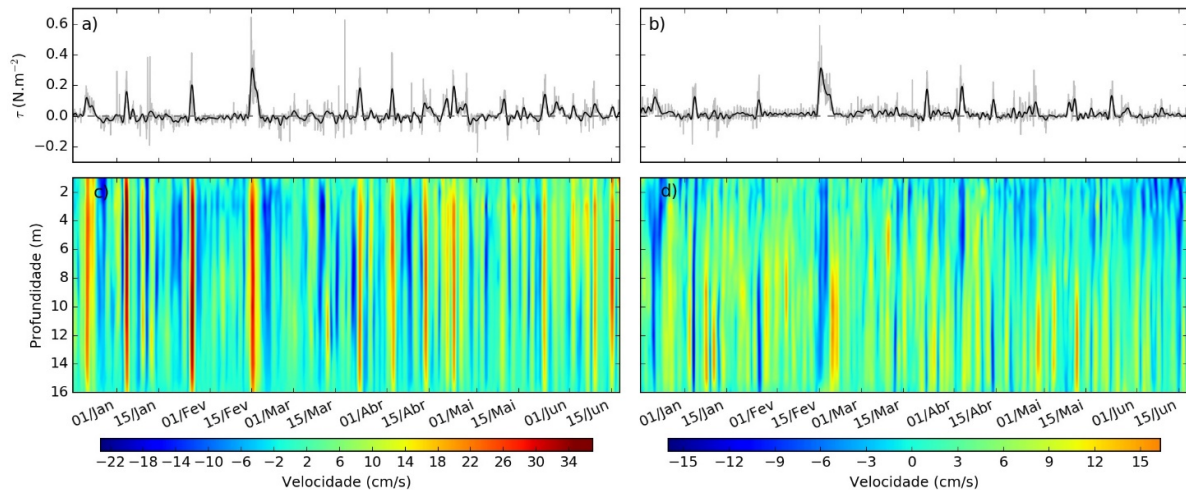


Figura 4. CLV (a) e CTV (b) observadas (cinza) e filtradas (preto). Diagrama *hovmöller* da CLC (c) e da CTC (d) para a S1. Valores positivos para NE nas componentes longitudinais e para NO nas componentes transversais.

Tabela 2. Valores médios observados e filtrados (negrito) para S1.

Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
Intensidade de $\tau$ (N.m <sup>-2</sup> )	0,0002	0,71	0,05	0,06
	<b>0,0</b>	<b>0,44</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>
CLV (N.m <sup>-2</sup> )	-0,23	0,64	0,01	0,06
	<b>-0,06</b>	<b>0,31</b>	<b>0,01</b>	<b>0,04</b>
CTV (N.m <sup>-2</sup> )	-0,18	0,59	0,02	0,06
	<b>-0,03</b>	<b>0,31</b>	<b>0,02</b>	<b>0,04</b>
Intensidade das correntes (cm.s <sup>-1</sup> )	0,0	58,9	12,0	5,1
	<b>-1,1</b>	<b>39,9</b>	<b>11,1</b>	<b>3,7</b>
CLC (cm.s <sup>-1</sup> )	-58,8	58,3	2,1	8,9
	<b>-23,2</b>	<b>36,9</b>	<b>2,1</b>	<b>7,1</b>
CTC (cm.s <sup>-1</sup> )	-40,6	39,9	2,0	6,4
	<b>-16,0</b>	<b>16,4</b>	<b>2,0</b>	<b>3,1</b>

Os picos de maior energia da S1 observados pela análise espectral das componentes longitudinais, tanto do vento quanto das correntes (Figura 5a e 6), foram no período de 10,2 dias. Para a CLV há um pico no período de 20,3 dias quase tão energético quanto o de 10,2. Picos menores em torno de 20, 6 e 3 dias também foram observados para a CLC. Para a CTV (Figura 5b) os picos mais energéticos foram nos períodos de 12,3 e 20,3 dias. Para a CTC (Figura 7), nas camadas 1 e 2 o pico mais energético foi no período de 20,5 dias; na camada 3 entre 10 e 12 dias aproximadamente; 3,4 e 2,8 dias na camada 4.

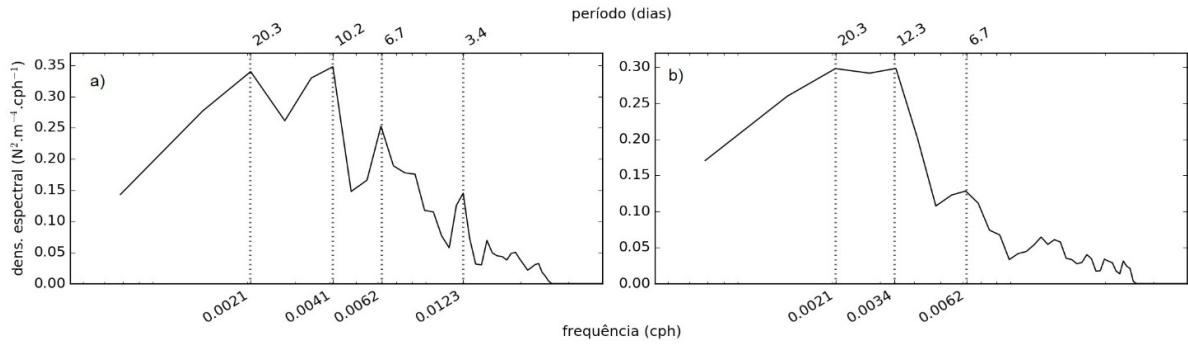


Figura 5. Análise espectral da componente longitudinal (a) e transversal (b) da tensão do vento.

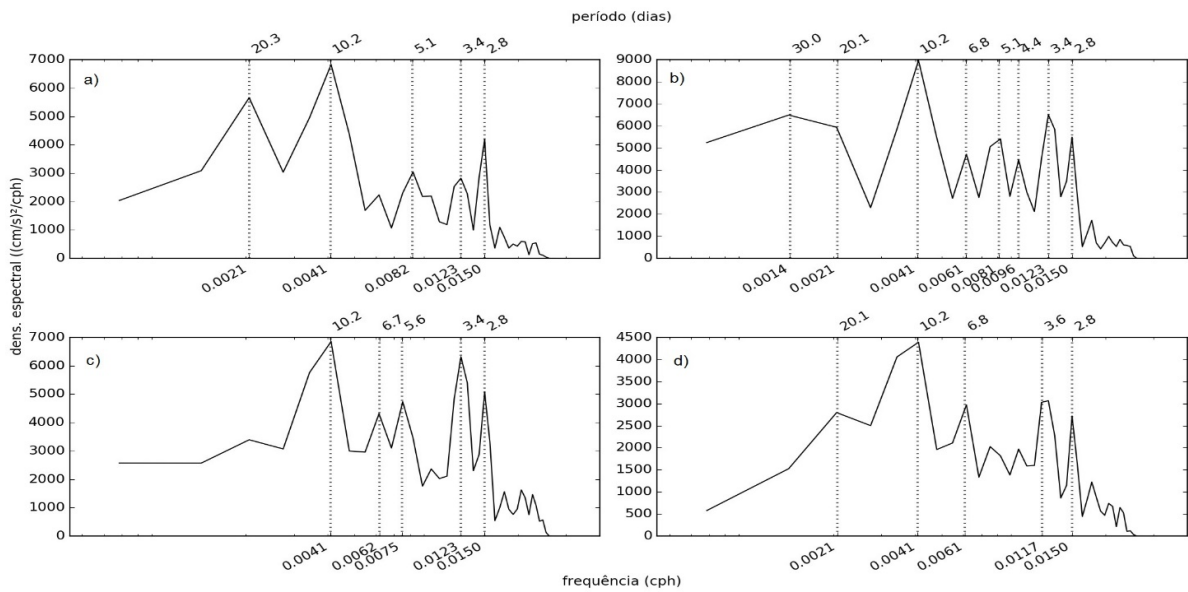


Figura 6. Análises espectrais das camadas 1 (a), 2 (b), 3 (c) e 4 (d) da CLC.

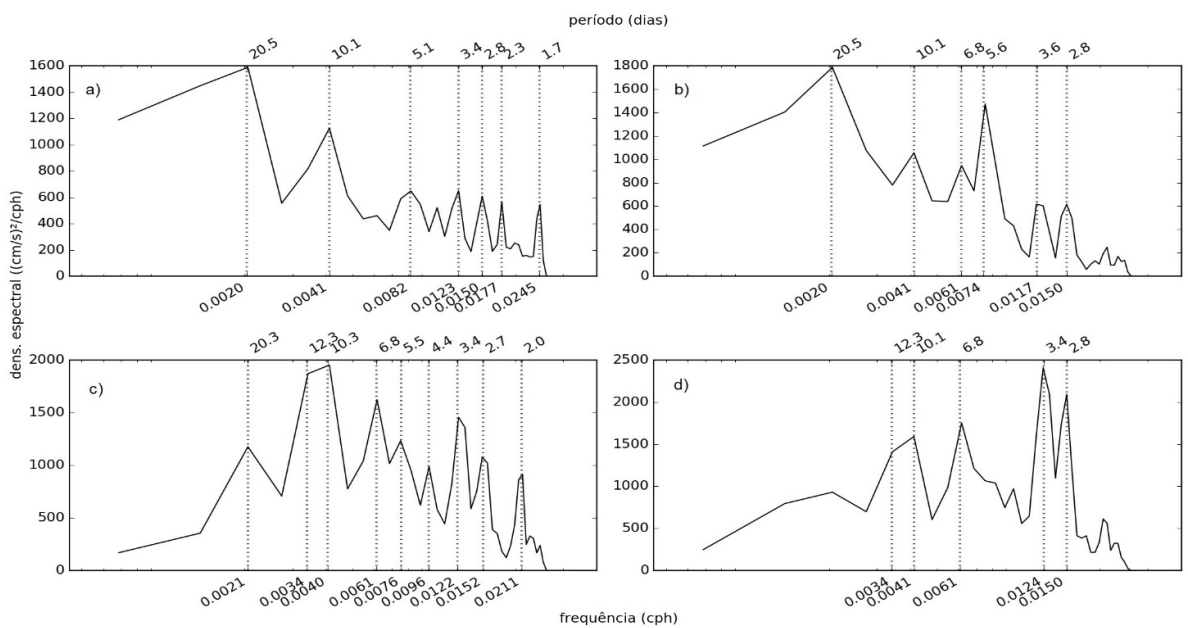


Figura 7. Análises espectrais das camadas 1 (a), 2 (b), 3 (c) e 4 (d) da CTC.

A correlação entre as séries de intensidade da  $\tau$  e a intensidade média das correntes foi de 0,49, com 2 horas de defasagem entre as séries. Entre a intensidade média das correntes e as componentes de  $\tau$ , as correlações foram 0,42 com a CLV e 0,32 com a CTV, com uma hora de defasagem para ambas as componentes (Figura 8). Para a intensidade de  $\tau$  com as componentes médias das correntes as correlações foram de 0,46 com a CLC e -0,2 com a CTC, com 1 e 0 horas de defasagem, respectivamente. Entre a CLV e a CLC a correlação foi de 0,59 (0,8 após a filtragem) com um atraso de fase de 2 a 3 horas entre as séries. Para as CTV e CTC a correlação foi de -0,18 defasada em 3 horas. Entre CLV e CTC a correlação foi de -0,34, 4 a 5 horas defasada. Entre a CTV e a CLC a correlação foi de 0,37 sem atraso de fase entre as séries (Figura 9).

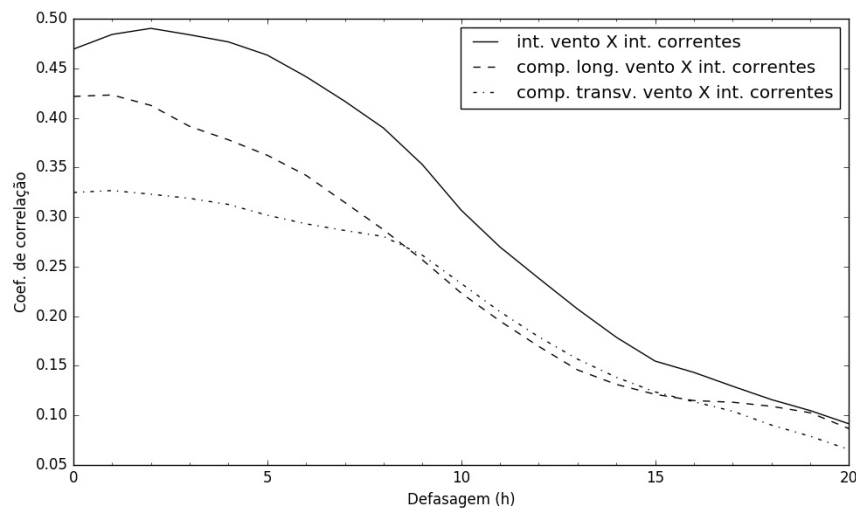


Figura 8. Correlação cruzada da intensidade do vento e suas componentes com a intensidade das correntes.

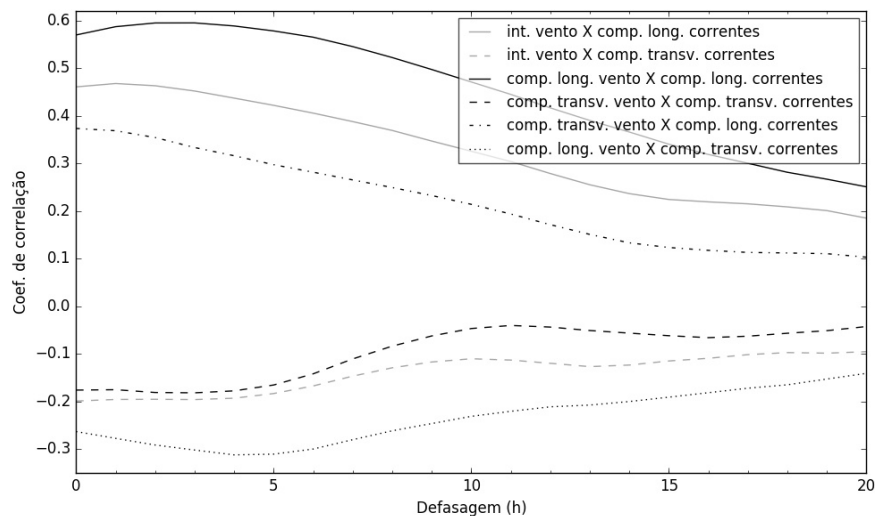


Figura 9. Correlação cruzada da intensidade do vento com as componentes das correntes e entre as componentes do vento e das correntes.

## 4.2 SÉRIE 2

Este período de 15 dias da S2 (10/02 a 25/02), foi escolhido por englobar o evento mais energético registrado em toda a S1 e por conter a subsequente resposta anômala das correntes em relação a tensão do vento.

As direções preferenciais da origem de  $\tau$  ficaram distribuídas entre S e NE (Figura 10a). Os máximos valores médios dentro das direções de origem de  $\tau$  foram de aproximadamente  $0.28 \text{ N.m}^{-2}$  dentro do quadrante S ( $180\text{-}160^\circ$ ). As direções preferenciais e intensidade de fluxo nas camadas analisadas das correntes na S2 (Figura 10b – 10e) apresentaram um padrão similar ao de S1. O fluxo preferencial nas camadas superficiais (Figura 10b e 10c), apesar de ser aproximadamente na mesma direção da S1, têm sentido contrário.

Entre os dias 14/02 e 19/02 da S2 especificamente, encontra-se o evento de maior intensidade energética de  $\tau$ , com um vetor máximo de  $0,44 \text{ N.m}^{-2}$  oriundo de sul. A resposta das correntes à forte atuação de  $\tau$  se manifesta em toda a coluna d'água (Figura 11b – 11e), com os vetores orientados com a linha de costa no sentido NE.

Com o enfraquecimento de  $\tau$  os vetores do fluxo das correntes, principalmente nas camadas superiores, apresentam uma tendência de giro para direita que não condiz o padrão dos vetores de  $\tau$ . A partir do fim do dia 17 aproximadamente, ainda rotacionando para a direita, os vetores das correntes migram do quadrante norte para o quadrante sul (com exceção da camada 4) de maneira inesperada já que  $\tau$  ainda

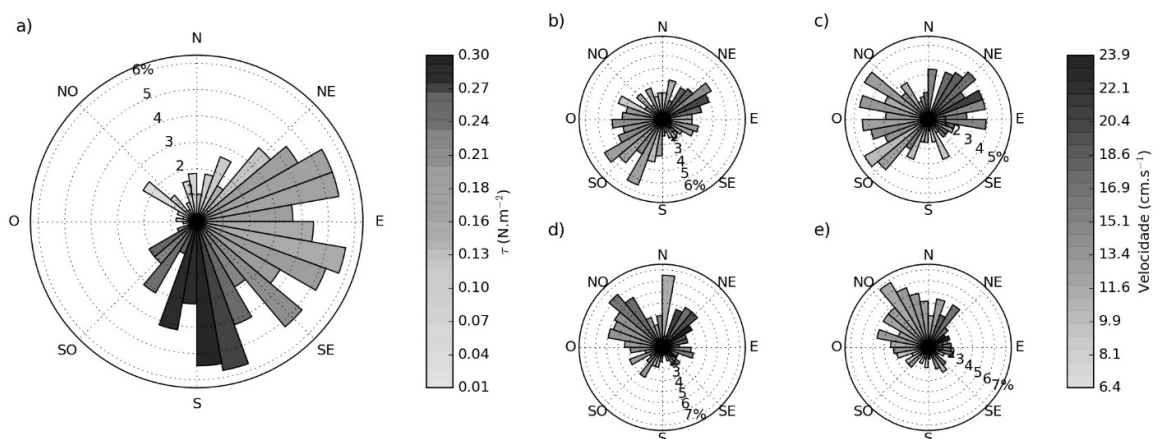


Figura 10. Distribuição polar das direções da origem da tensão do vento (a) e do fluxo das correntes nas profundidades 2 (b), 6 (c), 10 (d) e 15 m (e) para a S2. Direções distribuídas a cada  $10^\circ$  com suas respectivas intensidades médias em tons de cinza.

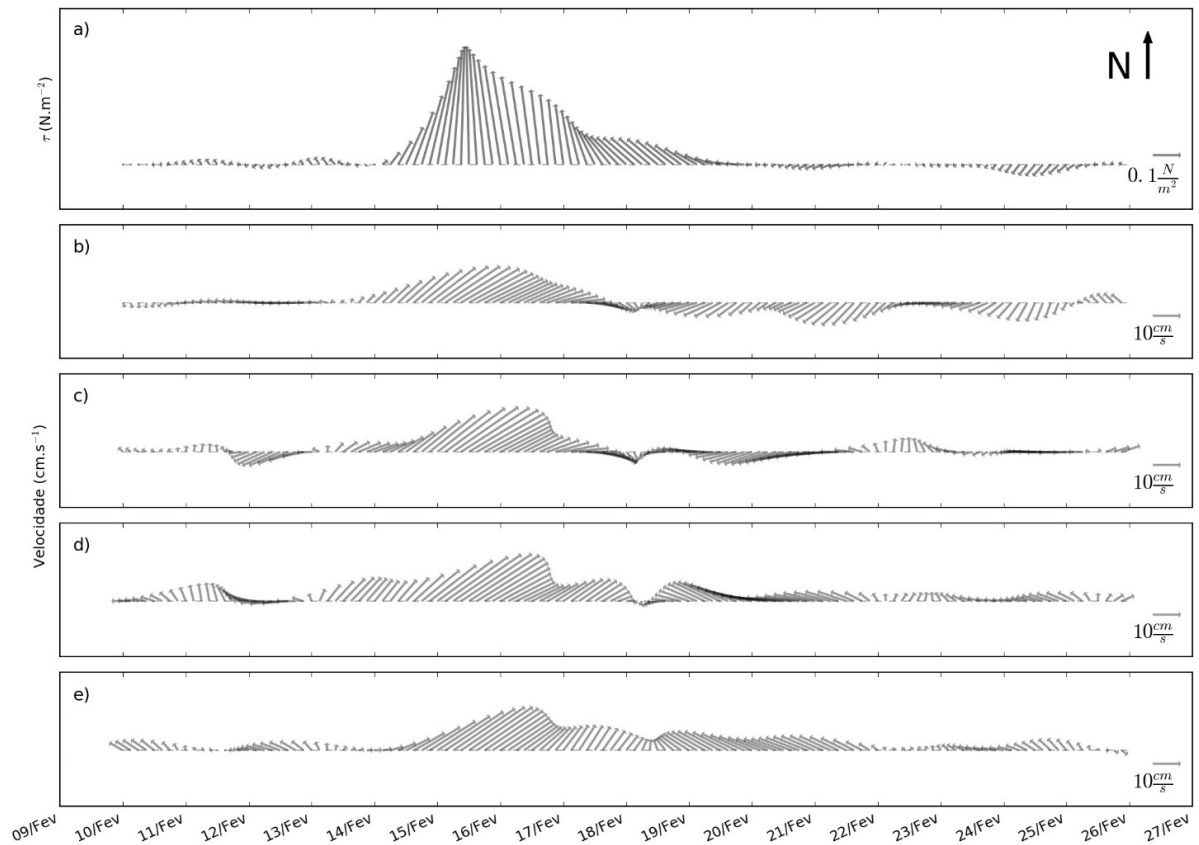


Figura 11. *Stickplot* dos vetores de  $\tau$  (a) e das correntes nas camadas 1 (b), 2 (c), 3 (d) e 4 m (e) da S2.

está forte no quadrante norte. Tal rotação perde força gradualmente conforme o aumento da profundidade e não consegue inverter o fluxo das camadas mais profundas.

Decompondo os vetores para a S2 (Figura 12, valores médios na Tabela 3), se observa a forte dominância do fluxo das correntes na CLC, com velocidades máximas em torno de  $30 \text{ cm.s}^{-1}$ . Após a queda da intensidade de  $\tau$  na CLV e sua subsequente inversão de sentido a partir do fim do dia 17, observa-se as maiores velocidades no sentido negativo da CLC, com aproximadamente  $17 \text{ cm.s}^{-1}$ , ocorrendo durante o dia 19 nas camadas subsuperficiais. Entretanto a maior intensidade no sentido negativo da CLV ocorre dentro do dia 24 e a resposta na CLC neste mesmo período é significativamente menor em relação àquela que ocorre após a inversão de sentido dos vetores.

Na CTC é observada a mesma inversão do fluxo a partir do início do dia 18, porém no dia anterior a inversão é quando se encontra as maiores velocidades do fluxo no sentido negativo da CTC, fluindo na metade superior da coluna d'água com

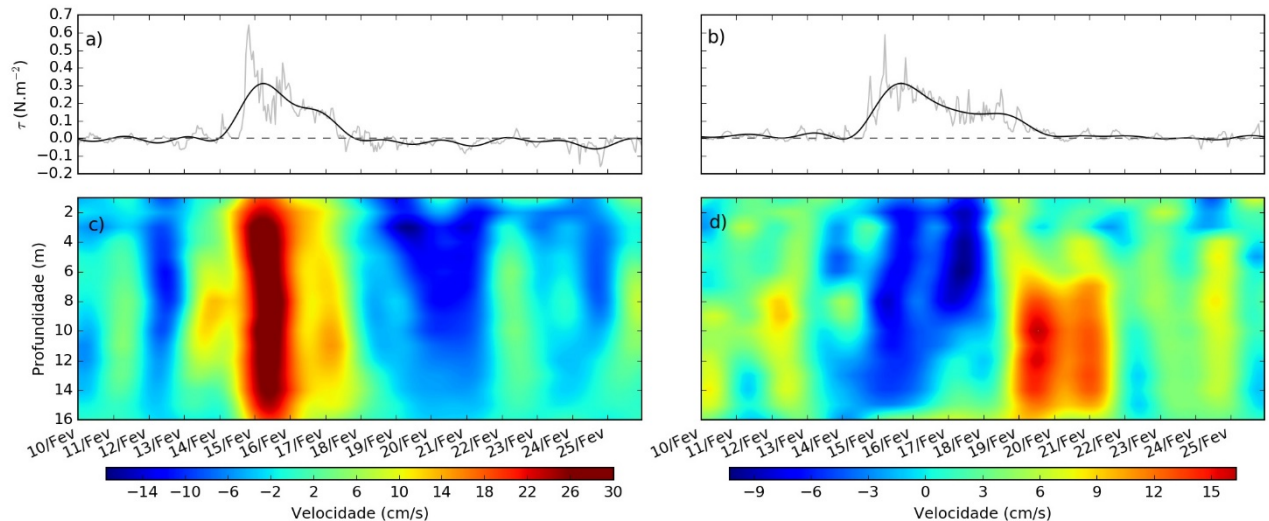


Figura 12. CLV (a) e CTV (b) observadas e filtradas (negrito). Diagrama hovmoller da CLV (c) e da CTC (d) para a S2. Valores positivos para NE nas componentes longitudinais e para NO nas componentes transversais. Cores com escalas diferentes entre as componentes das correntes para que a divisão entre cores quentes e frias se aproximasse de  $0 \text{ cm.s}^{-1}$ .

Tabela 3. Valores médios observados e filtrados (negrito) para S2.

Parâmetro	Mínimo	Máximo	Média	Desvio Padrão
Intensidade de $\tau$ ( $\text{N.m}^{-2}$ )	0.0005	0.71	0.09	0.13
	<b>-0.0006</b>	<b>0.44</b>	<b>0.09</b>	<b>0.12</b>
CLV ( $\text{N.m}^{-2}$ )	-0.16	0.64	0.03	0.11
	<b>-0.06</b>	<b>0.31</b>	<b>0.03</b>	<b>0.09</b>
CTV ( $\text{N.m}^{-2}$ )	-0.06	0.59	0.06	0.11
	<b>-0.01</b>	<b>0.31</b>	<b>0.06</b>	<b>0.09</b>
Intensidade das correntes ( $\text{cm.s}^{-1}$ )	0.2	53.3	13.2	6.5
	<b>4.2</b>	<b>32.3</b>	<b>13.1</b>	<b>4.9</b>
CLC ( $\text{cm.s}^{-1}$ )	-44.3	53.3	1.6	10.4
	<b>-17.3</b>	<b>30.1</b>	<b>1.5</b>	<b>8.8</b>
CTC ( $\text{cm.s}^{-1}$ )	-33.0	34.9	2.3	7.4
	<b>-10.3</b>	<b>16.4</b>	<b>2.3</b>	<b>4.0</b>

intensidade em torno dos  $10 \text{ cm.s}^{-1}$ . Enquanto isso na metade inferior, há um cisalhamento gradual do fluxo até as camadas mais profundas. Por sua vez o fluxo nas camadas inferiores permanece positivo, sentido continente, mesmo durante as maiores intensidades na CLV. Após a inversão do fluxo na coluna d'água por completo, são observadas as maiores velocidades do fluxo na CTC, com intensidade em torno dos  $17 \text{ cm.s}^{-1}$  entre as camadas médias e inferiores.

## 5 DISCUSSÃO

### 5.1 SÉRIE 1

Nas últimas décadas diversos trabalhos foram realizados sobre a estrutura e variabilidade das águas plataformais do sudeste e sul brasileiro (Castro, 1995; Zavialov, *et. al.*, 2002; Simionato *et. al.*, 2007; Möller *et. al.*, 2008; Dottori & Castro, 2009; Costa & Moller, 2011; Noernberg & Alberti, 2014). Em todos estes trabalhos o vento foi determinado como a principal forçante dos processos que ocorrem na coluna d'água, especialmente na plataforma interna e média.

As direções preferenciais da origem do vento, e conseqüentemente da  $\tau$ , podem ser atribuídas aos sistemas atmosféricos com maior influência no fluxo do vento para a região, mencionados na seção 2. Ventos de sul – sudoeste são referentes à passagem de sistemas frontais (atribuído não só pela direção e maior intensidade, mas também pela análise espectral discutida a seguir), ventos de leste – nordeste provêm da atuação de sistemas de alta pressão atmosférica como o ASAS.

As direções preferenciais de fluxo das correntes demonstram uma tendência de fluxo bem ajustado à linha de costa nas camadas superficiais que vai sendo rotacionado para a esquerda conforme o aumento da profundidade. Nas camadas mais profundas essa rotação é bem pronunciada com aproximadamente 90° de desvio para a esquerda em relação à superfície. Zavialov *et. al.* (2002) e Simionato *et. al.* (2007), para as proximidades da desembocadura da Lagoa dos Patos e do Estuário do Prata, respectivamente, atribuíram esta inversão de fluxo nas camadas mais profundas a presença de condições baroclínicas.

Observando as componentes do fluxo das correntes, segundo Dottori & Castro (2009), seria possível inferir que o fluxo é essencialmente geostrófico já que as correntes na CLC são significativamente mais energéticas do que na CTC. Contudo, Pond e Pickard (1983), usando as equações do transporte de Ekman, afirmam que o efeito do atrito com o fundo para um fluxo geostrófico, deveria gerar outra espiral de Ekman no fundo com rotação inversa em relação àquela que ocorre na superfície. Isto resultaria em uma rotação do fluxo para a direita nas camadas inferiores dentro da profundidade da espiral de Ekman de fundo, justamente o contrário do que é observado pela distribuição média das direções na camada 4.

Porém é possível observar uma leve rotação para a direita dos vetores na camada 4 das correntes durante eventos de alta energia, o que é justificado já que um dos pressupostos desta teoria é que a viscosidade turbulenta seja constante ao longo da coluna d'água e pelo crescimento da camada de Ekman com o aumento da intensidade do fluxo.

Pond e Pickard (1983) também afirmam que conforme a diminuição da profundidade há uma sobreposição do efeito do atrito das camadas superficiais e profundas, isto é, a sobreposição das espirais de Ekman de superfície e de fundo se anulam e o fluxo é essencialmente na direção do vento. Lentz (1995) também afirma que na plataforma interna o transporte de Ekman é bloqueado e que as correntes dirigidas pelo vento podem ser mais energéticas do que outras regiões da plataforma continental. Este pode ser o motivo da CTC não evidenciar o transporte para a esquerda da direção do vento como esperado. Apesar da maior correlação da CTC com o vento ser com a CLV, a correlação é fraca e negativa, em torno de -0,3.

Os picos mais energéticos observados pela análise espectral de  $\tau$  e das correntes ocorrem em suas componentes longitudinais, na casa dos 10 dias. Tal periodicidade encaixa-se na escala de ocorrência de sistemas frontais para a região, de 3-4 até 12-15 dias, segundo Stech e Lorenzetti (1992). Estes mesmos autores afirmam que a passagem de sistemas frontais é o fator mais relevante para a variabilidade do padrão de circulação da região de estudo, o que torna  $\tau$  um dos agentes de baixa frequência de maior importância na circulação costeira. As profundidades 2 e 6 da CTC teve seus maiores picos de energia na casa dos 20 dias. Castro e Lee (1995) propuseram que periodicidades superiores a 15 dias devem estar associadas a fenômenos de mesoescala da CB. Porém para ambas as componentes de  $\tau$ , há picos na casa dos 20 dias quase tão energéticos quanto os da casa dos 10 dias, que devem estar relacionados a fenômenos atmosféricos de mesoescala como o ASAS.

Durante o verão os ventos de leste e nordeste, apesar de mais frequentes, não conseguem influenciar as camadas mais profundas da CLC, tendo um efeito mais pronunciado nas profundidades superiores e médias. Conforme a transição do verão para o inverno, vai ocorrendo a inversão do sentido dos fluxos na CLC, o que representa a resposta das correntes à perda de força do ASAS sobre a região e a penetração mais frequente de sistemas frontais.

Durante a passagem de sistemas frontais a estrutura vertical das correntes é influenciada por completo, com as direções de fluxo preservadas em toda a coluna d'água. Segundo Lentz (1995) a tensão de cisalhamento do vento e a fricção com o fundo em eventos de alta energia são os principais mecanismos de mistura turbulenta na plataforma interna.

Do fim do outono ao começo do inverno (fim da série), com maior constância do vento sul atuando sobre a plataforma, é quando o cisalhamento do fluxo na CTC é mais frequente, com movimentos em direção ao oceano nas profundidades superiores e em direção à costa nas profundidades inferiores. Estes movimentos característicos de ressurgência são uma resposta inversa à esperada seguindo a teoria do transporte de Ekman. A explicação mais plausível está relacionada à geomorfologia local e é melhor abordada para S2.

As intensidades das correntes e de  $\tau$  foram bem correlacionadas considerando que a correlação cruzada foi feita antes da filtragem para melhor detectar os atrasos de fase. Após a filtragem dos dados não houve defasagem entre as séries. Para a mesma região durante a primavera de 2006, Noernberg e Alberti (2014) encontraram correlações entre as intensidades do vento e das correntes em torno de 0,3 com defasagem em torno de 7 horas. Stein (2013) também para a mesma região durante o ano de 2009, apresentou valores de correlação menores que 0,3 e longos atrasos de fase. As menores correlações e as maiores defasagens encontradas pelos autores citados em relação ao presente trabalho, provavelmente estão relacionados ao fato de a origem dos dados de vento ser de estações meteorológicas em terra, diferentemente do presente estudo no qual os dados de vento foram extraídos do mesmo ponto que os dados de correntes.

## 5.2 SÉRIE 2

Durante os dias 15 e 16 de fevereiro de 2014 uma frente estacionária permaneceu localizada sobre o litoral do Paraná, o que culminou no evento mais energético registrado de S1. Conforme o distanciamento e enfraquecimento deste sistema frontal, um sistema de alta pressão pós-frontal assume o controle dos ventos da região forçando  $\tau$  para uma orientação de SE, que continua rotacionando e enfraquecendo até permanecer com direções de nordeste. Como já visto

anteriormente, o fluxo das correntes apresenta uma inversão entre os dias 17 e 18 que não condiz com o padrão de fluxo de  $\tau$ . Tal movimento é observado após a passagem da maioria dos sistemas frontais registrados em S1, podendo ser observado também nas componentes dos vetores das correntes, evidenciada pelas maiores velocidades no sentido negativo da CTC no dia 17 da S2 nas camadas superficiais e médias.

A explicação mais plausível encontrada para esta inversão de fluxo antecipada em relação a  $\tau$ , é atribuída ao ajuste do fluxo à batimetria quando  $\tau$  enfraquece conforme o distanciamento da frente. A presença do delta de maré vazante do CEP, onde se tem uma elevação do assoalho plataformal em direção ao oceano, deve funcionar similarmente à um molhe desviando a direção dos fluxos que ainda têm uma velocidade considerável para a direita, quando a CTC apresenta as maiores velocidades em direção ao oceano. A presença de um vale adjacente ao delta, sob os arredores do ponto de fixação da boia, é uma evidência da presença de fluxos transversais relativamente intensos que mantêm o vale aberto.

Após esta inversão é quando se observa as maiores velocidades no sentido negativo da CLC nas camadas subsuperficiais e no sentido positivo da CTC nas camadas inferiores, não correspondendo aos valores máximos nos respectivos sentidos das componentes de  $\tau$ . Isto deve estar relacionado ao acúmulo de águas na porção nordeste do ESB pela intensa, e relativamente constante, atuação de  $\tau$  durante a ocorrência da frente. O acúmulo dessas águas formaria uma elevação das águas plataformais gerando um gradiente de pressão no sentido contrário, e então, na tentativa de se restaurar o equilíbrio do sistema, essas águas retornariam com o fluxo sendo rotacionado conforme o aumento da profundidade, adequando-se à batimetria.

## 6 CONCLUSÃO

Dentre os fatores que influenciam a estrutura e a variabilidade das correntes da Plataforma Continental Interna Paranaense a tensão de cisalhamento do vento é o de maior importância, com os eventos mais energéticos ocorrendo com periodicidades entre 10 a 12 dias, dentro da escala sinótica. A resposta das correntes à tensão do vento na região é de 2 horas.

A predominância do fluxo das correntes é paralela à costa apresentando uma alta correlação com a componente longitudinal da tensão do vento. Durante os meses de verão há uma tendência de fluxo para sudoeste com inversões de sentido durante frentes frias. No inverno, o fluxo predominante é para nordeste.

O Delta de maré vazante da desembocadura sul do CEP exerce uma função de barreira natural para as correntes que seguem ao seu encontro desviando-as em um sentido ortogonal a costa, o que é evidenciado pela escavação natural de um vale transversal à costa.

Para melhor compreensão da estrutura vertical das correntes e sua variabilidade na Plataforma Interna Paranaense em estudos futuros, seria interessante um maior esforço amostral que englobasse maiores períodos de dados e medições de temperatura e salinidade distribuídas na coluna d'água, para assim, entender melhor os processos de transporte e mistura. Análises de EOF também seriam úteis na atribuição de situações barotrópicas e baroclínicas, com o intuito de identificar a influência da inserção de buoyancy pelo CEP e eventualmente da Pluma do Rio da Prata durante o inverno.

## REFERÊNCIAS

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B.; MIYAO, S. Condições hidrográficas na plataforma continental ao largo de Ubatuba: Variações sazonais e em média escala. **Boletim de Instrumentação Oceanográfica**, n. 35(2), 135-151. 1987.

CASTRO, B. M.; LEE T. Wind forced sea level variability on the southeast brazilian shelf. **Journal of Geophysical Research**, Vol. 100(C8), p. 16045 – 16056. 1995.

CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. Physical Oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S – Coastal segment(4,W). In: ROBINSON, A. R.; BRINK, K. H. **The Sea**. New York: Jonh Wiley & Sons, Inc., v. 11, 1998, p. 209-251.

CASTRO, B. M.; LORENZETTI, J. A.; SILVEIRA, I. C.; MIRANDA, L. B. Estrutura Termohalina e Circulação na Região entre o Cabo de São Tomé (RJ) e o Chui (RS). In: ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. B; MADUREIRA, L. S. **O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil**. EdUSP. p 11-120. 2006.

COSTA, R. L.; MOLLER, O. O. Estudo da estrutura e da variabilidade das correntes na área da plataforma interna ao largo de Rio Grande (RS, Brasil), no sudoeste do Atlântico Sul, durante a primavera-verão de 2006-2007. **Revista da Gestão Costeira Integrada**, Vol. 11(3), p. 273-281. 2011.

EKMAN, V. W. On the influence of earth's rotation on ocean currents. Arkiv för Matematik, **Astronomi och Fysik**. Vol 2(11). 52 p. 1905.

DOTTORI, M.; CASTRO, B. M. The response of the Sao Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds. **Ocean Dynamics**, Vol. 59, p. 603-614. 2009.

EMERY, W. J. & THOMSON, R. E. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. **Pergamon Press**, London, Second and revised edition, 634p. 2004.

EMILSSON, I. The shelf and coastal waters off southern Brazil. **Boletim de Instrumentação Oceanográfica**, São Paulo, v. 11, n. 2, p 101-112, 1961.

HEEZEN, B. C.; MENARD, H. W. Topography of the deep sea floor. **The Sea**, 3: 233-280. 1966.

KVINGE T. On the special current and water level variations in the Channel of São Sebastião. **Boletim de Instrumentação Oceanográfica**, São Paulo, v. 16, n. 1, 23–28, 1967.

LENTZ, S. J. Sensitivity of the inner-shelf circulation to the form of the eddy viscosity profile. *Journal of Physical Oceanography*, American Meteorological Society, Boston, MA, U.S.A. 25(1). P. 19–28. 1995.

MANTOVANELLI, A. **Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na Baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem**. Curitiba. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 149 f. 1999.

MATSUURA, Y. Contribuição ao estudo da estrutura oceanográfica da região sudeste entre Cabo Frio (RJ) e Cabo de Santa Marta Grande (SC). **Ciência e Cultura**, v. 38, n. 8, p. 1439-1450, 1986.

MENDES, J. C. **Elementos de estratigrafia**. São Paulo: Editora T.A. Queiroz & EDUSP, 1992.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M. Aplicação do diagrama T-S estatístico- volume à análise das massas de água da plataforma continental do Rio Grande do Sul. **Boletim do Instituto Oceanográfico**, São Paulo, v. 28, n. 1, p. 185-200, 1979.

MIRANDA, L. B. **Análise das massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente**: Cabo de São Tomé (RJ) à Ilha de São Sebastião (SP). 194 f. Tese (Livre-Docência) - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1982.

MIRANDA, L. B.; CASTRO, B. M.; KJERFVE, B. **Princípios de Oceanografia Física de Estuários**: Redução e análise de dados experimentais. São Paulo :Edusp. 2002.

MOLLER JR., O. O.; PIOLA, A. R.; FREITAS, A. C.; CAMPOS, E. J. D. . The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf of southeastern South America. **Continental Shelf Research**, Vol. 28, p.1607-1624. 2008.

NOERNBERG, M. A.; ALBERTI, A. L. Oceanographic variability in the inner shelf of Paraná, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**. 32(2). p. 197-206. 2014.

POND, S. PICKARD, G. L. **Introduction to Dynamical Oceanography**. Oxford: Butterworth - Heinemann. 1983.

SIMIONATO, C. G.; MECCIA, V.; DRAGANI, W.; GUERRERO, R.; NUÑEZ, M. Río de La Plata estuary response to Wind variability in synotic to intraseasonal scales: 2. Current's vertical structure and its implications for the salt wedge structure. **Journal of Geophysical Research**, Vol. 112(C7), 15p. 2007.

STECH, J. L. **Um estudo comparativo da dinâmica da circulação de inverno entre as plataformas continentais das costas sudeste do Brasil e dos Estados Unidos utilizando um modelo numérico**. 227 pp. Tese de Doutorado - Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

STEIN, E. A. M. **Estrutura Vertical da Plataforma Continental Interna do Embaiamento Sul Brasileiro, 25,5°S**. Pontal do Paraná. Dissertação (Mestrado em Sistemas Costeiros e Oceânicos) – Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná. 34 f. 2013.

SVERDRUP, H. D.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H. **The oceans**. New York, Prentice-Hall, 1942.

THOMPSON, R. O. R. Y. Low-Pass Filters to Suppress Inertial and Tidal Frequencies. **Journal of Physical Oceanography**, v. 13, 1983.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A .R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Universidade Federal de Viçosa, MG. 1991.

WELCH, P. The use of fast transform for the estimation of power spectral: A method based on the averaging over short, modified periodograms. **Audio and Electroacoustic**, IEEE Transactions on, 15. p. 70-70. 1967.