



**Luís Miguel Ribeiro
Dantas Leite**

**Hidrodinâmica das praias de enseada – estudo da
Enseada do Itapocorói.**



**Luís Miguel Ribeiro
Dantas Leite**

**Hidrodinâmica das praias de enseada – estudo da
Enseada do Itapocorói**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia e Oceanografia Física, realizada sob a orientação científica do Doutor Antonio Henrique da Fontoura Klein, Professor do Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar da Universidade do Vale do Itajaí e do Doutor João Miguel Sequeira Silva Dias, Professor Auxiliar do Departamento de Física da Universidade de Aveiro.

Aos meus pais por tudo o que significam para mim.

Ao Mar pelas alegrias proporcionadas ao longo da vida.

o júri

presidente

Doutor Paulo Manuel Cruz Alves da Silva
Professor auxiliar do Departamento de Física da universidade de Aveiro

Doutor André Bustorff Fortunato
Investigador principal, Núcleo de Estuários e Zonas Costeiras, Laboratório Nacional de Engenharia Civil

Doutor Antonio Henrique da Fontoura Klein
Professor do Centro de Ciências Tecnológicas da Terra e do Mar da Universidade do Vale do Itajaí

Doutor João Miguel Sequeira Silva Dias
Professor auxiliar do Departamento de Física da Universidade de Aveiro

agradecimentos

São várias as pessoas a quem gostaria de agradecer pela contribuição na realização deste trabalho:

Ao Prof. Doutor Antonio Klein pelo apoio e orientação desta tese, pela disponibilidade em me ajudar e solucionar muitos dos meus problemas mas principalmente por me fazer crescer como pessoa.

Ao Prof. Doutor João Dias pela orientação, opiniões e sugestões para o melhoramento deste trabalho.

Ao Prof. Doutor João Carvalho pelo suporte e as infraestruturas disponibilizadas. Por estar sempre disponível para me ajudar neste relatório, o conhecimento transmitido e as inúmeras dúvidas esclarecidas.

À Prof. Carla D'Aquino, ao Lourival Júnior, Cristian Cecconello, João Dobrochinski, Pedro Marques e Fernanda Fiedler pelos ensinamentos, ajuda em manusear os equipamentos no campo e pelo auxílio no processamento dos dados.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Brasil (CNPq) pelo suporte financeiro das actividades de Campo, [Proc. N.º. 575008/2008-3], [Proc. N.º. 471068/2008-0].

Ao Prof. Doutor Paulo Rosman por me ter recebido na Universidade Federal do Rio de Janeiro e disponibilizado as ferramentas indispensáveis para o desenvolvimento do meu trabalho.

Ao Prof. Rafael Sangoi pelos dados de batimetria disponibilizados.

A todos os estagiários e frequentadores do Laboratório de Oceanografia Física da UNIVALI pelo ambiente de entreatajuda e o espírito de equipa existente.

À minha tia Tecas pelas várias revisões deste documento, pelo apoio ao longo de todo ano e pela proximidade espiritual apesar da distância.

Ao Renato por todo companheirismo e aventuras vividas juntos neste ano inesquecível.

Aos amigos que fiz durante estes 10 meses no Brasil e que vou guardar para sempre no meu coração (vocês sabem quem são).

palavras-chave

Praias de Enseada, Modelo hidrodinâmico, circulação costeira.

resumo

Uma investigação que explicasse a formação de vórtices, a circulação das correntes e a sua interacção com a maré e o vento local no interior das praias de enseada, foi realizada nas praias da Enseada do Itapocóroi (Alegre e Piçarras), no litoral centro-norte do Estado de Santa Catarina - Brasil. Nesse sentido, foram efectuadas várias campanhas para a medição das correntes a diferentes profundidades, caracterização do seu padrão na zona Sul da Enseada e estudo do comportamento do vento local. Estes dados serviram como forçantes de um modelo 3D utilizado para verificar a existência de vórtices durante o período de recolha de dados. Em seguida, foram simulados cenários com diferentes tipos de vento incidente (constante e uniforme) e verificado em que condições se formava o vórtice. Os dados do vento e elevação da superfície livre permitiram estudar em que medida estes factores influenciam a formação das correntes a diferentes profundidades. Os resultados do modelo permitiram fazer uma caracterização geral do padrão de correntes dentro da Enseada do Itapocóroi e revelaram a formação de um vórtice na zona Sul da Enseada, que pode ter circulação horária ou anti-horária consoante a direcção dos ventos incidentes. Identificou-se ainda a influência do vento e da maré na camada superficial da corrente. No entanto, nos locais mais próximos do fundo, a circulação induzida pelo vento tende a desaparecer.

keywords

Bay beaches, hydrodynamic model, coastal circulation.

abstract

An investigation that could explain the vortex formation, the circulation of currents and their interaction with the tide and local wind inside the bay beaches, was held on the shores of Itapocorói's Bay (Alegre and Piçarras), in the north-central coast of Santa Catarina - Brazil.

In this context, several campaigns were carried out to measure the currents at different depths, characterize his pattern in the Southern part of the Bay and study the behavior of the local wind. These data were used as 3D model forcing to verify the existence of vortex during the data collection period. Scenarios with different types of wind (constant and uniform) were then simulated and determined the conditions in which the vortex was formed. The data characterizing the wind, elevation of free surface allowed studying how they influence the formation of currents at different depths. The model results have enabled to make a characterization of the general pattern of currents in the Bay of Itapocorói and revealed the vortex formation in the southern part of the Bay, which can have clockwise or counter-clockwise gyre depending on the direction of the incident wind. It was also found the influence of wind and tide in the surface layer of the current, however, closest to the bottom of the movement induced by wind seems to disappear.

Índice

1 Introdução	1
1.1 Motivações.....	1
1.2 Objectivos.....	2
1.3 Estrutura do trabalho.....	2
2 Caracterização da área de estudo	2
2.1 Localização.....	2
2.2 Condições meteorológicas.....	3
2.3 Caracterização da ondulação.....	4
2.4 Maré.....	5
3 Modelo Hidrodinâmico	6
3.1 Modelo hidrodinâmico FIST3D.....	6
3.2 O módulo 3D do FIST3D.....	7
3.2.1 Equações da quantidade de movimento para as escalas resolvíveis.....	8
3.2.2 Condição de incompressibilidade – equação da continuidade.....	8
3.2.3 escoamentos em águas rasas e aproximação hidrostática.....	9
3.2.4 Equação da continuidade integrada na vertical.....	10
3.3 O módulo 2DH do FIST3D.....	10
4 Espectro rotatório	11
5 Metodologia	15
5.1 Modelação 2DH.....	15
5.2 Recolha de dados meteorológicos e oceânicos.....	17
5.3 Análise dos dados meteorológicos e oceânicos.....	20
5.4 Modelação 3D.....	21
5.5 Calibração e validação do modelo.....	21
6 Análise e discussão dos resultados	22
6.1 Modelo hidrodinâmico 2DH.....	22
6.2 Dados do trabalho de campo.....	24
6.2.1 Vento.....	24
6.2.2 Maré.....	25

6.2.3 Corrente.....	27
6.2.4 Influência do vento e da maré na corrente.....	35
6.2.5 Variação espacial do campo de correntes (ADCP Bottom Track).....	38
6.3 Modelo Hidrodinâmico.....	39
6.3.1 Calibração e validação do modelo.....	39
6.3.2 Apresentação e análise dos resultados do modelo.....	40
6.3.3 Simulação de cenários.....	42
7 Conclusões.....	46
8 Referências Bibliográficas.....	47

Lista de figuras

Figura 1.1: Localização da área de estudo. Coordenadas UTM Datum SAD-69.....	3
Figura 3.1: Sistema de coordenadas do sistema de modelagem (3D e 2DH), onde NR é o nível de referência.....	7
Figura 5.1: Fluxograma da metodologia utilizada durante o trabalho.....	15
Figura 5.2: Mapa base e malha curvilínea utilizada no modelo hidrodinâmico. Coordenadas UTM SAD69 22S.....	16
Figura 5.3: Batimetria da área de estudo. Coordenadas UTM SAD69 22S.....	17
Figura 5.4: Local onde foi feito o fundeio do ADCP e recolhidos os dados do vento. Imagem do Google Earth® 24/06/2009.....	18
Figura 5.5: Área dos vórtices gerados para as diferentes condições de vento. Imagem do Google Earth® 24/06/2009.....	18
Figura 5.6: Células utilizadas na análise de dados da corrente (Célula 1 e Célula 2) e elevação da superfície livre.....	19
Figura 5.7: ADCP a ser rebocado. Fotografia de Luís Leite, data 10/09/2009. b) Linhas de navegação realizadas pelo barqueiro. Imagem do Google Earth® 12/09/2009.....	20
Figura 6.1: Campo da corrente residual (m/s) gerada pelo vento na Enseada do Itapocorói para vento do quadrante Nordeste com 7m/s.....	23
Figura 6.2: Campo da corrente residual (m/s) gerada pelo vento na Enseada do Itapocorói para vento do quadrante Sul com 10m/s.....	23
Figura 6.3: Comportamento do vento ao longo do tempo. a) intensidade e direcção, b) módulo da intensidade, c) componente Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul).....	24
Figura 6.4: Gráfico da frequência, direcção incidente e intensidade do vento.....	24
Figura 6.5: Espectro de energia dos dados do vento.....	25
Figura 6.6: Elevação da superfície livre ao longo do tempo.....	26
Figura 6.7: Espectro de energia da elevação da superfície livre.....	26
Figura 6.8: Comportamento da corrente integrada na vertical ao longo do tempo a) intensidade e direcção, b) módulo da intensidade, c) componente Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul)...	27
Figura 6.9: Gráfico da frequência, direcção incidente e intensidade da corrente integrada na vertical.....	28
Figura 6.10: Espectro rotatório da velocidade da corrente integrada na vertical.....	29

Figura 6.11: Módulo da velocidade da corrente em profundidade, ao longo do tempo.....	29
Figura 6.12: Componente Este-Oeste da corrente em profundidade, ao longo do tempo.....	30
Figura 6.13: Componente Norte-Sul da corrente em profundidade, ao longo do tempo.....	30
Figura 6.14: Comportamento da corrente de fundo ao longo do tempo. a) intensidade e direcção, b) módulo da intensidade, c) componente Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul).....	31
Figura 6.15: Gráfico da frequência, direcção incidente e intensidade da corrente de fundo.....	32
Figura 6.16: Espectro rotatório da velocidade da corrente de fundo.....	32
Figura 6.17: Comportamento da corrente à superfície ao longo do tempo. a) intensidade e direcção, b) módulo da intensidade, c) componente Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul).....	33
Figura 6.18: Gráfico da frequência, direcção incidente e intensidade das correntes superficiais.....	34
Figura 6.19: Espectro rotatório da velocidade da corrente de superfície.....	34
Figura 6.20: Espectro de energia da maré, do vento e da corrente integrada na vertical.....	35
Figura 6.21: Espectro de energia da maré, do vento e corrente na célula 1.....	36
Figura 6.22: Espectro de energia da maré, do vento e corrente na célula 2.....	37
Figura 6.23: Variação da elevação da superfície livre da água e da intensidade da corrente para as células 1 e 2.....	37
Figura 6.24: Campo de correntes resultantes do ADCP Bottom Track.....	38
Figura 6.25: Comparação entre a elevação e da maré medida e da maré prevista para o local de instalação do ADCP.	39
Figura 6.26: Comparação entre a componente Norte-Sul da velocidade medida e prevista.....	40
Figura 6.27: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói durante o período em análise (com a formação de vórtice).....	41
Figura 6.28: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói durante o período em análise (sem a formação de vórtice).....	41
Figura 6.29: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Norte.....	43
Figura 6.30: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Sudeste...	43
Figura 6.31: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Sul.....	44
Figura 6.32: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Oeste.....	45
Figura 6.33: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Leste.....	45

1. Introdução

1.1 Motivações

As praias de enseada representam 50% das praias de todo o mundo (Inman e Nordstrom, 1971; Short e Masselink, 1999) e, como tal, a sua compreensão é fundamental para as ciências costeiras.

Estas praias podem ter diferentes configurações, vários tamanhos e formas, e apesar de já terem sido feitos vários estudos por geógrafos e geólogos, (ex: Yasso, 1965, King, 1972, Davies, 1980, Davis, 1985, Carter 1988) a sua hidrodinâmica apenas foi analisada por alguns cientistas e engenheiros.

Autores como Short e Masselink (1999), Klein e Menezes (2001) e Klein (2004) reconhecem que os estudos realizados em costas com enseadas são escassos ao longo do globo. Em suma, este é ainda um campo aberto das ciências ambientais a ser explorado no que respeita aos processos hidrodinâmicos, de transporte de sedimentos e morfodinâmicos.

Trabalhos realizados por Valle-Levinson e Mogara-Opazo (2005) e Valle-Levinson *et al.* (2000) estudaram o padrão de correntes no interior de duas enseadas do Chile e observaram a formação de vórtices, resultantes da interação das correntes locais com a geografia destas baías. No entanto esses vórtices já tinham sido anteriormente detectados utilizando modelos numéricos nos trabalhos de Allen (2000), Klink (1996), Gant *et al.* (1995, 1997) e foram associados à interação dos fluxos costeiros com canhões submarinos ou com a geometria da linha de costa das praias de enseada.

Por outro lado, vários estudos verificaram existir uma resposta das correntes ao forçamento do vento e maré (Zhai *et al.*, 2007, Pattiaratchi *et al.*, 1997, Masselink e Pattiaratchi, 1998, Sedrati e Anthony, 2007), o que poderia ter influência na geração desses vórtices, tornando-se de grande importância analisar a interação destes efeitos nas correntes nas praias de enseada.

Assim, uma vez que não existem muitos estudos realizados sobre este tipo de praias, uma nova investigação que tentasse explicar a formação de vórtices no interior das praias de enseada, a circulação das correntes e a sua interação com a maré e o vento local, seria bastante útil para o aumento do conhecimento nesta área.

Desta forma, inserido num plano de longo prazo de pesquisa destinado a compreender melhor a dinâmica das praias de enseada, este estudo hidrodinâmico foi considerado uma mais valia.

Para a realização das experiências e desenvolvimento de cenários (modelação numérica) foram escolhidas as praias da Enseada de Itapocóroi (Alegre e Piçarras), do litoral centro-norte do Estado de Santa Catarina-Brasil. Estas praias foram escolhidas pela existência de uma série histórica de dados e por estarem a ser efectuadas presentemente outras experiências relacionadas com o problema da erosão costeira.

No âmbito deste trabalho foram efectuadas várias campanhas para a medição das correntes a diferentes profundidades, do seu padrão na zona Sul da Enseada do Itapocóroi e do vento local. Foi assim possível a aprendizagem do modo de instalação, processamento e tratamento de dados do ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) fixo, rebocado e da estação meteorológica. Estes dados serviram como forçantes de um modelo 3D utilizado para verificar a existência de vórtices durante o período de recolha

de dados. Em seguida foram simulados cenários com diferentes tipos de vento incidente (constante e uniforme) e verificado em que condições se formava o vórtice. Os dados do vento, elevação da superfície e corrente permitiram estudar a influência do vento e maré na formação das correntes a diferentes profundidades. Por último os resultados do modelo permitiram fazer uma caracterização geral do padrão de correntes dentro da Enseada do Itapocorói.

A implementação do modelo hidrodinâmico SisBAHIA nas suas versões 3D e 2DH utilizado para verificar a existência de vórtices na área de estudo, implicou a utilização directa ou indirecta de inúmeros softwares como por exemplo ArcGIS, Argus ONE, Matlab, GPS TrackMaker e Surfer.

Este trabalho demonstrou ter amplas aplicações, nomeadamente no suporte de decisões políticas na área da gestão costeira, uma vez que quantifica processos físicos com bastante importância na enseada em estudo. Pode também servir posteriormente para uma melhor compreensão em trabalhos que relacionem a circulação das correntes com processos geológicos, biológicos, químicos e ambientais.

1.2 Objectivos

O objectivo geral do presente trabalho é estudar hidrodinamicamente as correntes no interior da Enseada do Itapocorói, no entanto alguns objectivos específicos foram traçados:

- Identificar através do modelo 3D do SisBAHIA a formação de vórtices induzidos pela variação da maré e pelo vento no interior da Enseada do Itapocorói.
- Simular diferentes direcções de vento (permanente e uniforme) incidente e verificar a formação de vórtices na área de estudo.
- Caracterizar o padrão de correntes no interior da Enseada do Itapocorói.
- Estudar através de dados medidos, a influência do vento e da maré na formação das correntes costeiras a diferentes profundidades.

1.3 Estrutura do trabalho

Esta dissertação encontra-se dividida em 4 partes fundamentais. Na primeira parte (capítulos 2, 3 e 4) é fornecida informação teórica sobre a área de estudo e sobre os principais métodos utilizados para analisar os dados medidos e simulados (modelo numérico e espectro rotatório). Na segunda parte (capítulo 5) é explicada a metodologia utilizada ao longo de todo processo de recolha e análise de dados. Na terceira parte do trabalho (capítulo 6) é feita uma análise e discussão dos resultados. Na última parte do trabalho (capítulo 7) são apresentadas as conclusões finais deste trabalho.

2. Caracterização da área em estudo

2.1 Localização

A Enseada do Itapocorói fica situada no litoral centro-norte do estado de Santa Catarina, Brasil, e engloba as praias de Piçarras e Alegre. A praia de Piçarras está localizada no município de Balneário de Piçarras e é considerada uma praia de enseada com 8 Km de extensão. É delimitada a norte pelo promontório de Itajuba e a sul pela foz do Rio Piçarras. Ao sul da desembocadura do Rio Piçarras e até ao Rio Iriri está a praia Alegre, pertencente ao município de Penha, com aproximadamente 1 km de extensão.

Na zonal Sul da praia Alegre existe uma área de maricultura de aproximadamente 162500 m² e entre o final desta praia e a Ponta da Penha uma elevação montanhosa com aproximadamente 55 metros de altura (Figura 1.1).

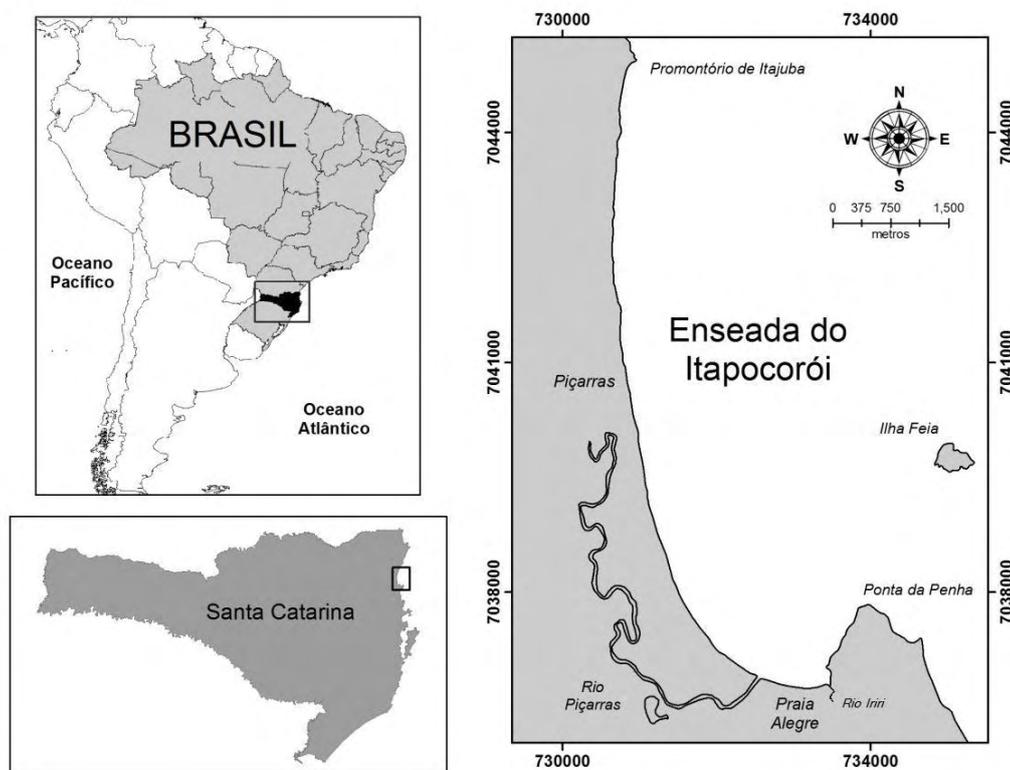


Figura 1.1: Localização da área de estudo. Coordenadas UTM Datum SAD-69.

2.2 Condições meteorológicas

A região do sul do Brasil, nomeadamente o estado de Santa Catarina, é fortemente influenciada pela interação das massas de ar constituídas pelos anticlones semi-permanentes do Atlântico, do Pacífico e Polar, e também pelo centro de baixa pressão semi-permanente do Chaco (Nobre *et al.*, 1986).

Assim, as mudanças nas condições meteorológicas observadas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, estão geralmente associadas à passagem, formação ou intensificação

de frentes frias, sistemas meteorológicos típicos de latitudes médias e actuantes no litoral brasileiro, em todas as épocas do ano (Kousky, 1979 e Satyamurty *et al.*, 1998).

Rodrigues *et al.* (2004) verificaram que a frequência média mensal de frentes frias não varia muito durante o ano, no litoral de Santa Catarina, mas pode-se identificar uma variação sazonal no campo de vento pós-frontal.

No Inverno, um intenso fluxo de vento Sudoeste é verificado nos 2 dias seguintes à passagem frontal, em associação a ciclones que se intensificam no oceano, em latitudes próximas à costa Sul do Brasil. No Verão, os ciclones deslocam-se em latitudes mais altas e, os ventos de sudeste são típicos de uma condição pós-frontal no litoral catarinense, associados à actuação de sistemas de baixa pressão que se configuram na altura do litoral Sudeste do Brasil, após a passagem frontal nesta região (Gan e Rao, 1991).

O regime de ventos predominante é de Nordeste, durante todo o ano, no entanto, a área em estudo sofre também o efeito local das brisas marinhas. Estes ventos predominantes são muito influenciados pela propagação de ciclones extra tropicais que se intensificam nos meses de Inverno e Primavera, alterando a meteorologia local e provocando um aumento na importância dos ventos provenientes do quadrante Sul (Truccolo, 1998).

Assim, a passagem frequente de frentes frias é responsável por uma pluviosidade elevada. Hoefel (1998) verificou que as médias mensais de precipitação atmosférica obtidas na estação “Vale do Itajaí”, situada a cerca de 100 km a sudoeste de Piçarras, são representativas dos índices pluviométricos regionais e que os índices pluviométricos anuais são altos, com uma média de 1725.3 mm e desvio padrão de 488.5 mm. No ano em que o fenómeno El Niño foi mais severo, o índice pluviométrico foi extremamente alto, disparando o processo erosivo da praia de Piçarras. A zona em estudo é, regularmente, atingida por inundações graduais e bruscas associadas a períodos de alta pluviosidade.

2.3 Caracterização da ondulação

Apesar de existirem dados sobre o clima de ondas incidente na Enseada de Itapocorói, estes são não direccionais e foram obtidos pela *Japan Internacional Cooperation Agency* (JICA, 1990). Utilizando um sensor de pressão instalado a 10 m de profundidade, ao largo da Ponta da Penha reuniram 2608 registos durante o período de Dezembro de 1988 a Outubro 1989 e concluíram que a altura de onda significativa local é de 1.2 m e o período associado de 8.9 seg.

Mais tarde, Alves (1996) utilizou os registos de um ondógrafo do tipo Waverider, durante os meses de Fevereiro a Maio de 2006, instalado numa região exposta, em São Francisco do Sul (situado 100 km ao Norte de Piçarras), e relacionou-os com as condições meteorológicas.

Assim, segundo Alves (1996), os valores médios para a altura significativa de onda e período de pico e direcção dominante de incidência observados foram de 1.03m, 8.85s e 113.87° (E-SE), respectivamente.

Mais recentemente, Araújo *et al.* (2003) utilizando dados de um ondógrafo que estava localizado a aproximadamente, 35 km da Ilha de Santa Catarina, na isóbata de 80 m, definiram dois tipos de ondulação incidente. O primeiro, formado por ondas,

denominado por “vagas”, provenientes do quadrante Leste, com um período de 8 segundos e uma altura significativa de 1.25 m, o segundo, com ondas do tipo “swell”, com um período de 12 segundos, altura significativa variável entre 1.25 m no Verão e até 2 m no Inverno, e com uma direcção predominante de Sul. No entanto, podem ocorrer alturas de onda maiores que 4 m em todas as estações do ano, principalmente no Inverno, embora com rara frequência e associadas a eventos de tempestade com uma direcção predominante de Sul (Araújo *et al.*, 2003).

Estudos realizados por Van den Heuvel *et al.* (2008) utilizando modelação numérica, concluíram que, uma vez que a praia de Piçarras tem a forma de enseada, na zona Sul, por ser protegida das ondulações provenientes de Sul/Sudeste, existe uma zona de sombra, situada a Sul da praia, que está menos exposta às ondulações que a zona Norte. Desta forma, a refacção das ondas vai provocar uma concentração das mesmas em alguns locais da praia. Por outro lado, determinaram também que a presença da Ilha Feia e de zonas de menor profundidade, situadas frente à praia, provocam uma diminuição do tamanho das ondas. Finalmente, verificaram que a difracção da altura das ondas diminui na zona que fica protegida das ondulações pela Ilha Feia e pelo promontório da Penha.

2.4 Maré

Um regime de micro-maré mista, segundo a classificação de Davies (1964), com predominância semi-diurna, é descrito para a região. A amplitude média, na desembocadura do estuário do rio Itajaí-Açu, é de 0.8 m, com valores mínimos de 0.3 m durante os períodos de maré morta e 1.2 m durante os períodos de maré viva (Carvalho *et al.*, 1996, Schettini *et al.*, 1996). Os autores afirmam ainda que as marés meteorológicas, sob condições extremas, exercem grande influência na dinâmica costeira regional, podendo elevar em 1 m os valores das marés astronómicas.

Analisando registos maregráficos de Cananéia (SP), Neves Filho (1992) verificou um aumento na frequência e intensidade de marés meteorológicas, na costa sudeste do Brasil, entre as décadas de 60 e 80.

Segundo Hoefel (1998), as referidas estimativas também podem ser extrapoladas para a enseada do Itapocorói, uma vez que esta se encontra sob influência dos mesmos eventos responsáveis pela geração de marés meteorológicas, na costa sudeste do país (ciclones extratropicais, ondulações de sudeste e leste).

Assim, resumindo, pode-se concluir que a área de estudo tem um regime de ventos predominante de nordeste, alternando com curtos intervalos de tempo de ventos sudeste resultante da passagem de frentes frias, que é dominada por ondulações provenientes do quadrante sul, que está sob o regime de uma micro-maré mista com predominância semi-diurna e com bastante influência dos fenómenos meteorológicos.

3. Modelo hidrodinâmico

Para fazer o estudo hidrodinâmico da Enseada do Itapocorói foi utilizado o Sistema de BAsE Hidrodinâmica Ambiental (SisBAHIA).

O SisBAHIA é um sistema para modelação hidrodinâmica e de transporte de escalares passivos em corpos de água naturais como, por exemplo, rios, canais, lagos, lagoas, estuários e águas costeiras. O sistema apresenta vários módulos numéricos, como o Modelo Hidrodinâmico (utilizado neste trabalho), Modelo de Transporte Euleriano, Modelos de Qualidade de Água e Eutrofização, Modelo de Transporte Lagrangeano – Determinístico, Modelo de Transporte Lagrangeano – Probabilístico, Modelo de Geração de Ondas e Módulo de Análise e Previsão de Marés.

3.1 Modelo Hidrodinâmico FIST3D

A explicação apresentada seguidamente do modelo hidrodinâmico e das equações que o regem foram adaptadas de Rosman (2009).

O FIST3D é um modelo hidrodinâmico (*Filtered in Space and Time*) utilizado pelo SisBAHIA nas suas versões 3D e 2DH e que foi utilizado neste trabalho. Este é composto por dois módulos:

1. O módulo integrado na vertical (ou bidimensional na horizontal 2DH), através do qual são calculadas a elevação da superfície livre e as velocidades de corrente 2DH, integradas na vertical.

2. O módulo 3D que calcula o campo de velocidades tridimensional através de duas opções possíveis.

No caso de modelação 3D, os dois módulos funcionam acoplados e são interdependentes. O módulo 2DH pode ser executado como um módulo independente, se o modelador desejar apenas valores do tipo 2DH. Entretanto, como já mencionado, se um campo de escoamento 3D for desejado, existem duas opções disponíveis:

a) Modelo 3D totalmente numérico, acoplado a um módulo 2DH.

b) Modelo 3D analítico-numérico para se obter os perfis de velocidade no campo de escoamento horizontal. Esta opção é mais eficiente em termos computacionais, mas apenas considera a aceleração advectiva no módulo 2DH. Portanto dá resultados menos precisos em regiões nas quais as acelerações advectivas variem significativamente ao longo da profundidade. Nesta opção, os perfis de velocidade são calculados através de uma solução que é função das velocidades médias verticais 2DH, elevação da superfície livre, rugosidade equivalente de fundo do módulo 2DH, e da velocidade do vento que actua na superfície livre da água (utilizado neste trabalho).

Em ambos os casos os gradientes de elevação da superfície e as tensões de atrito no fundo acoplam os dois módulos, sendo que um acoplamento adicional é garantido ao forçarem-se as velocidades médias na vertical a serem iguais em ambos os módulos. O módulo 3D utiliza as elevações da superfície livre obtidas no módulo 2DH. Em sequência, o módulo 2DH utiliza as tensões de atrito no fundo obtidas dos perfis verticais de

velocidade, calculados no módulo 3D. No caso da opção estritamente numérica, (a), os perfis de velocidades calculados no módulo 3D, são integrados na vertical e comparados com as velocidades (2DH) obtidas no módulo 2DH. Caso necessário, os perfis de velocidade 3D são ajustados de modo a fazer coincidir as velocidades médias na vertical nos dois módulos.

3.2 O módulo 3D do FIST3D

O FIST3D é um modelo tridimensional barotrópico, capaz de simular com grande precisão campos de correntes tridimensionais (3D), bem como correntes integradas na vertical (2DH) em escoamentos pouco sensíveis à baroclinicidade. O modelo utiliza uma eficiente técnica numérica em dois módulos calculando, em primeiro lugar, os valores da elevação da superfície livre, através de uma modelação bidimensional integrada na vertical (2DH) e, em seguida, o campo de velocidades. Dependendo dos dados de entrada, o campo de velocidades pode ser calculado de forma tridimensional (3D) ou apenas bidimensional (2DH). O esquema numérico resultante é extremamente robusto e eficiente.

O sistema de discretização espacial é otimizado para corpos de água naturais, pois permite uma óptima representação de contornos recortados e batimetrias complexas, como é usual nestes sistemas. A discretização espacial é preferencialmente feita via elementos finitos quadrangulares biquadráticos, mas pode igualmente ser feita via elementos finitos triangulares quadráticos ou pela combinação de ambos. Tal método de discretização espacial é potencialmente de quarta ordem.

A discretização vertical da coluna de água usa diferenças finitas com transformação sigma, pelo que a discretização completa do domínio resulta em muitas malhas de elementos finitos, uma para cada nível Z da transformação sigma. A discretização temporal é efectuada através de um esquema implícito de diferenças finitas, com um erro de truncamento de segunda ordem.

A dinâmica do movimento para escoamentos em regime turbulento é governada pelas equações de Navier-Stokes. Tais equações representam o princípio da conservação da quantidade de movimento e, em conjunto com a equação da continuidade, a equação de estado e uma equação de transporte para cada constituinte da equação de estado, compõem o modelo matemático fundamental para observar a dinâmica de qualquer corpo de água.

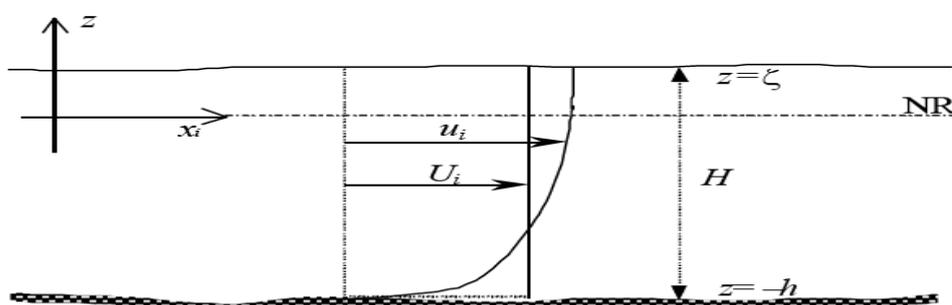


Figura 3.1 Sistema de coordenadas do sistema de modelagem (3D e 2DH), onde NR é o nível de referência. No caso 2DH, U_i , representa a velocidade média vertical. Note que as coordenadas e velocidades horizontais são representadas como $(x,y)\equiv(x_1, x_2)$ e $(u,v)\equiv(u_1, u_2)$ utilizando o índice $i = 1,2$. A profundidade instantânea $H = Z_{\text{sup.}} - Z_{\text{fundo}} = \zeta + h$, também é chamada de altura da coluna de água. (Imagem de Rosman (2009))

3.2.1 Equações da quantidade de movimento para as escalas resolvíveis

Considerando um referencial Euleriano, a equação da conservação da quantidade de movimento (Segunda Lei de Newton), para as 3 direcções pode ser escrita como:

Equação da quantidade de movimento na direcção x :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = +2\Phi \text{sen}\theta v - \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) \quad (3.1)$$

Equação da quantidade de movimento na direcção y :

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -2\Phi \text{sen}\theta u - \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) \quad (3.2)$$

Equação da quantidade de movimento na direcção z :

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} \right) \quad (3.3)$$

onde u , v , e w são respectivamente, as componentes do vetor velocidade nas direcções x , y , e z . A direcção vertical z é positiva para cima e sua origem pode ser convenientemente definida no nível médio da superfície da água. P é a pressão, ρ é a densidade local do fluido e ρ_0 é uma densidade constante de referência. Φ é a velocidade angular de rotação da Terra no sistema de coordenadas local e os termos com Φ são as forças de Coriolis, no qual θ é o ângulo de latitude. As acelerações de Coriolis apresentadas nessas equações consideram apenas o efeito devido às componentes horizontais do campo de escoamento, já que a componente vertical do campo de velocidades é desprezável em escoamentos de grande escala em corpos de água rasos. As acelerações de Coriolis são bastante pequenas junto ao equador. τ_{ij} é o tensor de tensões turbulentas, expresso através de :

$$\tau_{ij} = \nu_{ij} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) [i,j]=1,2,3]; \quad (3.4)$$

As chamadas tensões turbulentas são na verdade fluxos de quantidade de movimento por unidade de massa associados com escalas não resolvíveis no tempo e no espaço. Uma variável resolvível, por exemplo, u , é separada da variável completa, \bar{u} , através de um procedimento de filtragem ou fazendo uma média.

3.2.2 Condição de incompressibilidade – equação da continuidade

Geralmente denominada equação da continuidade, a seguinte equação representa, de facto, a imposição da condição de escoamento incompressível:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.5)$$

Esta equação é uma imposição geométrica sobre o campo de escoamento admissível, forçando que a divergência da velocidade do escoamento em qualquer ponto seja nula. Na realidade, pode-se demonstrar que esta condição matemática é equivalente

a dizer que o volume ocupado por um grupo de partículas fluidas em escoamento permanece constante (Rosman, 1997).

3.2.3 Escoamentos em águas rasas e aproximação hidrostática

Como os movimentos são principalmente horizontais, as equações que governam o movimento são as chamadas equações de águas rasas, que podem ser obtidas a partir das seguintes hipóteses:

- Pode ser uma densidade de referência constante, ρ_0 , em todos os termos, excepto no termo que expressa a força gravítica (aproximação de Boussinesq).
- Para escoamentos de grande escala, como correntes devidas a marés e ventos, com declividade de fundo relativamente suave, a equação de quantidade de movimento na direcção vertical pode ser reduzida à distribuição de pressão hidrostática (aproximação hidrostática). Isso pode ser obtido integrando a equação de quantidade de movimento na direcção vertical ao longo da profundidade (3.3).

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g (\rho_0 + \rho') \quad (3.6)$$

Integra-se agora na vertical entre uma profundidade z e a superfície livre da água ($z = \zeta(x, y, t)$):

$$\int_z^\zeta dp = - \int_z^\zeta g(\rho_0 + \rho') dz \quad (3.7)$$

A pressão na superfície livre da água $p(\zeta)$ é igual à pressão atmosférica, p_a :

$$p(z) = p_a + \rho_0 g(\zeta - z) + g \int_z^\zeta \rho' dz \quad (3.8)$$

O gradiente de pressão horizontal nas equações horizontais do movimento será dado por:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho_0 g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \frac{\partial}{\partial x} \int_z^\zeta \rho' dz \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \rho_0 g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + g \frac{\partial}{\partial y} \int_z^\zeta \rho' dz \quad (3.10)$$

onde a elevação $z = \zeta(x, y, t)$ define a posição da superfície livre da água. De modo a reduzir o tamanho da equação, a notação indicial usual é utilizada na equação acima. Conforme indicado, para escoamentos de águas rasas, a pressão dinâmica P_d é desprezável. A hidrostática, consiste em desprezar a pressão dinâmica. Substituindo a equação (3.6) nas equações de quantidade de movimento (3.1) e (3.2), e considerando que sobre domínios relativamente pequenos, como no caso de baías, a pressão atmosférica P_{atm} permanece praticamente homogénea, pode-se obter a equação da quantidade de movimento efectivamente usada no modelo hidrodinâmico, que pode ser escrita da seguinte forma:

Equação de quantidade de movimento, com aproximação hidrostática, na direcção x :

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} g \int_z^\zeta \frac{\partial p}{\partial x} \partial z + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right) + 2\Phi \sin \theta v \quad (3.11)$$

Equação de quantidade de movimento, com aproximação hidrostática, na direcção y :

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} g \int_z^\zeta \frac{\partial p}{\partial y} \partial z + \frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \right) + 2\Phi \sin \theta u \quad (3.12)$$

Assim, em qualquer instante t , o modelo determina quatro incógnitas: a elevação da superfície livre $\zeta(x, y, t)$, e três componentes do vetor velocidade, $u_i(x, y, z, t)$. No FIST3D, entretanto, o módulo 3D calcula apenas as componentes da velocidade, já que as elevações da superfície livre são computadas no módulo 2DH. Até o momento, o grupo básico de equações governantes para o modelo hidrodinâmico 3D é composto da equação da continuidade (3.4), e de duas equações da quantidade de movimento horizontais, (3.6) e (3.7). Entretanto, esse sistema de 3 equações possui 4 incógnitas (u , v , w , e ζ). Portanto, uma quarta equação é necessária. A escolha usual para essa quarta equação é a equação da continuidade integrada ao longo da coluna de água.

3.2.4 Equação da continuidade integrada na vertical

A integração vertical das equações permite eliminar todos os termos que contém velocidades verticais, obtendo-se, desta forma, um sistema que pode ser resolvido para determinação das componentes horizontais da velocidade e do nível da superfície livre. Para isso, basta dizer que a superfície livre e o fundo não se movem como um todo. Claro que, localmente, um ponto da superfície pode variar a sua elevação, mas a superfície, como um todo, não se move.

Equação da continuidade (do volume) integrada ao longo da vertical:

$$\frac{\partial(\zeta+h)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^\zeta u \partial z + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^\zeta v \partial z = q_P - q_E + q_I \quad (3.5)$$

3.3 O Módulo 2DH do modelo

O módulo 2DH tem como base as mesmas equações do módulo 3D utilizando uma integração vertical deste último. As equações utilizadas neste módulo são iguais à maioria dos modelos 2DH. Assim, em cada intervalo de tempo, o módulo 2DH determina as componentes das velocidades médias na vertical, na direcção x e y , e as elevações da superfície livre, z .

4. Espectro Rotatório

Em meteorologia e oceanografia física, é frequentemente necessário analisar séries temporais de vectores no domínio da frequência. No procedimento mais comum usa-se a decomposição das séries de vectores em componentes paralela e perpendicular a um alinhamento mais representativo do escoamento. Os espectros das duas componentes são então obtidos separadamente. Agora, imaginando-se que, numa determinada faixa de frequências, a direcção do escoamento não seja necessariamente a mesma da direcção principal, e desejando-se quantificar o conteúdo energético nesta faixa também, supondo que essa direcção fosse conhecida, promover-se-ia uma rotação no eixo do sistema de coordenadas de forma a que um deles coincidisse com a direcção predominante na frequência desejada. Ao efectuar-se a rotação, notar-se-ia que o conteúdo energético dos espectros fora alterado, dificultando sobremaneira a interpretação dos fenómenos. Ou seja, o conteúdo energético dos espectros é dependente da orientação dos eixos de coordenadas (Carvalho, 2003).

Assim, Gonella (1972) e Mooers (1973) com base nos conceitos originalmente apresentados por Fofonoff (1969) apresentaram os espectros rotatórios como forma de resolver esse problema. Nestes, um vector velocidade pode ser representado como um número complexo.

$$w = u + iv \quad (4.1)$$

As componentes oscilatórias do vector velocidade executam órbitas elípticas periódicas no plano hodográfico. O vector pode ser decomposto, para cada frequência, em dois movimentos circulares de sentidos opostos, cada qual com sua amplitude e fase. Os movimentos anti-horários correspondem aos movimentos das frequências positivas, e os horários, aos das frequências negativas (Carvalho, 2003).

A série temporal de vectores pode ser representada no domínio da frequência por:

$$w = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} W e^{i\sigma t} d\sigma \quad (4.2)$$

onde

$$W(\sigma) = \begin{cases} A e^{i\phi}, & \sigma \geq 0 \\ C e^{-i\theta}, & \sigma \leq 0 \end{cases} \quad (4.3)$$

A e ϕ e C e θ são as amplitudes e fases das componentes anti-horárias e horárias respectivamente, na frequência σ e W é o espectro da função w .

Se introduzirmos os ângulos $\alpha = \frac{\phi - \theta}{2}$ e $\beta = \frac{\phi + \theta}{2}$ em (4.3) então,

$$W(\sigma) = \begin{cases} Ae^{i(\alpha+\beta)}, \sigma \geq 0 \\ Ce^{i(\alpha-\beta)}, \sigma \leq 0 \end{cases} \quad (4.4)$$

onde α e β são a direção do eixo maior e a fase temporal da elipse, respectivamente.

Neste trabalho foram utilizadas quatro funções espectrais que são invariáveis face a uma rotação do sistema de coordenadas: a energia cinética média ou o espectro total, o coeficiente de rotação, a orientação da elipse e a estabilidade da elipse.

O espectro total é o resultado da soma dos espectros horários e anti-horários:

$$S = S_- + S_+ \quad (4.5)$$

onde

$$S_- = \frac{1}{8}(C_{uu} + C_{vv} - 2Q_{uv}) \text{ é o espectro horário e} \quad (4.6)$$

$$S_+ = \frac{1}{8}(C_{uu} + C_{vv} + 2Q_{uv}) \text{ é o espectro anti-horário.} \quad (4.7)$$

Os termos C_{uu} e C_{vv} são os auto-espectros das séries de componentes u e v e Q_{uv} é o quad-espectro do espectro cruzado entre as mesmas.

O coeficiente de rotação é dado por:

$$C_R = \frac{-2Q_{uv}}{C_{uu} - C_{vv}} \quad (4.8)$$

Este varia entre -1 para rotação circular no sentido horário e $+1$ para rotação circular no sentido anti-horário. Quando C_R tende a zero, a elipse achata-se gradativamente até a que os vectores apresentem apenas pulsação sem rotação.

A direção da elipse em cada frequência é dada por:

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctan\left(\frac{2C_{uv}}{C_{uu} - C_{vv}}\right) \quad (4.9)$$

onde C_{uv} é o co-espectro do espectro cruzado entre as componentes u e v . O coeficiente de estabilidade da elipse é dado por:

$$E = \frac{(C_{uu} + C_{vv})^2 - 4(C_{uv}C_{vv} - C_{uv}^2)}{(C_{uu} + C_{vv})^2 - 4Q_{uv}^2} \quad (4.10)$$

O coeficiente de estabilidade indica o quão estável e significativa, no tempo, é a direção do escoamento. Este varia entre 0 e 1 podendo ser interpretado de forma semelhante à coerência entre duas séries reais.

A análise espectral rotatória permite ainda cruzar séries de dois vectores ou de um vector com um escalar. Sejam duas séries de vectores representadas por suas componentes $w_1 = u_1 + iv_1$ e $w_2 = u_2 + iv_2$. O espectro cruzado interno entre as duas séries de vectores é definido como:

$$S_{w_j w_k} = (S_{u_j u_k} + S_{v_j v_k}) + i(S_{u_j v_k} - S_{v_j u_k}), (j, k = 1, 2) \quad (4.11)$$

Onde $S_{u_j u_k}$, $S_{v_j v_k}$, $S_{u_j v_k}$, $S_{v_j u_k}$ são os espectros cruzados entre as componentes cartesianas dos vectores. Fisicamente, $S_{w_j w_k}$ é o espectro cruzado entre as componentes anti-horárias (horárias) das séries j e k para $\sigma \geq 0$ ($\sigma \leq 0$). Expandindo os termos em (4.11) teremos:

$$S_{w_j w_k} = \frac{1}{2} \left[(C_{u_j u_k} + C_{v_j v_k}) + (Q_{u_j v_k} - Q_{v_j u_k}) \right] + \frac{i}{2} \left[(C_{u_j v_k} - C_{v_j u_k}) - (Q_{u_j u_k} + Q_{v_j v_k}) \right] \quad (4.12)$$

O auto-espectro interno é, a partir daí, obtido por:

$$S_{w_j w_j} = \frac{1}{2} \left[C_{u_j u_j} + C_{v_j v_j} + 2Q_{u_j v_j} \right], (j = 1, 2) \quad (4.13)$$

A coerência interna ao quadrado entre os vectores 1 e 2, γ_{12}^2 , é definida como:

$$\gamma_{12}^2 = \frac{|S_{w_1 w_2}|^2}{S_{w_1 w_1} S_{w_2 w_2}}, (0 \leq \gamma_{12}^2 \leq 1) \quad (4.14)$$

A fase interna χ_{12} é definida como:

$$\chi_{12} = \arctan \left[\frac{-\text{Im}(S_{w_1 w_2})}{\text{Re}(S_{w_1 w_2})} \right] \quad (4.15)$$

Pode-se definir ainda o espectro cruzado externo entre duas séries vectoriais como:

$$Y_{w_j w_k} = (S_{u_j u_k} - S_{v_j v_k}) + i(S_{v_j u_k} + S_{u_j v_k}), (j, k = 1, 2) \quad (4.16)$$

Expandindo os termos em (4.16) teremos:

$$Y_{w_j w_k} = \frac{1}{2}(C_{u_j u_k} - C_{v_j v_k} + Q_{v_j u_k} + Q_{u_j v_k}) + \frac{i}{2}(C_{v_j u_k} + C_{u_j v_k} - Q_{u_j u_k} + Q_{v_j v_k}) \quad (4.17)$$

Fisicamente, $Y_{w_1 w_2}$ é o espectro cruzado entre a componente horária (anti-horária) da série 1 com a componente anti-horária (horária) da série 2 para $\sigma \geq 0$ ($\sigma \leq 0$). A coerência externa ao quadrado é definida como:

$$\lambda_{12}^2 = \frac{|Y_{w_1 w_2}|^2}{S_{w_1 w_1} S_{w_2 w_2}}, (0 \leq \lambda_{12}^2 \leq 1) \quad (4.18)$$

e a fase externa como:

$$\psi_{12} = \arctan \left[\frac{-\text{Im}(Y_{w_1 w_2})}{\text{Re}(Y_{w_1 w_2})} \right] \quad (4.19)$$

Os parâmetros apresentados acima são função da frequência angular, σ ($-\infty \leq \sigma \leq \infty$).

As fases interna e externa podem ser utilizadas para definir a diferença média entre as orientações das elipses, $\Delta\alpha_{12} = \alpha_1 - \alpha_2$, fazendo-se:

$$\overline{\Delta\alpha_{12}(s)} = \frac{1}{2}[\chi_{12}(s) + \chi_{12}(-s)] = \frac{1}{2}[\psi_{12}(s) + \psi_{12}(-s)], (0 \leq s \leq \infty) \quad (4.20)$$

e a diferença de fase média entre as duas elipses, $\Delta\beta_{12} = \beta_1 - \beta_2$, fazendo-se:

$$\overline{\Delta\beta_{12}(s)} = \frac{1}{2}[\chi_{12}(s) - \chi_{12}(-s)] = \frac{1}{2}[\psi_{12}(s) - \psi_{12}(-s)], (0 \leq s \leq \infty) \quad (4.21)$$

5. Metodologia

Para estudar a hidrodinâmica da Enseada do Itapocorói foram realizadas várias etapas, desde o estudo de outros projectos que tentavam explicar a origem de vórtices até à análise dos resultados finais do modelo 3D (Figura 5.1).

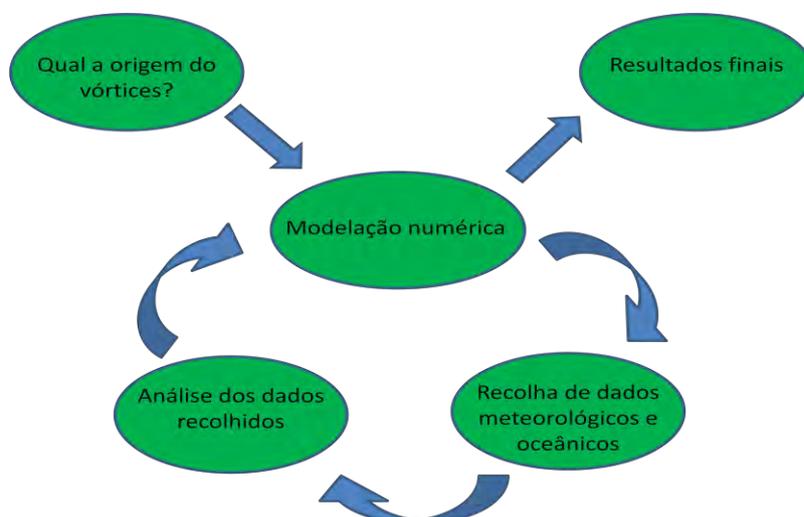


Figura 5.1: Fluxograma da metodologia utilizada durante o trabalho.

5.1 Modelação 2DH

Depois de ser feita a revisão bibliográfica e uma análise aprofundada dos artigos de Valle-Levinson e Mogara-Opazo (2005) e Valle-Levinson *et al.* (2000), que observaram a existência de um vórtice nas zonas mais abrigadas das praias de enseada, foi utilizado o modelo hidrodinâmico FIST3D do Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental (SisBAHIA), no seu módulo 2DH.

As simulações realizadas através deste modelo serviram para-se obter uma caracterização bastante aproximada (uma vez que não teve uma calibração adequada) do padrão de correntes e verificar a formação de vórtices no interior da Enseada do Itapocorói. Estes resultados serviram também para definir um ponto de amostragem onde foram recolhidos os dados da elevação e corrente analisados posteriormente neste trabalho.

Foram assim simulados vários cenários de vento para o período de tempo compreendido entre os dias 1 e 31 de Julho de 2009, e foi avaliado o comportamento hidrodinâmico das correntes, na Enseada do Itapocorói, em resposta às diferentes direcções de vento incidente. Esta parte do trabalho serviu para definir um local onde posteriormente fosse fundeado um ADCP que permitisse a aquisição de dados da elevação da superfície livre e das correntes.

Nesta fase, como dados de entrada do modelo, foram utilizadas a linha de costa do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, a maré calculada via constantes harmónicas pelo SisBAHIA e a malha de elementos finitos quadráticos criada no programa Argus One (Figura 5.2). A batimetria foi realizada no âmbito dos projectos do CNPq do Brasil (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico)

“Análise do balanço de sedimentos em bacias hidrográficas costeiras” e “Caracterização de zonas de erosão acentuada em praias de enseada”. Contou com o auxílio de uma embarcação, um ecobatímetro da Odom e um RTK da Trimble que media a profundidade, informava a posição instantânea e corrigia o nível da água. Para os locais de menor profundidade, e por ter maior mobilidade, utilizou-se uma mota de água com uma sonda ecosounder gpsmap 186c da Garmin para medir a profundidade e a localização, e um GPS para corrigir a posição dada pela sonda. Foi utilizada uma régua para descontar a maré enquanto se usava a mota de água (Figura 5.3). A batimetria

Foi utilizado também a frequência percentual dos ventos (direção e velocidade) registados na estação meteorológica da Ilha do Arvoredo (situada a 60 km sudeste da área de estudo), no período de 1964 a 1997 (dados utilizados na dissertação de mestrado de Vitém, (2003)). O passo de tempo foi de 1200 segundos, o vento introduzido na fronteira aberta era constante no espaço e uniforme no tempo (variou a direção e intensidade em cada simulação), a constante de Von Karman tinha o valor de 0.404 e a rugosidade de fundo tinha um valor de 0.03 metros. A viscosidade turbulenta foi calculada internamente pelo modelo e o fluxo dos rios Piçarras e Iriri foram desprezados, uma vez que têm um caudal médio de $0.57 \text{ m}^3/\text{s}$ e $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente (Rosman, 2006).

A malha utilizada no modelo hidrodinâmico é constituída por 1144 elementos quadráticos. A resolução dos elementos aumenta da fronteira aberta (onde tem 300 metros de lado) até à zona de estudo (com 150 metros de lado).

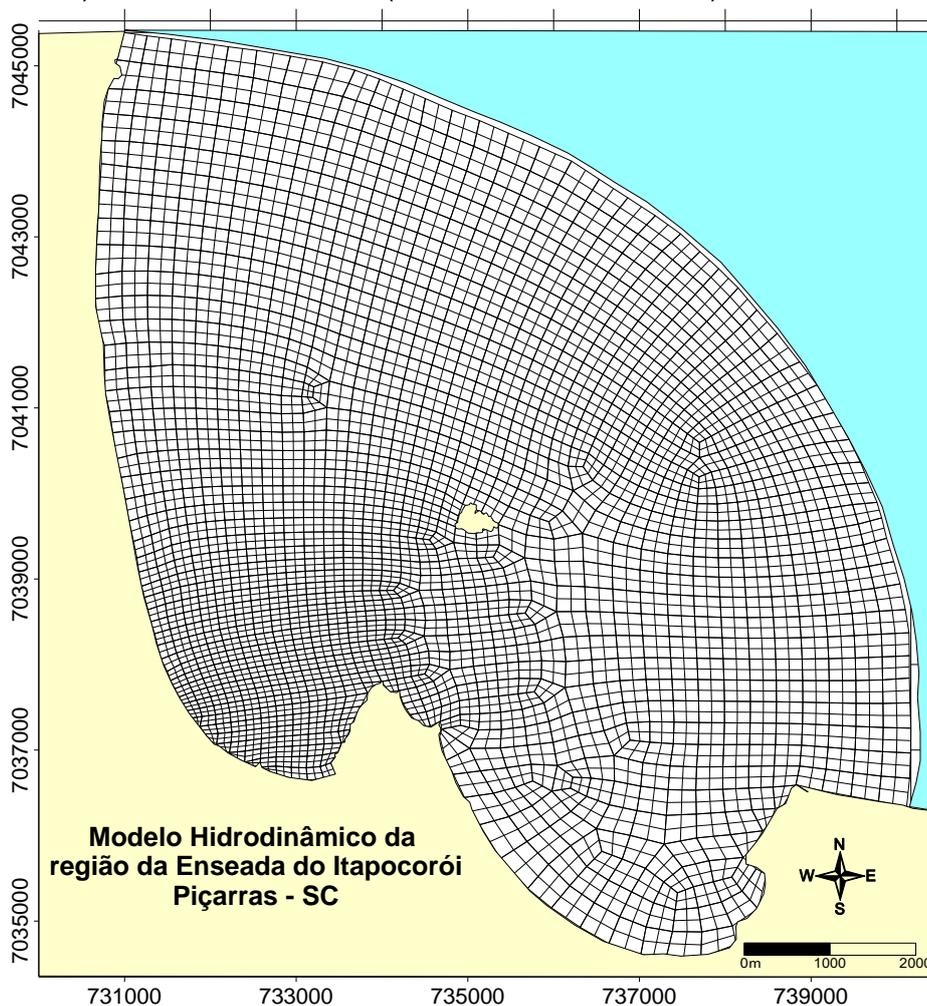


Figura 5.2: Mapa base e malha curvilínea utilizada no modelo hidrodinâmico. Coordenadas UTM SAD69 22S.

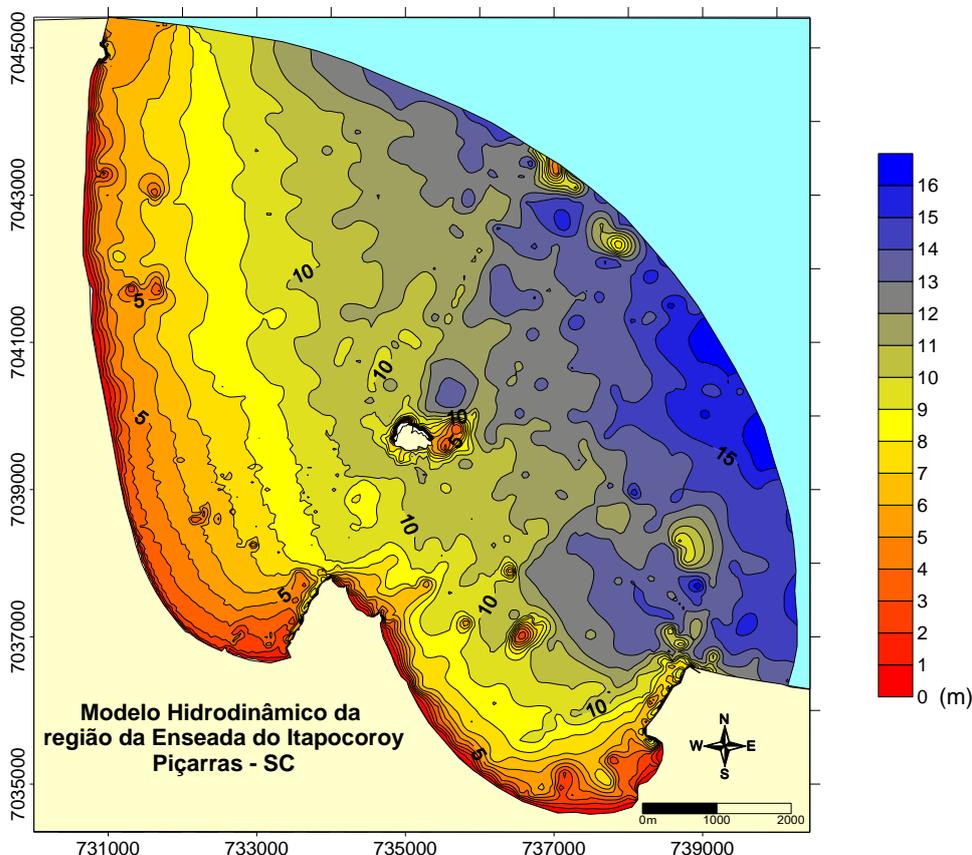


Figura 5.3: Batimetria da área de estudo utilizando o interpolador Kriging. Coordenadas UTM SAD69 22S.

5.2 Recolha de dados meteorológicos e oceânicos

Depois de observado através do modelo 2DH o campo de correntes, foi possível seleccionar um ponto de recolha de dados da corrente e elevação da superfície, onde foi instalado o ADCP. Os dados recolhidos foram posteriormente utilizados para estudar a resposta da corrente ao forçamento da maré (registada pela elevação da superfície livre) e do vento. A elevação da superfície livre registada foi um parâmetro de entrada do modelo 3D utilizado para a identificação dos vórtices na Enseada do Itapocorói.

O ADCP ficou fundeado no local previamente planeado (733299, 7037124 UTM) a aproximadamente 100 metros do ancoradouro localizado no canto direito da praia Alegre, na direcção Noroeste (Figura 5.4). Este local foi assim escolhido porque, segundo o modelo 2DH as diferentes direcções de vento geram aí correntes desiguais, uma vez que todos os vórtices interceptam aquela área (Figura 5.5).

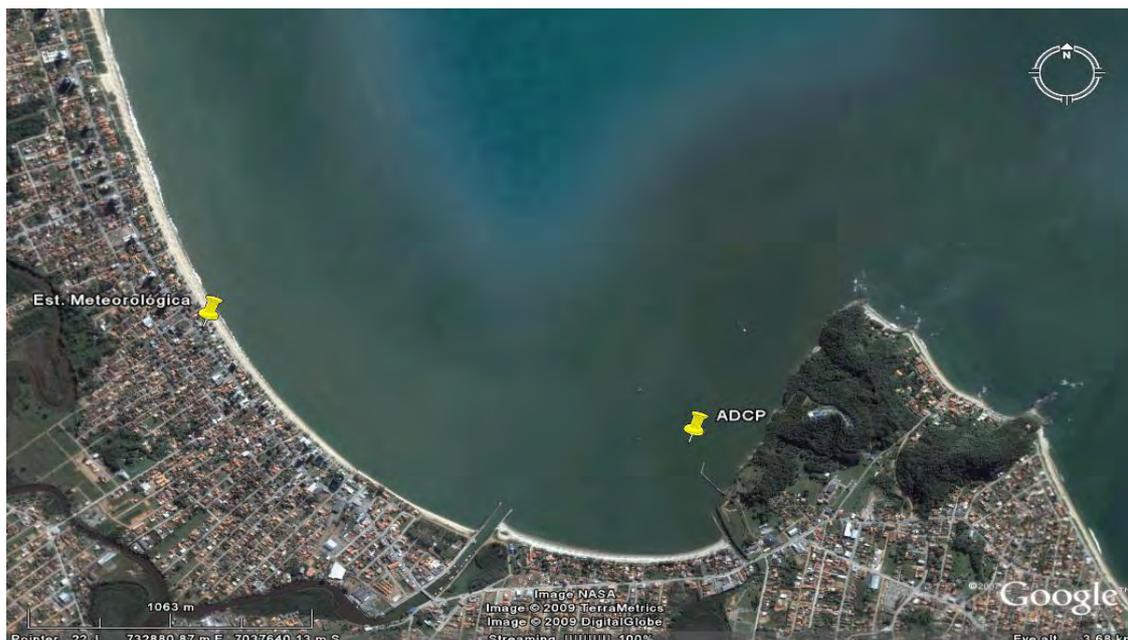


Figura 5.4: Local onde foi feito o fundeio do ADCP e recolhidos os dados do vento. Imagem do Google Earth® 24/06/2009.



Figura 5.5: Área dos vórtices gerados para as diferentes condições de vento. Imagem do Google Earth® 24/06/2009.

Para a aquisição dos dados da corrente foi utilizado um ADCP Argonaut-XR da SonTek (1500 kHz), com um intervalo de aquisição de 1200 seg e uma média de amostragem de 120 segundos a cada registo, para retirar o efeito da ondulação e ruídos de alta frequência. Nas definições do ADCP foram seleccionadas seis células de um metro para aquisição dos dados (tendo o instrumento uma lacuna (“blank”) de um metro). Deste modo, foram obtidos dados da direcção e intensidade da corrente a cada metro, assim como da elevação da superfície livre.

A primeira célula do ADCP estava situada entre 0.5 e 1.5 metros, a segunda entre 1.5 e 2.5 metros (Figura 5.6). As demais células não foram utilizadas pois ficavam, por vezes, fora de água e com valores sem sentido físico. Foram também utilizados os dados da velocidade integrada na vertical.

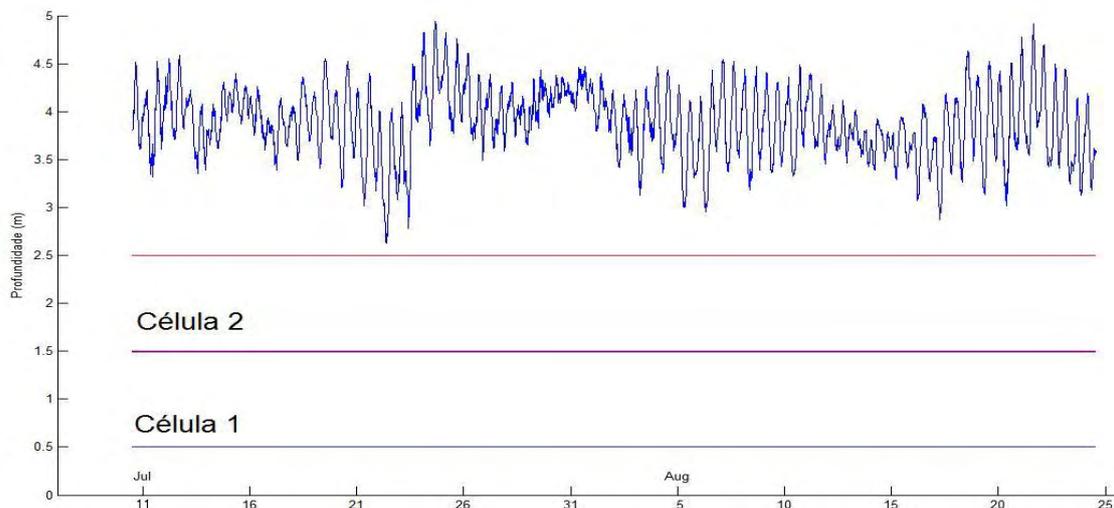


Figura 5.6: Células utilizadas na análise de dados da corrente (Célula 1 e Célula 2) e elevação da superfície livre.

O ADCP reuniu, assim, dados de velocidade da corrente para diferentes profundidades, durante o período compreendido entre os dias 10 de Julho e 24 de Agosto de 2009, que posteriormente, através do modelo 3D permitiram identificar o campo de correntes na zona interior da Enseada do Itapocorói.

Durante o mesmo período de tempo em que foi feito o registo dos dados de corrente e da elevação da superfície livre, foi realizada a aquisição dos dados do vento característico da zona de estudo.

Para registar a velocidade e direcção do vento, foi utilizada uma estação meteorológica (Complete Weather Monitor II) instalada na praia de Piçarras, num local onde se obtinha o vento característico da região em estudo (Figura 5.4).

Desta forma, foi instalado um tripé, para fixação da estação meteorológica, tendo sido elevado o anemómetro a, aproximadamente, 10 metros de altura, de acordo com as normas da U.S. Army Corps of Engineers' (Thompson e Leenknecht, 1994), o que reduz a influência da camada limite. Nas definições da estação foi seleccionada uma aquisição de dados a cada 10 minutos.

Durante o intervalo de tempo em que a estação meteorológica e o ADCP fundeado estiveram a fazer a aquisição de dados, foram feitas três campanhas com outro ADCP, em *Bottom Track*. O objectivo das campanhas era observar a presença do vórtice identificado através do modelo numérico 2DH na Praia Alegre e na Praia de Piçarras (Sul). Foi utilizado um ADCP da SonTek (1500 kHz), que fazia um perfil da velocidade a cada 5 segundos e obtinha dados da corrente em profundidade a cada 0.5 metros. Este instrumento tinha uma lacuna (“blank”) de 0.4 metros e para o rebocar ao longo do trajecto pré definido foi utilizado um pequeno catamarã constituído por dois flutuadores e uma estrutura metálica onde o instrumento estava fixo (Figura 5.7 a).

Este instrumento foi então rebocado por uma embarcação que seguiu linhas de navegação previamente elaboradas e que envolviam toda a área do vórtice identificado nos resultados do modelo hidrodinâmico (Figura 5.7 b). As linhas de navegação previstas perfizeram um total de 16.5 km e foram efectuadas a uma velocidade de 2.5 m/s, a velocidade padrão à qual o equipamento consegue registar os dados com qualidade.

Foi escolhido o período de estufa da maré, para fazer o trabalho de campo, com o objectivo de diminuir a influência desta nos dados medidos pelo ADCP, não sendo possível, por esse facto, realizar uma malha de amostragem muito grande. Para a navegação, foi utilizado um GPS que estava constantemente a ser actualizado e permitia ao barqueiro, através do software GPS Trackmaker, navegar sobre as linhas anteriormente projectadas em ambiente SIG (Sistema de Informação Geográfica).

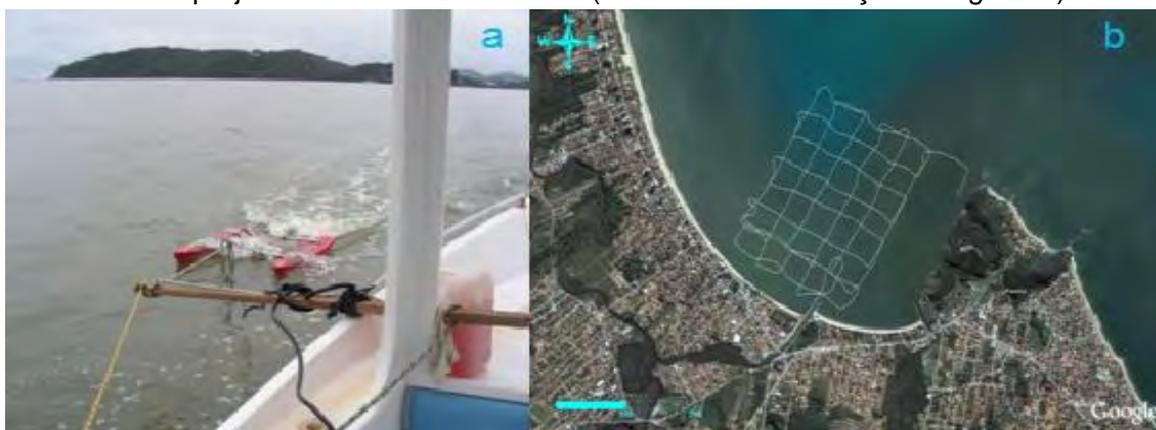


Figura 5.7: a) ADCP a ser rebocado. Fotografia de Luís Leite, data 10/09/2009. b) Linhas de navegação realizadas pelo barqueiro. Imagem do Google Earth® 12/09/2009.

5.3 Análise dos dados meteorológicos e oceânicos

Para fazer uma análise dos dados do vento, corrente e elevação da superfície foram utilizadas diversas rotinas em ambiente Matlab. Algumas dessas rotinas já existiam e outras foram adaptadas ou criadas de raiz, para assim se conseguir compreender melhor os fenómenos atmosféricos e oceânicos característicos da área de estudo.

O processamento consistiu na análise da direcção e intensidade dos valores obtidos, análise estatística básica e análise espectral rotatória.

Primeiramente foi feita uma observação visual de todos os dados, com o objectivo de verificar os erros grosseiros que poderiam resultar de um mau funcionamento do equipamento. Os valores anormais resultantes dos primeiros dados registados enquanto o ADCP estava fora de água foram retirados, assim como foi feita uma correcção na direcção para fazer coincidir o Norte Magnético (medido pelo ADCP) com o Norte Cartográfico (utilizado na análise de dados). Nesta fase foram identificados alguns problemas com a direcção da corrente medida pelo ADCP, que foram prontamente corrigidos.

É de realçar que foram utilizadas as convenções meteorológicas ou oceanográficas para os diferentes tipos de dados. Assim, os dados da corrente indicam para que sentido se dirige a corrente, enquanto que os dados do vento indicam o quadrante de onde vem o vento.

5.4 Modelação 3D

Após terem sido analisados os dados da maré, corrente e elevação da superfície livre foram realizadas simulações com o modelo 3D de SisBAHIA que pretendiam reproduzir o período temporal de recolha dos dados.

Para fazer a modelação 3D no SisBAHIA utilizaram-se os dados de vento da estação meteorológica instalada e os dados da elevação medidos pelo ADCP fundeado.

Foi utilizado um passo de tempo de 20 segundos, um valor de 0.404 para a constante de Von Karman e uma rugosidade de fundo com 0.03 metros. A viscosidade turbulenta foi calculada internamente pelo modelo e o fluxo dos rios Piçarras e Iriri foram uma vez mais desprezados.

Simulou-se o período de 45 dias (de 10 de Julho a 24 de Agosto) e compararam-se posteriormente os resultados com os dados reais.

Utilizando as mesmas características da simulação anterior, mas com um vento constante e uniforme, novas simulações foram efectuadas e verificaram-se em que condições se formavam vórtices na zona Sul da Enseada do Itapocorói.

5.5 Calibração e validação do modelo

Os modelos numéricos são representações computacionais de fenómenos que ocorrem na natureza. Para que esta representação tenha um significado físico correspondente com o que acontece realmente na natureza, é necessário fazer uma calibração e validação do modelo, onde se comparam os valores medidos e os valores previstos através de um processo interactivo seguido de ajustes.

A batimetria, a topografia e as condições fronteira eram conhecidas com bastante precisão, no entanto, foram feitos alguns ajustes antes e durante o processo de calibração do modelo como indicado por Verboom (1992).

Apesar do modelo hidrodinâmico utilizado (SisBAHIA) ter mecanismos de auto calibração que dependem apenas dos dados de entrada e que fornecem coerências entre valores reais e valores previstos de níveis de água, (em geral melhores que 90%) e da direcção e velocidade da corrente (usualmente melhores que 70%), foram feitas comparações entre os resultados do modelo e os dados medidos pelo ADCP no âmbito deste trabalho.

Assim, foram seguidos quatro pontos conceituais sugeridos por Rosman (2009) como metodologia para o processo de calibração de um modelo de hidrodinâmico:

Em primeiro lugar, e mais fundamental, foi verificado se as escalas características dos fenómenos de interesse e as escalas de discretização do modelo eram compatíveis.

O segundo passo foi verificar exaustivamente se a geometria do domínio de interesse estava adequada com a realidade. Assim, uma vez que foi utilizada uma malha quadrada, não existiu um ajuste perfeito da linha de costa, no entanto, as suas características gerais foram mantidas. Por outro lado, os valores impróprios de profundidade, especialmente ao longo dos contornos e dos nós de ilhas, foram ajustados com a realidade.

O terceiro passo do processo de calibração foi fazer uma verificação abrangente das condições de fronteira uma vez que os modelos hidrodinâmicos são bastante sensíveis a estas condições.

O quarto passo fundamental na calibração do modelo foi verificar as variações do nível de maré pois, uma vez que um modelo está simule correctamente as variações do nível de água então, de um modo geral, os volumes de água estão a ser correctamente trocados dentro do domínio do modelo.

Para quantificar a diferença entre os valores medidos e os previstos foram utilizadas duas fórmulas estatísticas: o coeficiente de ajuste e o skill.

O coeficiente de ajuste para as séries foi baseado em Hess e Bosley (1992), cuja formulação é frequentemente utilizada na literatura científica para a comparação de duas séries com periodicidades relativamente definidas. O coeficiente é definido pela normalização do erro quadrático médio (equação 5.1) e o resultado aparece em percentagem (quanto maior a percentagem, maior o erro).

$$NRMS = \frac{RMS}{\bar{A}} \quad (5.1)$$

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Dm - Ds)^2}{n}} \quad (5.2)$$

Onde Dm representa o dado medido, Ds o dado simulado, \bar{A} é o range médio do dado medido e n o número de medições.

O skill é um método estatístico desenvolvido por Wilmott (1981) e recentemente utilizado por Warner *et al.* (2005) e Li *et al.* (2005), descrito pela equação (5.3). Este estabelece uma comparação entre os dados medidos e os simulados, apresentando coeficientes finais que variam entre 0 e 1 (onde valores próximos de 1 representam um ajuste perfeito).

$$Skill = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |Ds - Dm|^2}{\sum_{i=1}^n (|Ds - \bar{Dm}| + |Dm - \bar{Dm}|)^2} \quad (5.3)$$

\bar{Dm} representa a média temporal.

6 Análise e discussão dos resultados

A análise e a discussão dos resultados são separadas em três temas principais. O primeiro referente aos resultados do modelo hidrodinâmico 2DH, o segundo onde é feita uma análise dos dados de vento, corrente e maré recolhidos pelo ADCP e pela estação meteorológica, e o terceiro que está relacionado com a modelação 3D do modelo hidrodinâmico utilizado.

6.1 Modelo hidrodinâmico 2DH

Partindo dos resultados do modelo 2DH identificou-se a formação de um vórtice na área próxima da Praia Alegre, com sentido horário quando o vento local é de Norte e Norte/Nordeste (Figura 6.1). Nos casos em que o vento local é de Sul é formado um vórtice no mesmo local, mas com o sentido anti-horário (Figura 6.2). Para os outros

casos, existe uma resposta das correntes à direcção do vento incidente, mas nenhum vórtice foi identificado. A escala de cores dos gráficos seguintes é a mesma, de modo a evidenciar a diferença de intensidade das correntes formadas para diferentes velocidades de vento.

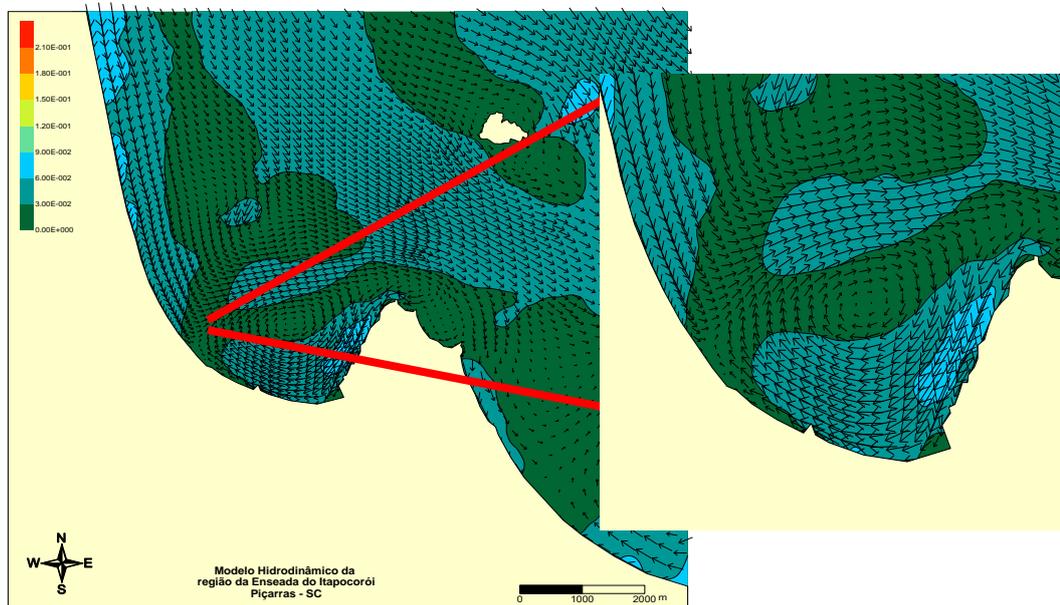


Figura 6.1: Campo da corrente residual (m/s) gerada pelo vento na Enseada do Itapocorói para vento do quadrante Nordeste com 7m/s.

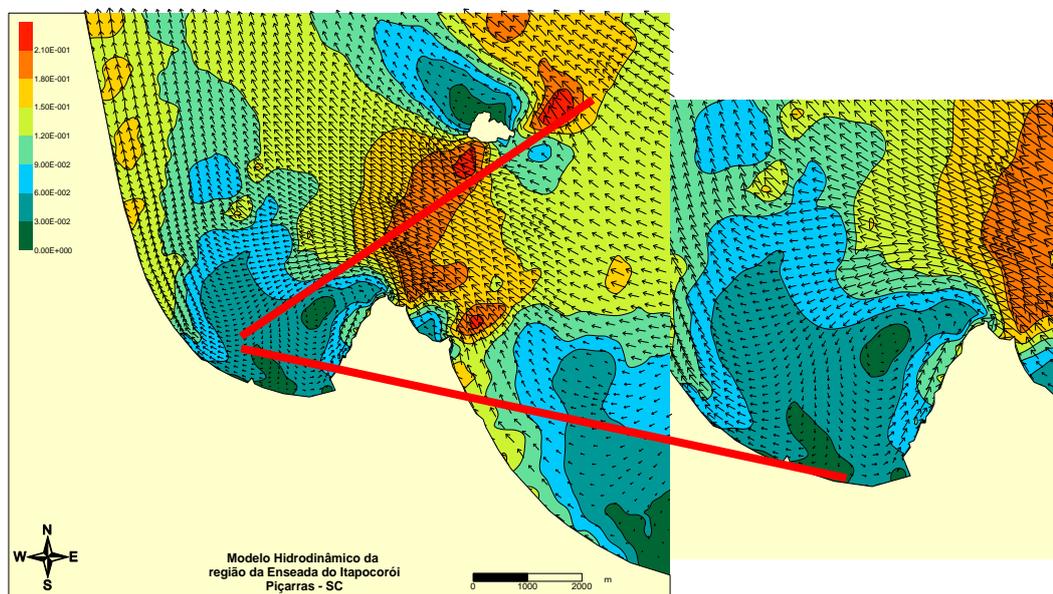


Figura 6.2: Campo da corrente residual (m/s) gerada pelo vento na Enseada do Itapocorói para vento do quadrante Sul com 10m/s.

6.2 Dados do trabalho de campo

6.2.1 Vento

Os valores da intensidade do vento medidos na Praia de Piçarras oscilaram entre os 0 e 6 m/s, e a sua direcção sofreu algumas variações ao longo do tempo.

Na Figura 6.3 a, b e c podem observar-se respectivamente, a direcção e intensidade do vento incidente, o módulo da velocidade e as componentes Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul) do vento durante o período de aquisição dos dados meteorológicos e oceânicos.

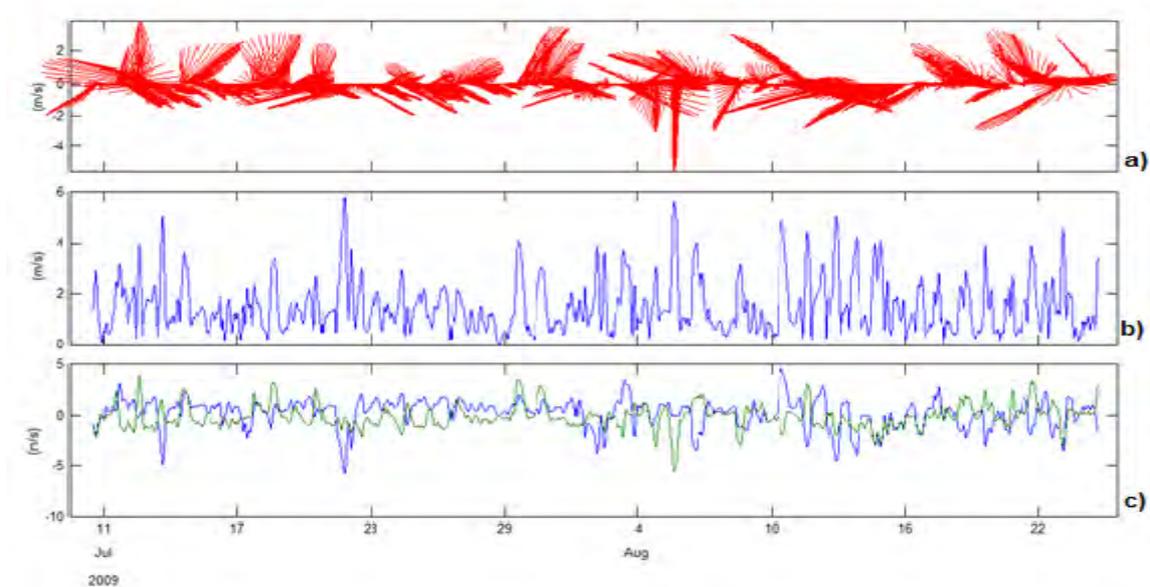


Figura 6.3: Comportamento do vento ao longo do tempo. a) intensidade e direcção, b) módulo da intensidade, c) componente Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul).

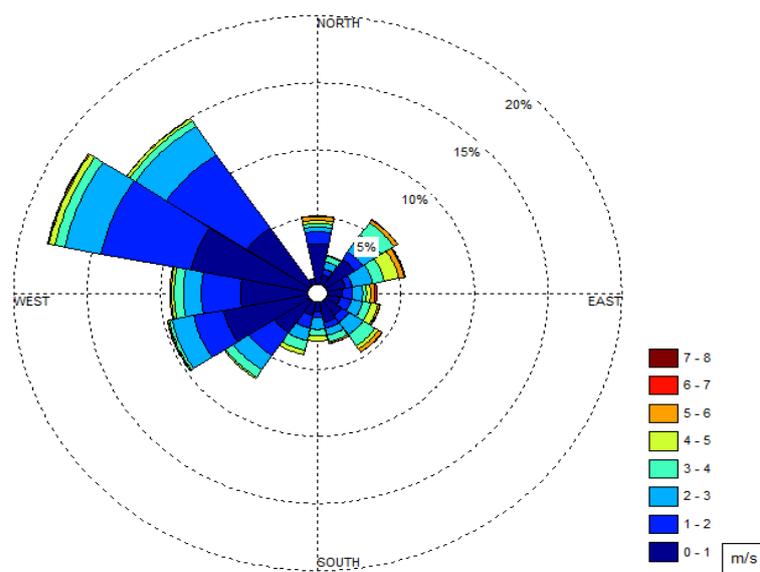


Figura 6.4: Gráfico da frequência, direcção incidente e intensidade do vento.

Da figura 6.4 conclui-se que os ventos mais frequentes são de Oeste/Noroeste e Noroeste, mas os ventos mais intensos são provenientes de todo o quadrante Leste. Este resultado evidencia o fenómeno da brisa, uma vez que as componentes Norte-Sul do vento tem menor frequência que a componentes Este-Oeste. Por outro lado a intensidade elevada do quadrante Leste está de acordo com a passagem das frentes frias (que têm ventos mais intensos).

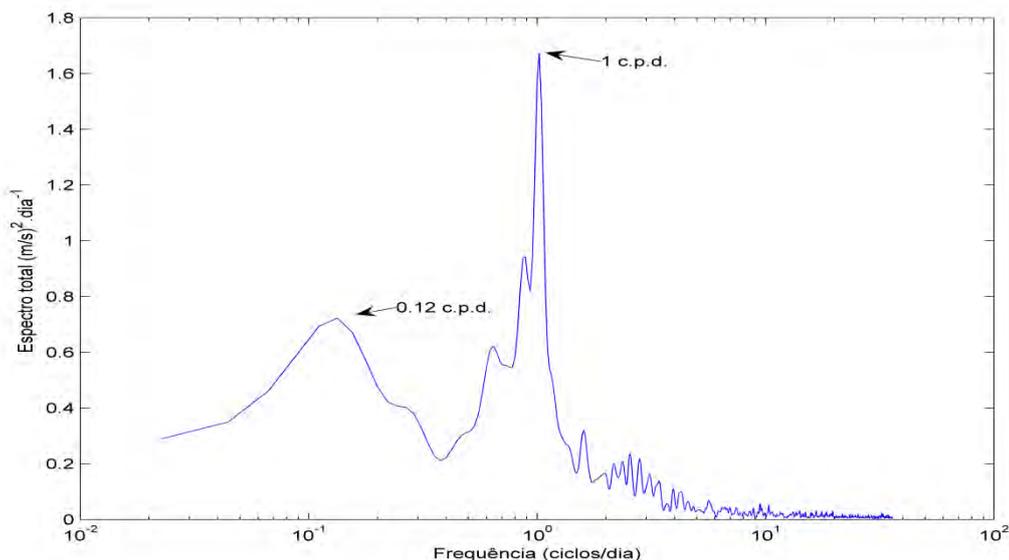


Figura 6.5: Espectro de energia dos dados do vento.

O espectro total de energia do vento medido pela estação meteorológica (Figura 6.5) indica que existe um pico bastante energético na frequência de 1 ciclo por dia (c.p.d.) (períodos de 24 horas), que está associado ao fenómeno da brisa marinha. Esta é resultado dos diferentes tempos de aquecimento e arrefecimento (calor específico) entre o oceano e o continente. No período diurno, o ar mais quente sobre o continente eleva-se permitindo desta forma uma movimentação do ar mais frio presente sobre a superfície do oceano para a costa. No período nocturno o fluxo de ar movimenta-se de forma contrária devido à menor temperatura sobre o continente, comparativamente com a temperatura do oceano. A brisa nocturna é geralmente, mais fraca pois as diferenças de temperatura são menores neste período.

Por outro lado, verifica-se também a existência de um pico de energia para o intervalo de frequências de 0.1 a 0.2 ciclos por dia, correspondente à passagem de frentes frias.

6.2.2 Maré

A série temporal da elevação do nível de água foi submetida a uma análise harmónica utilizando-se o sistema PAC, em versão DOS, de análise e previsão de marés descrito teoricamente em Franco (1988). Obtiveram-se os valores das constantes harmónicas imprescindíveis para o cálculo do factor de forma (equação 6.1): $K_1 = 7.39$ cm, $O_1 = 10.79$ cm, $M_2 = 27.74$ cm e $S_2 = 19.64$ cm.

$$\text{Factor de forma} = \frac{(K_1 + O_1)}{(M_2 + S_2)} \quad (6.1)$$

O factor de forma referente à série temporal analisada é 0.38, revelando desta forma um regime de micro-maré mista com predominância semi-diurna.

A partir dos dados da elevação registados pelo ADCP para a Enseada do Itapocorói, particularmente no período de 24 e 1 de Agosto, é possível observar-se uma pequena sobre elevação do nível de água. Esta poderá esta associada à influência da maré meteorológica na área de estudo (Figura 6.6). Estes dados evidenciam a importância da maré meteorológica anteriormente verificada em vários estudos de Carvalho *et al.* (1996), Schettini *et al.* (1996) e Truccolo (1998), onde afirmaram que este efeito poderia aumentar até 1 metro a elevação da superfície livre.

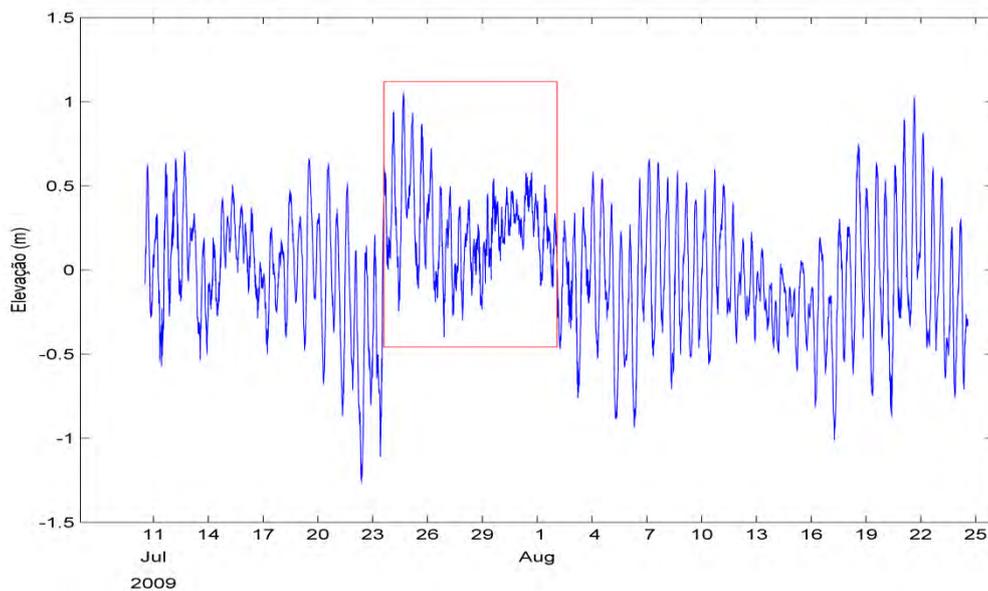


Figura 6.6: Elevação da superfície livre ao longo do tempo.

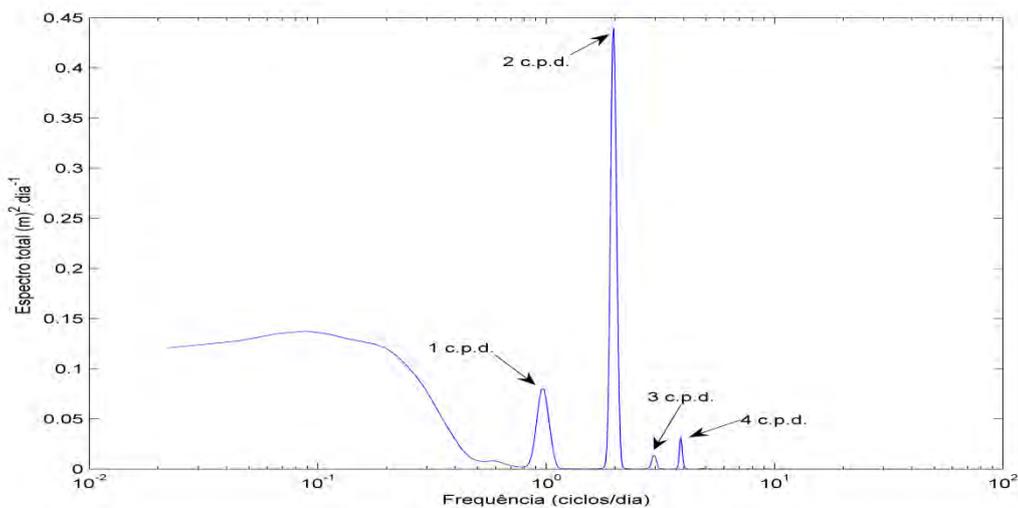


Figura 6.7: Espectro de energia da elevação da superfície livre.

A Figura 6.7 representa o espectro de energia da elevação da superfície livre, onde são identificáveis picos elevados de energia para várias frequências. Ao analisar-se as frequências inferiores a 1 ciclo por dia é possível identificar as principais componentes da maré a que a costa de Santa Catarina está sujeita. O pico mais energético corresponde às marés semi-diurnas (S_2 -12h, M_2 -12.42h) e o máximo seguinte às marés diurnas (K_1 -23.9 e O_1 -25.8 horas). Pode também identificar-se outros picos menos energéticos correspondente às marés terci-diurna (8 horas) e quadri-diurna (6 horas).

6.2.3 Corrente

Velocidade da corrente integrada na vertical

Os registos do ADCP mostram que os valores da velocidade integrada na vertical oscilaram entre os 0 e 15 cm/s de intensidade, e a sua direcção sofreu algumas variações ao longo do tempo. No entanto existe uma direcção predominante.

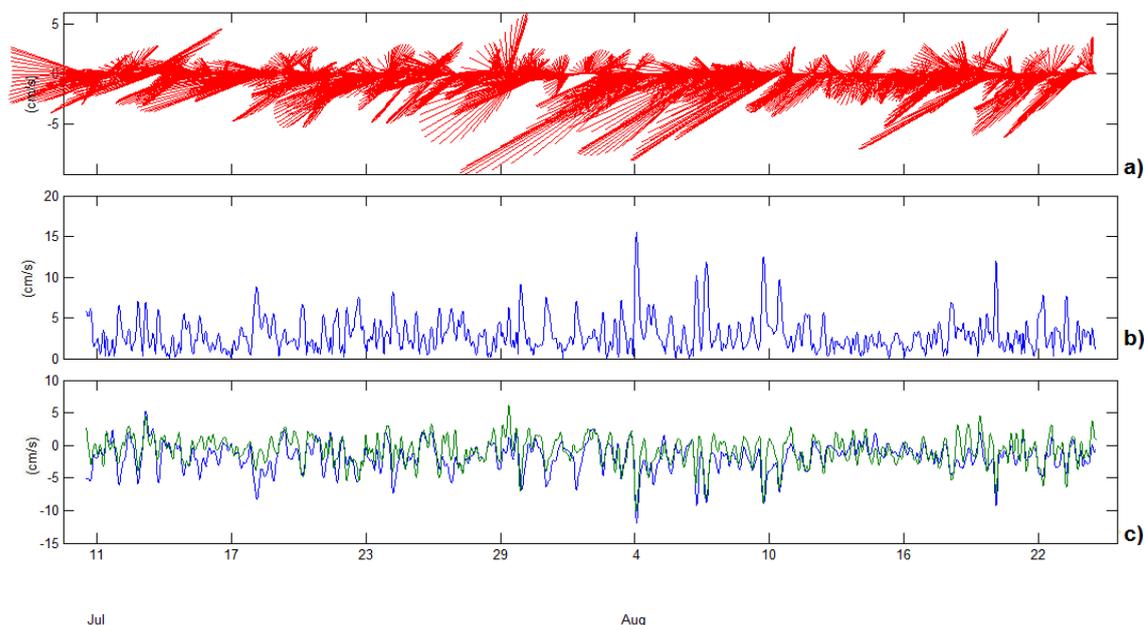


Figura 6.8: Comportamento da corrente integrada na vertical ao longo do tempo. a) intensidade e direcção, b) módulo da intensidade, c) componente Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul).

Na Figura 6.8 a, b e c podem observar-se a direcção e intensidade da corrente, o módulo da velocidade e as componentes Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul) da corrente durante o período de aquisição dos dados meteorológicos e oceânicos, respectivamente.

Da análise da Figura 6.9 verifica-se que a direcção predominante das correntes é para Sudoeste. Esta direcção é perpendicular à praia e demonstra existir um fluxo de água nesta direcção. Por outro, uma vez que o gráfico não é simétrico, pode-se concluir que a quantidade de água que entra por esta zona da praia (onde estava fundeado o

ADCP) é superior à que sai. Desta forma nem toda a água que entra volta a sair pelo mesmo lugar.

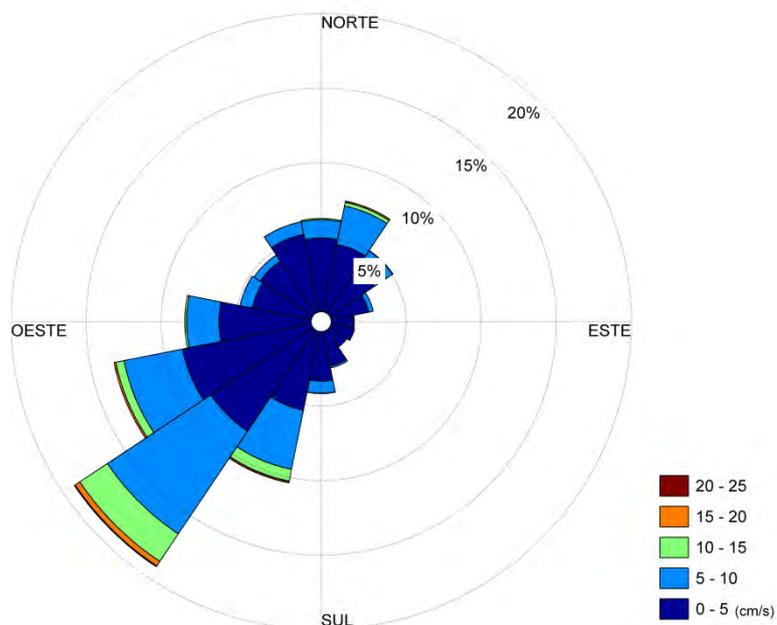


Figura 6.9: Gráfico da frequência, direção incidente e intensidade da corrente integrada na vertical.

Da análise do espectro rotatório da corrente integrada na vertical (Figura 6.10 a, b, c e d), é possível identificar diferentes picos de energia correspondentes a vários fenômenos.

Um pico bastante energético na maré diurna com a frequência de 1 ciclo por dia, um outro pico com frequência de dois ciclos por dia correspondente à maré semi-diurna. As marés terci-diurna e quadri-diurna aparecem também representadas neste gráfico porém com picos menos energéticos. O coeficiente de rotação é próximo de zero em todas as frequências podendo concluir-se que a corrente apresenta uma direção predominante. Essa direção predominante, ou pulso, está direcionada aproximadamente a 45 graus do Norte verdadeiro para a maioria das frequências. O pico de energia correspondente à maré semi-diurna está também associado a um valor de estabilidade elevado, logo é um fenômeno presente ao longo de todo o período de aquisição dos dados de corrente.

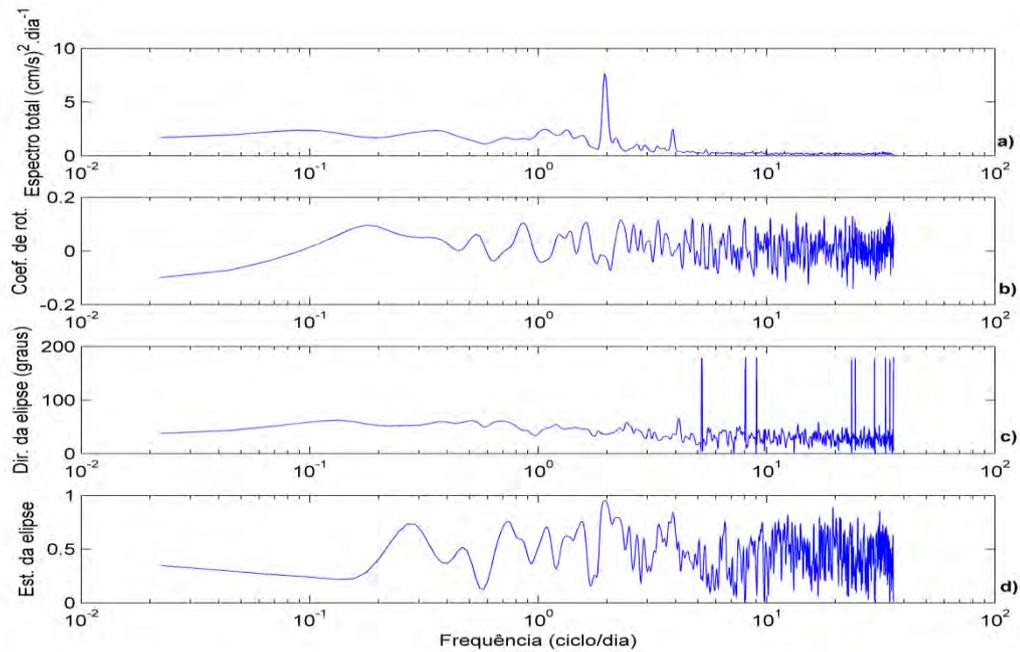


Figura 6.10: Espectro rotatório da velocidade da corrente integrada na vertical.

A Figura 6.11 representa a variação temporal da estrutura vertical da velocidade. Verifica-se que, em geral, a velocidade tem a mesma intensidade em toda a coluna de água. No entanto, há alguns períodos de tempo (assinalados na figura) em que esta apresenta diferentes valores à superfície e no fundo. Os valores da corrente na célula 2, situada mais próximo da superfície (entre 1.5 e 2.5 metros) apresentam intensidades em módulo superiores aos medidos na célula 1, mais próxima do fundo (entre 0.5 e 1.5 metros). Esta diferença pode estar relacionada com a influência do vento sobre a camada superficial da corrente.

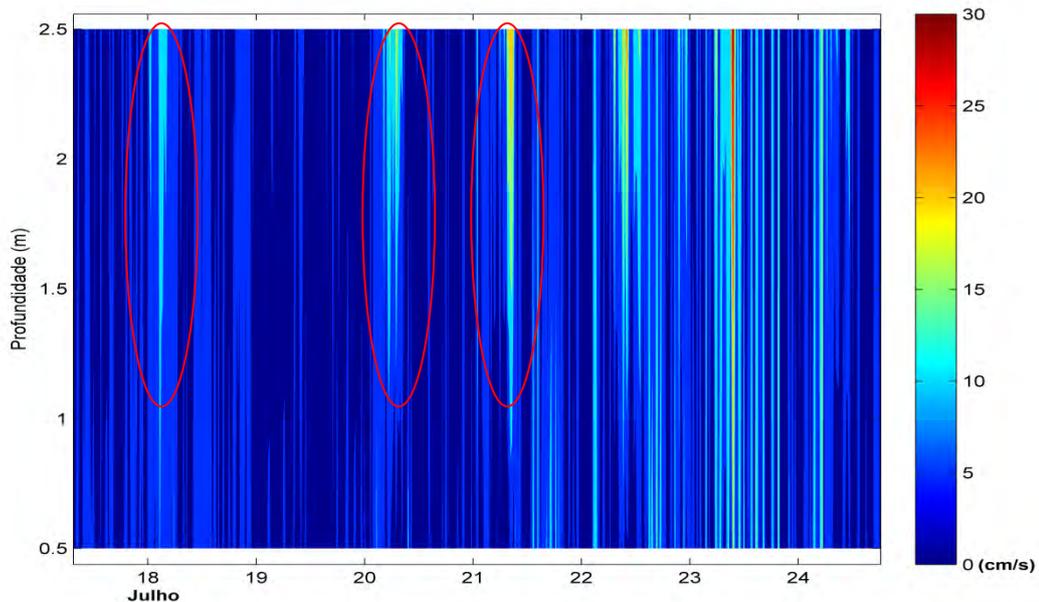


Figura 6.11: Módulo da velocidade da corrente em profundidade, ao longo do tempo.

O vento faz com que a velocidade da corrente nas camadas mais próximas da superfície (e que são influenciadas por este) tenha valores absolutos superiores aos medidos próximo do fundo. A Figura 6.12 representa a variação temporal da estrutura vertical da componente Este-Oeste da velocidade. Verifica-se que, em geral, a velocidade tem a mesma intensidade em toda a coluna de água. No entanto, em alguns curtos períodos de tempo, apresenta diferentes valores de intensidade e direcção à superfície e no fundo.

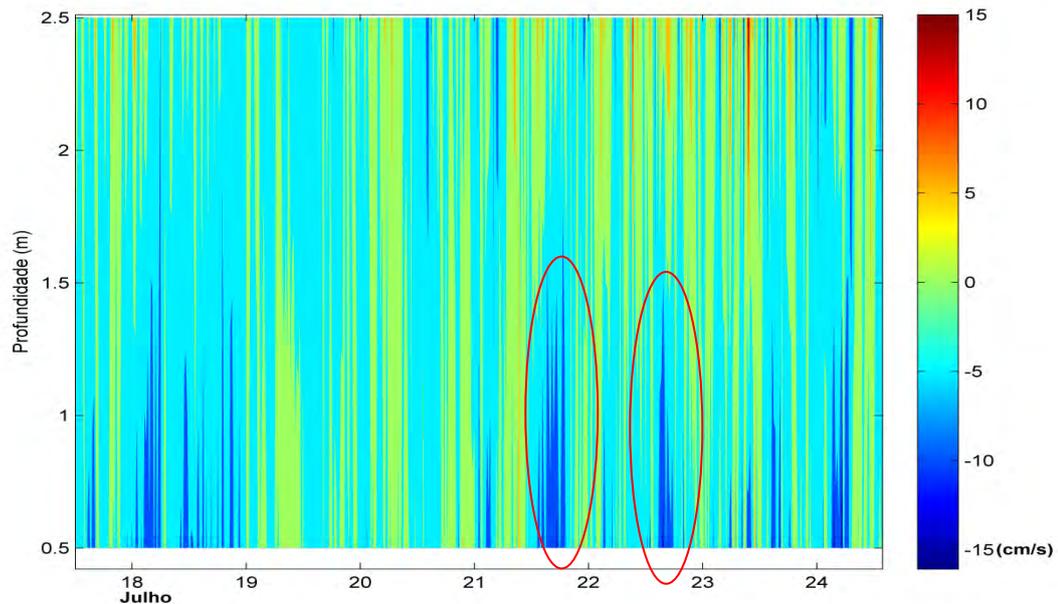


Figura 6.12: Componente Este-Oeste da corrente em profundidade, ao longo do tempo.

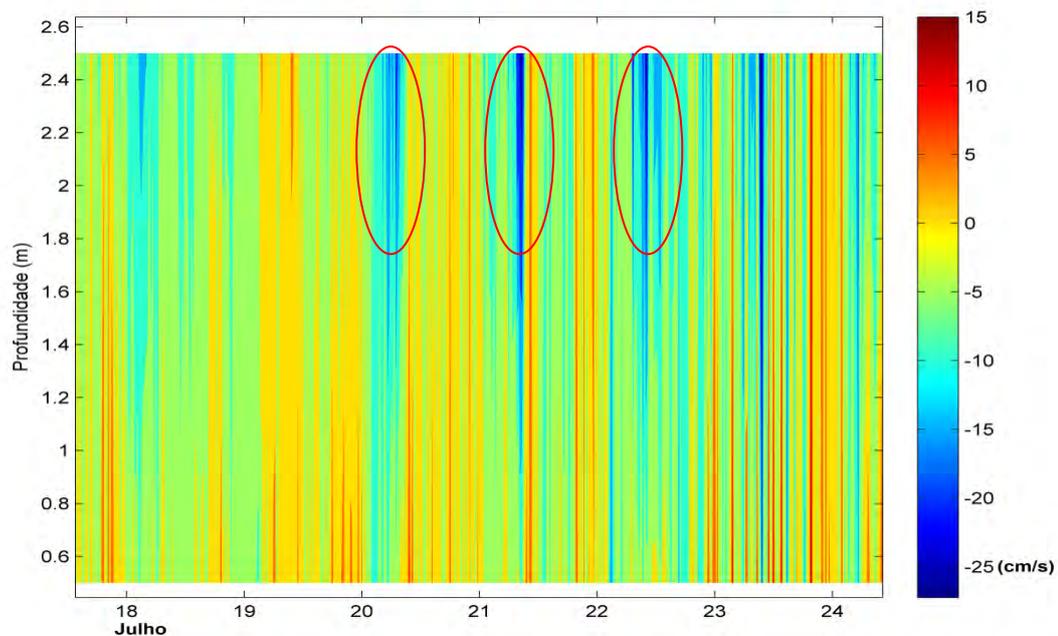


Figura 6.13: Componente Norte-Sul da corrente em profundidade, ao longo do tempo.

A Figura 6.13 representa a variação temporal da estrutura vertical da componente Norte-Sul da velocidade. Verifica-se que, em geral, a velocidade tem a mesma intensidade em toda a coluna de água. No entanto, assim como acontece com a componente Este-Oeste, esta apresenta distintos valores à superfície e no fundo.

Velocidade da corrente junto ao fundo

Na Figura 6.14 a, b, c podem observar-se a direcção e intensidade da corrente, o módulo da velocidade e as componentes Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul) da corrente medida junto ao fundo durante o período de aquisição dos dados meteorológicos e oceânicos, respectivamente.

A intensidade da corrente varia entre 0 e 17 cm/s e a sua direcção varia ao longo de toda a série temporal, registando ainda assim uma direcção predominante.

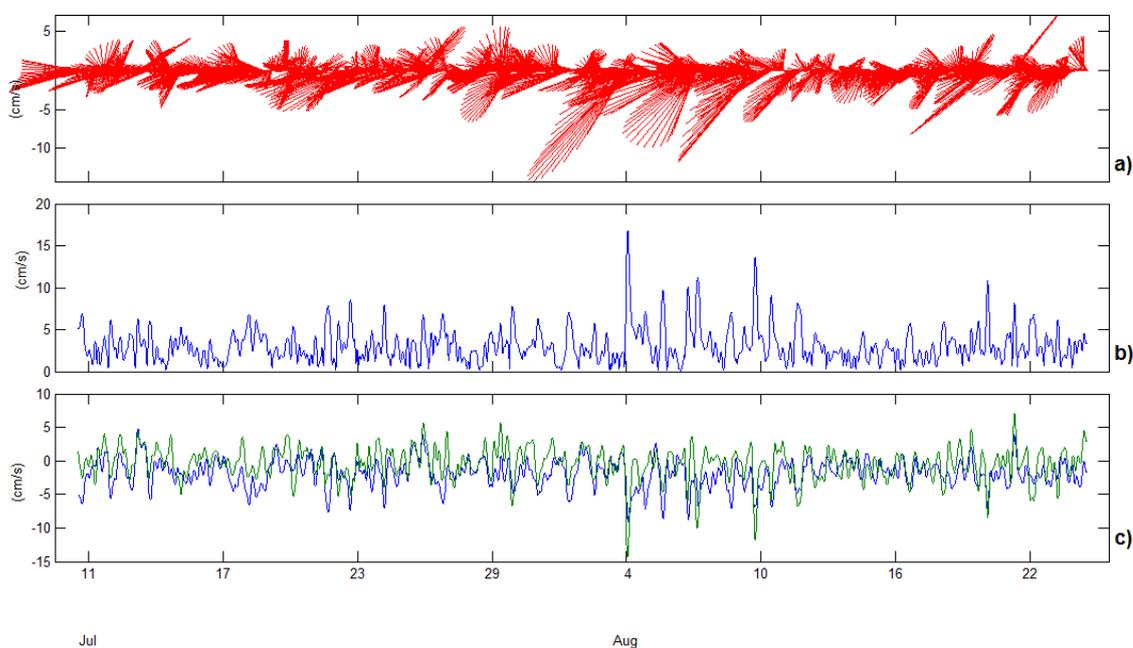


Figura 6.14: Comportamento da corrente de fundo ao longo do tempo. a) intensidade e direcção, b) módulo da intensidade, c) componente Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul).

Na Figura 6.15 é visível que as correntes mais frequentes e mais intensas são de Nordeste para Sudoeste, direcção paralela à costa situada entre a Praia Alegre e a Ponta da Penha.

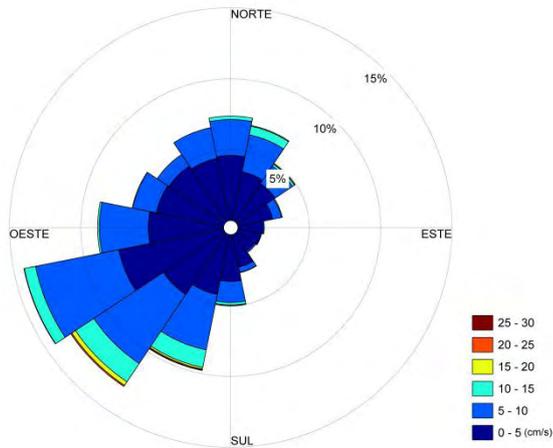


Figura 6.15: Gráfico da frequência, direção incidente e intensidade da corrente de fundo.

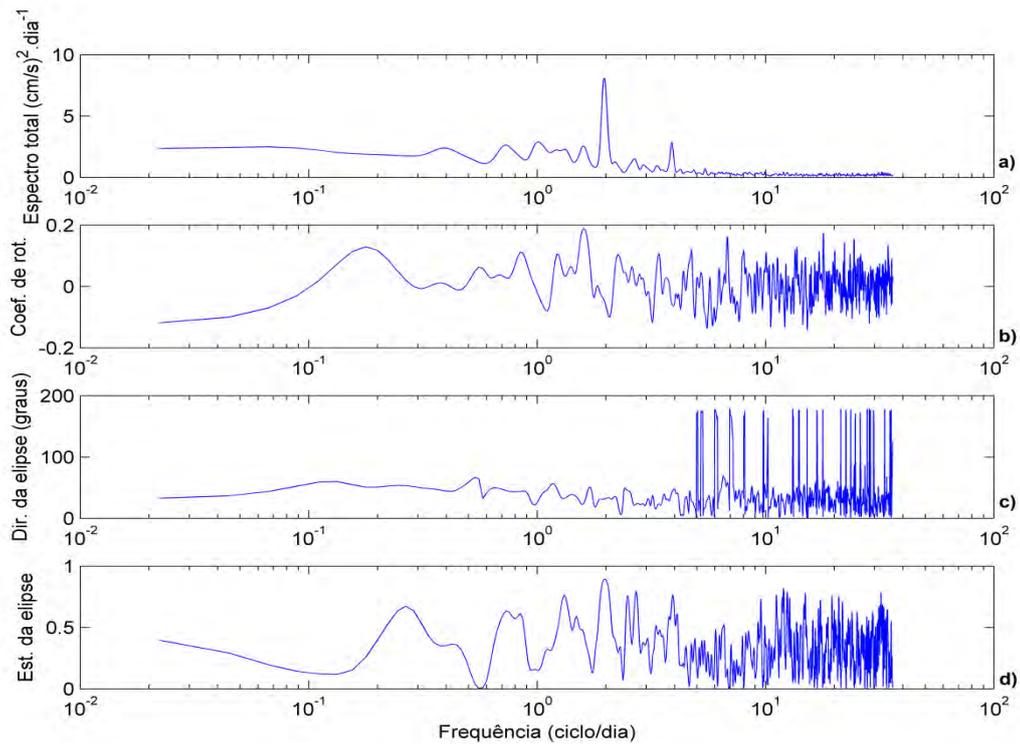


Figura 6.16: Espectro rotatório da velocidade da corrente de fundo.

Da análise do espectro rotatório da corrente medida junto ao fundo (Figura 6.16 a, b, c e d), é possível identificar diferentes picos de energia correspondentes a vários fenômenos.

Um pico pouco energético na maré diurna, com a frequência de 1 ciclo por dia, um outro pico de maior energia com frequência de dois ciclos por dia correspondente à maré semi-diurna. As outras frequências parecem ter uma energia bastante baixa.

Assim, como para o espectro da velocidade integrada na vertical, o coeficiente de rotação é próximo de zero em todas as frequências, logo a corrente assume uma direcção predominante, que neste caso está 45 graus a Leste do Norte verdadeiro.

Como existe um pico de energia correspondente à maré semi-diurna associado a um valor de estabilidade elevado, logo é possível concluir que é um fenómeno presente ao longo de todo o período de aquisição dos dados de corrente.

Velocidade da corrente à superfície

Na figura 6.17 a, b e c pode-se observar a direcção e intensidade da corrente, o módulo da velocidade e as componentes Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul) da corrente durante o período de aquisição dos dados meteorológicos e oceânicos respectivamente.

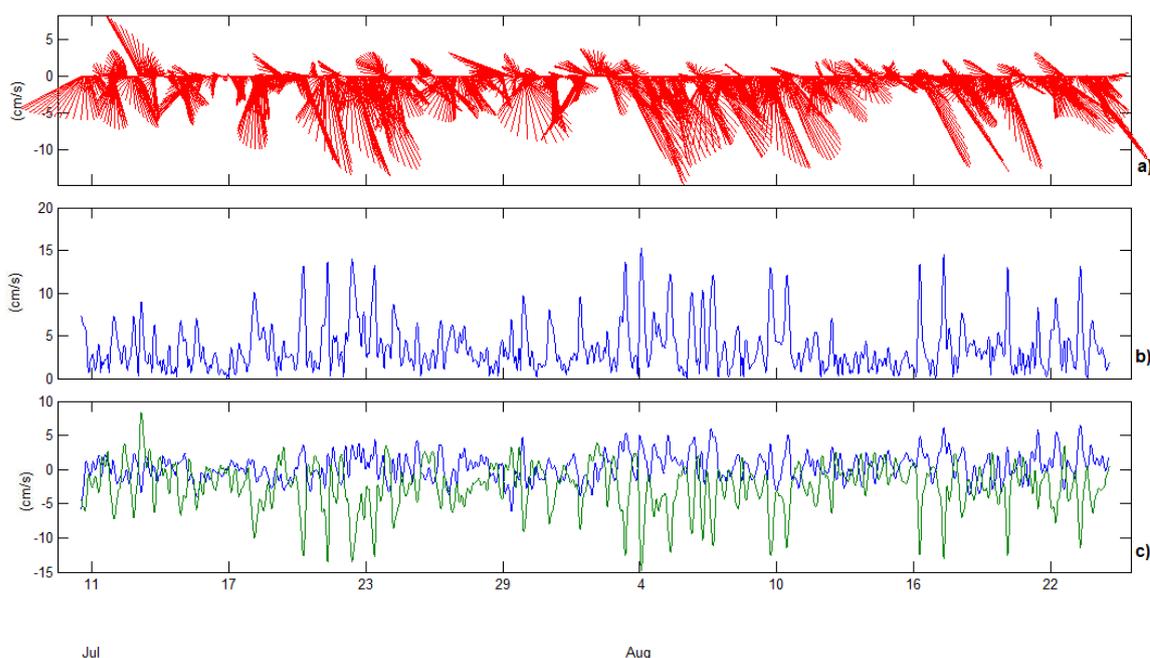


Figura 6.17: Comportamento da corrente à superfície ao longo do tempo. a) intensidade e direcção, b) módulo da intensidade, c) componente Norte-Sul (verde) e Este-Oeste (azul).

A intensidade da corrente atinge um máximo de 15 cm/s e parece ter uma variação elevada nas suas componentes Este-Oeste e Norte-Sul.

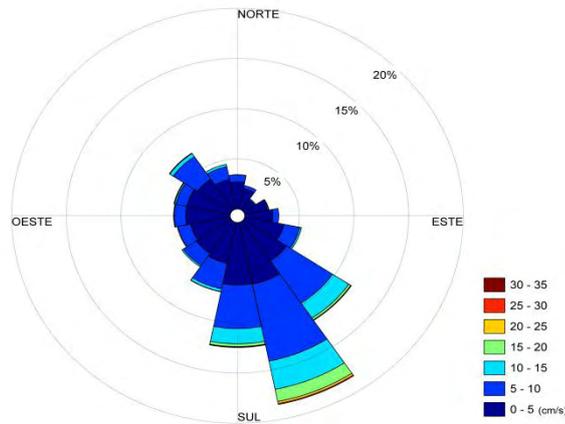


Figura 6.18: Gráfico da frequência, direção incidente e intensidade das correntes superficiais.

Na Figura 6.18 verifica-se que as correntes mais frequentes e mais intensas são provenientes dos quadrantes Sul e Sudoeste, sugerindo que existe uma rotação da direção das correntes em profundidade. Este resultado está de acordo com o relatório apresentado por Rosman (2006) para a área de estudo deste trabalho, onde se verificou uma corrente de retorno pelo fundo com a direção oposta à corrente criada pelo vento à superfície.

Neste caso a direção não é oposta à velocidade da superfície, uma vez que as medições são efectuadas para uma célula a aproximadamente 1 metro de distância do fundo. Assim, é possível que a corrente ainda não tenha efectuado a totalidade da rotação.

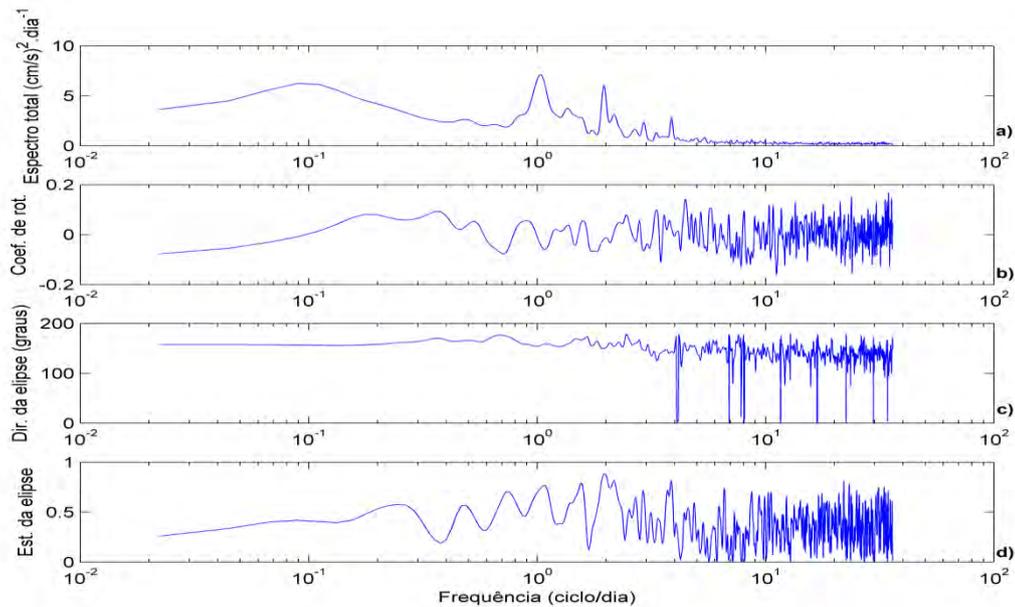


Figura 6.19: Espectro rotatório da velocidade da corrente de superfície.

Da análise do espectro rotatório da corrente de superfície (Figura 6.19 a, b, c e d) é possível identificar diferentes picos de energia correspondentes a vários fenómenos.

Um pico bastante energético na maré diurna, com a frequência de 1 ciclo por dia, um outro pico com frequência de dois ciclos por dia correspondente à maré semi-diurna. As marés terci-diurna e quadri-diurna aparecem também representadas neste gráfico se bem que com picos menos energéticos.

O coeficiente de rotação é próximo de zero em todas as frequências, podendo concluir-se que a corrente se comporta numa direcção predominante. A direcção predominante faz um ângulo de aproximadamente 190 graus com o Norte. Os picos de energia correspondentes à maré diurna e semi-diurna estão também associados a valores de estabilidade elevados.

6.2.4 Influência do vento e da maré na corrente

Com o objectivo de entender a influência da maré e do vento na velocidade na corrente foram comparados os espectros de energia destas três variáveis para a célula mais próxima do fundo, a célula mais próxima da superfície e para a velocidade integrada na vertical.

Maré – Vento – Corrente integrada na vertical

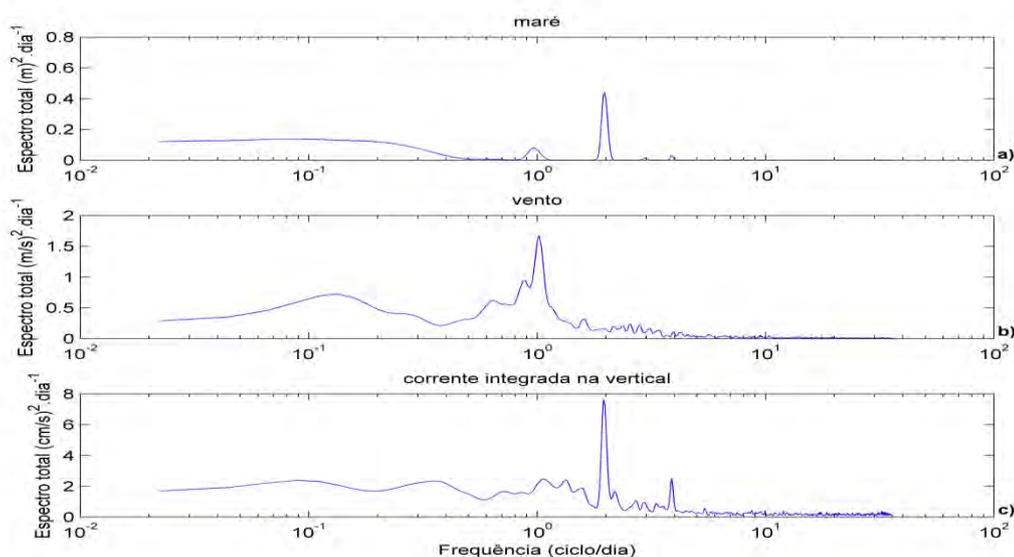


Figura 6.20: Espectro de energia da maré, do vento e da corrente integrada na vertical.

Analisando os três espectros da Figura 6.20 a, b e c pode verificar-se que existe pouca influência do vento no espectro de energia da corrente mas que, por outro lado, as componentes semi-diurna e terci-diurna da maré aparecem de um modo mais notório.

Assim, os dados da velocidade da corrente integrada na vertical têm uma maior influência da maré (principalmente a componente semi-diurna e terci-diurna) do que do vento.

Maré – Vento – Corrente de fundo

Na Figura 6.21 a, b e c estão representados os espectros da maré, do vento e da velocidade da corrente medida entre 0.5 e 1.5 metros.

O gráfico da corrente próxima do fundo, à semelhança do anterior, apresenta um pico de energia principal na maré semi diurna e um outro menor nas marés diurna e terci-diurna. Mais uma vez o vento parece não ter grande influência na corrente situada próximo ao fundo, no entanto, a maré apresenta picos de energia semelhantes a esta.

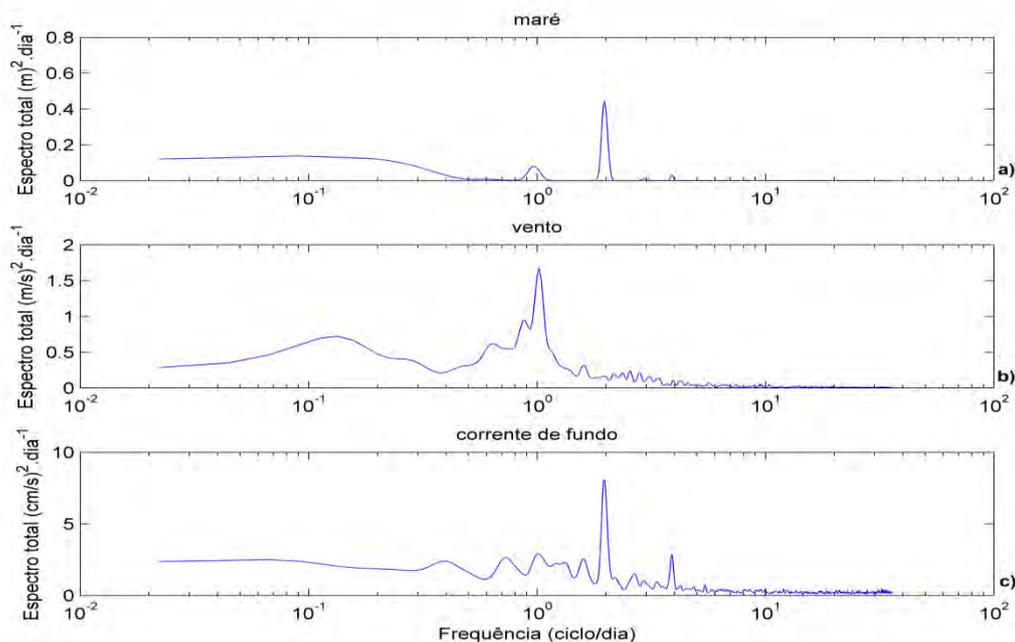


Figura 6.21: Espectro de energia da maré, do vento e corrente de fundo

Maré – Vento – Corrente superficial

Na Figura 6.22 a, b e c, ao contrário de que fora observado na célula próxima do fundo e na velocidade integrada na vertical, é notório um pico de energia para as frequências de 1 dia por ciclo. Este pico de energia nesta frequência é igualmente visível no espectro do vento e com menor intensidade no espectro da maré.

Assim, a corrente que está situada mais próximo da superfície parece sofrer não só a influência da corrente, visível nas componentes diurna, semi-diurna e terci-diurna da maré, mas também um comportamento com o mesmo padrão de frequência dos dados do vento.

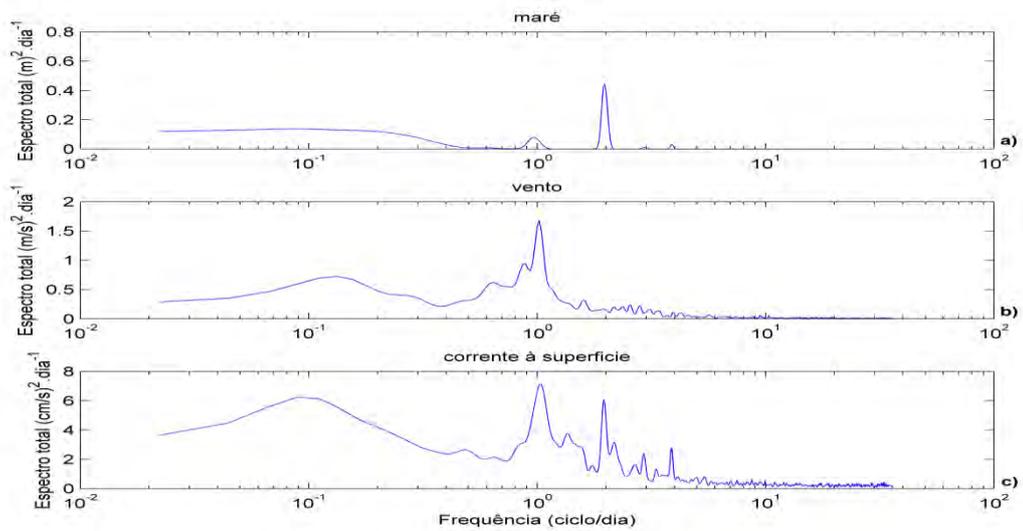


Figura 6.22: Espectro de energia da maré, do vento e corrente superficial

Na figura 6.23 está representada a elevação da superfície livre e a velocidade das correntes para os diferentes níveis.

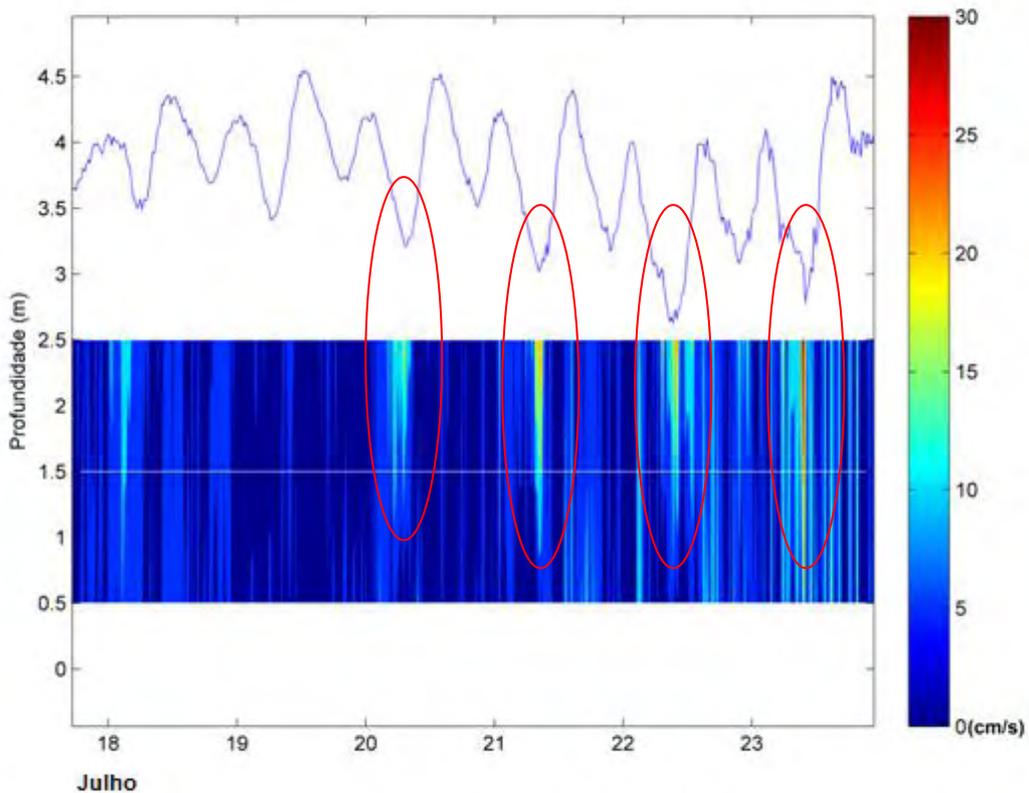


Figura 6.23: Variação da elevação da superfície livre da água e da intensidade da corrente para as células 1 e 2.

Analisando-se esta figura, é possível verificar que, quando a elevação da superfície livre fica bastante próximo da célula 2 (situada mais próximo da superfície), a corrente

tem valores mais intensos. Assim, nos dias 21, 22 e 23 de Julho aparecem intervalos de tempo em que a velocidade à superfície é aproximadamente 10 cm/s mais intensa do que a velocidade junto ao fundo. Se for feita uma comparação entre o máximo de velocidade do dia 18 e do dia 19 de Julho, durante os picos de maré baixa (que têm aproximadamente a mesma elevação), pode verificar-se que o primeiro é mais elevado do que o segundo, pelo que é possível afirmar que não é só a maré que provoca a velocidade registada pelo ADCP, mas que a mesma é também induzida pelo efeito do vento.

Ao analisar os máximos de energia dos dias 21, 22 e 23 de Julho verifica-se que, quanto mais a coluna de água se aproxima da célula dois, maior é a intensidade da corrente. Assim, apesar dos dados da velocidade revelarem a influência dos ventos e da maré na velocidade registada pela célula 2, o vento parece assumir uma maior importância. Desta forma, apenas nos períodos em que a elevação é mais baixa (e próxima da célula 2) é que esta regista a influência do vento. Para os períodos em que esta fica situada bastante abaixo da superfície livre, parece não sofrer uma influência significativa.

6.2.5 Variação espacial do campo de correntes (ADCP Bottom Track)

Com o objectivo de tentar identificar o vórtice anteriormente detectado através da análise dos resultados do modelo 2D foram feitas, durante a aquisição de dados, 3 campanhas com o ADCP Bottom Track realizadas nos dias 4 e 12 de Agosto e 10 de Setembro.

No entanto a condições existentes não permitiram a identificação do vórtice, uma vez que os ventos e as correntes eram bastante baixas e o vento incidente não tinha potencial para criar o vórtice (Figura 6.24).

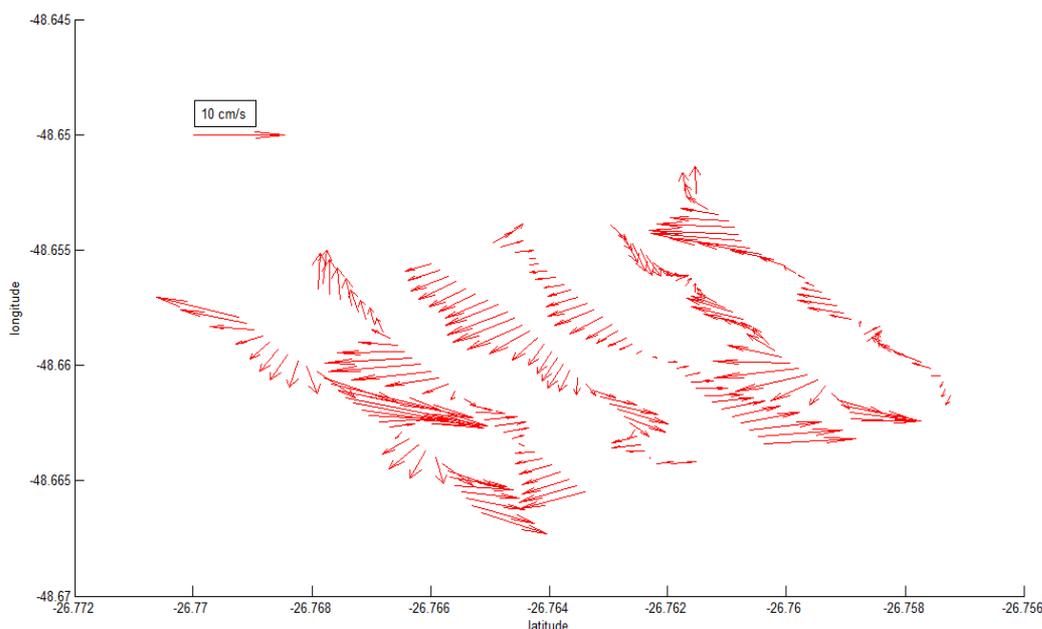


Figura 6.24: Campo de correntes resultantes do ADCP Bottom Track.

6.3 Modelo Hidrodinâmico 3D

6.3.1 Calibração e validação do modelo

Para fazer a calibração do modelo 3D utilizou-se o sistema de calibração automático do SisBAHIA e pequenos ajuste nos parâmetros na turbulência foram realizados. Desta forma, limitado pelo tempo e uma vez que os resultados obtidos foram razoáveis, não houve um investimento necessário no processo de calibração para a obtenção de melhores resultados.

Para avaliar o desempenho do modelo 3D e estabelecer uma comparação entre os dados medidos e os dados simulados da corrente e da elevação foram utilizados o erro quadrático médio normalizado (NRMS) e o *skill*.

A comparação entre a maré real medida pelo ADCP e a maré prevista para o mesmo local pode ser observada na Figura 6.25. Foram obtidos valores de NRMS de 0.7% e *skill* de 0.99, considerando-se assim resultados modelados muito próximos dos resultados medidos.

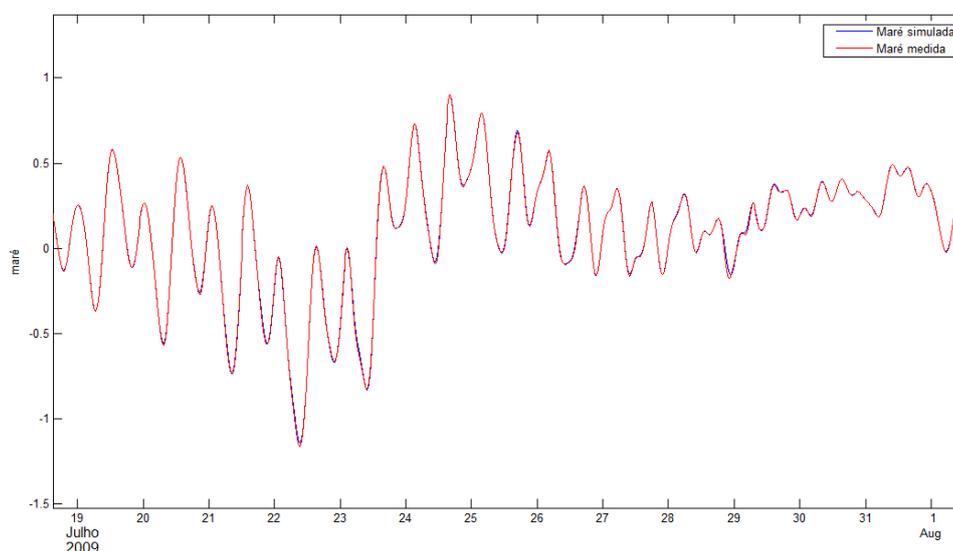


Figura 6.25: Comparação entre a elevação e da maré medida e da maré prevista para o local de instalação do ADCP.

Para realizar a comparação da velocidade ao longo de toda a série foram utilizadas as componentes Este-Oeste e Norte-Sul. A Figura 6.26 representa a comparação entre as componentes Norte-Sul da velocidade medida e prevista ao longo do período de tempo em análise, tendo como objectivo a verificação do desvio entre ambas as séries. Foram obtidos valores de NRMS de 28% e 18% para as componentes Norte-Sul e Este-Oeste da velocidade respectivamente, resultados considerados aceitáveis. No entanto, como estes não pareciam revelar a diferença entre as duas séries foi utilizado o método *skill*, para o qual se obtiveram valores de 0.43 e 0.5, considerados valores baixos de ajustamento entre as séries.

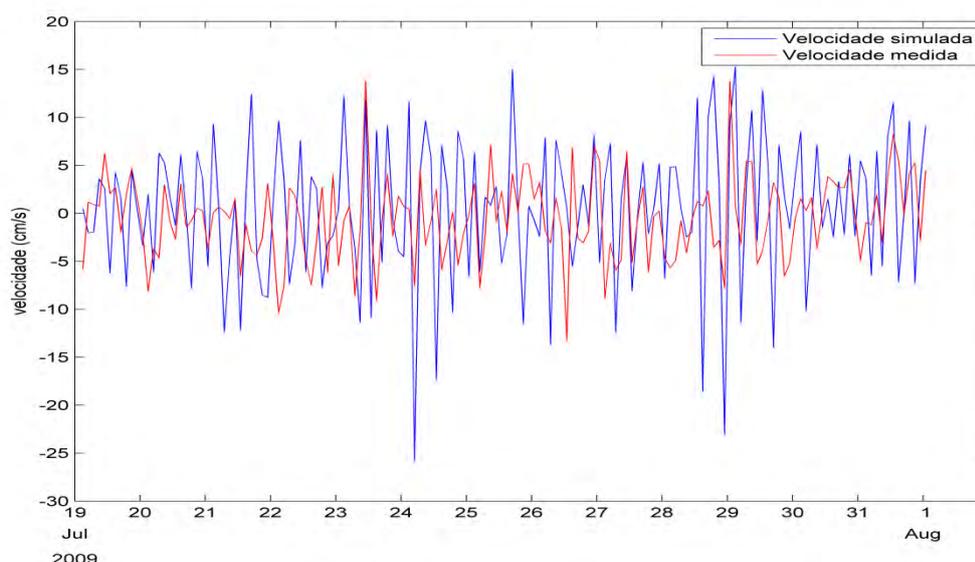


Figura 6.26: Comparação entre a componente Norte-Sul da velocidade medida e prevista.

Vale a pena frisar que, para a realização deste trabalho não existia uma batimetria da região com suficiente detalhe para realizar uma calibração adequada, que não existiam marégrafos suficientes em quantidade e localização para obter dados de campo suficientes para estabelecer uma fronteira aberta acertada ou obter dados de aferição que permitissem realizar uma calibração válida.

Os dados podem ainda apresentar valores simulados diferente dos reais, uma vez que o modelo não considera a topografia, nomeadamente o monte existente entre o final da Praia Alegre e a Ponta da Penha. Este monte protege a área onde esteve fundeado o ADCP dos ventos provenientes de todo o quadrante Leste. Desta forma, como o vento tem influência directa nas correntes, nesta região, os valores medidos são diferentes dos simulados.

Assim, foram utilizados os dados disponíveis para a região, não sendo possível a realização de uma calibração de grande exactidão. Por esta razão foram obtidos de forma muito simplificada resultados com características e padrões próximos à realidade, de acordo com os dados disponíveis.

6.3.2 Apresentação e análise dos resultados do modelo

Depois de ter sido feita a calibração dos resultados através da análise das séries temporais da velocidade e elevação da superfície livre, foi feita uma análise do padrão de correntes previstas pelo modelo para toda a Enseada do Itapocorói e verificou-se em que condições apareciam vórtices na Praia Alegre. Os resultados do modelo não mostraram diferenças de velocidade entre a superfície e o fundo, como se tinha verificado com os dados medidos e no estudo realizado por Rosman (2006). Este resultado deve-se a uma calibração do modelo pouco eficiente, ou contornos abertos muito próximos que não representam bem todos os fenómenos existentes na área de estudo.

Período de análise dos dados

Durante o período em análise foi verificado que a zona da praia Alegre (situada a Sul) tem correntes menos intensas do que a zona Norte da Enseada do Itapocorói. Por

outro lado, o estreitamento provocado pela Ilha Feia e a ponta da Penha provoca um aumento da intensidade da corrente neste local.

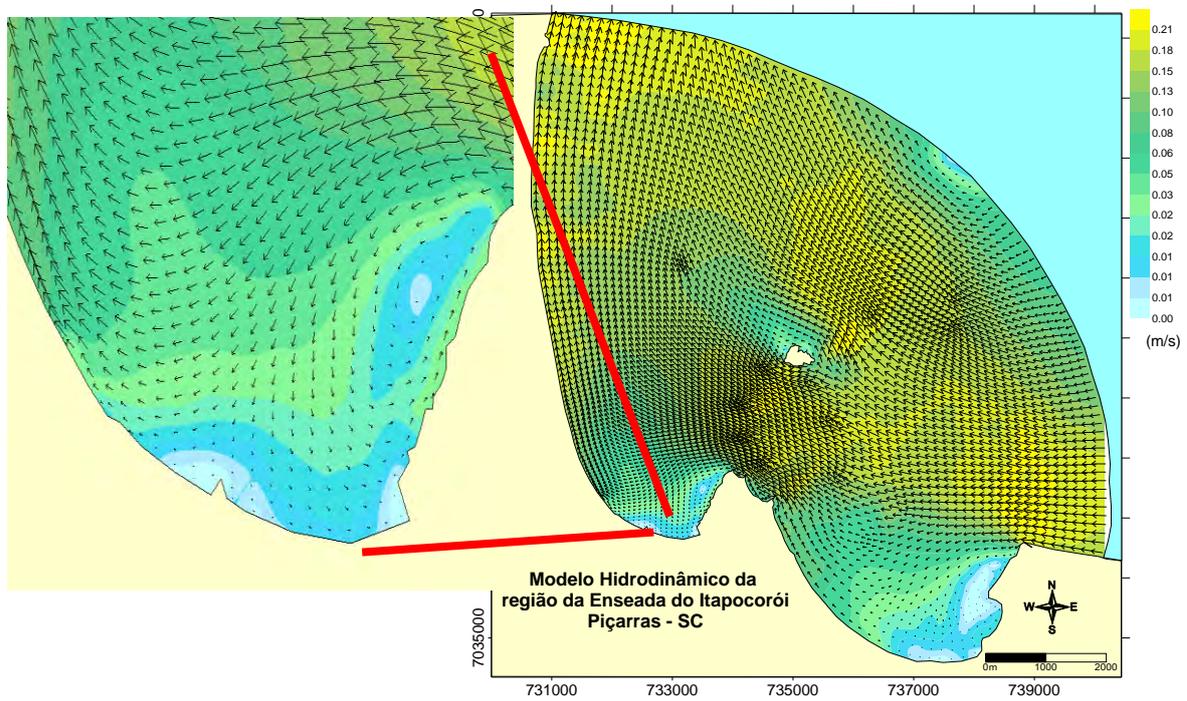


Figura 6.27: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói durante o período em análise, com a formação de vórtice (dia 18 de Julho).

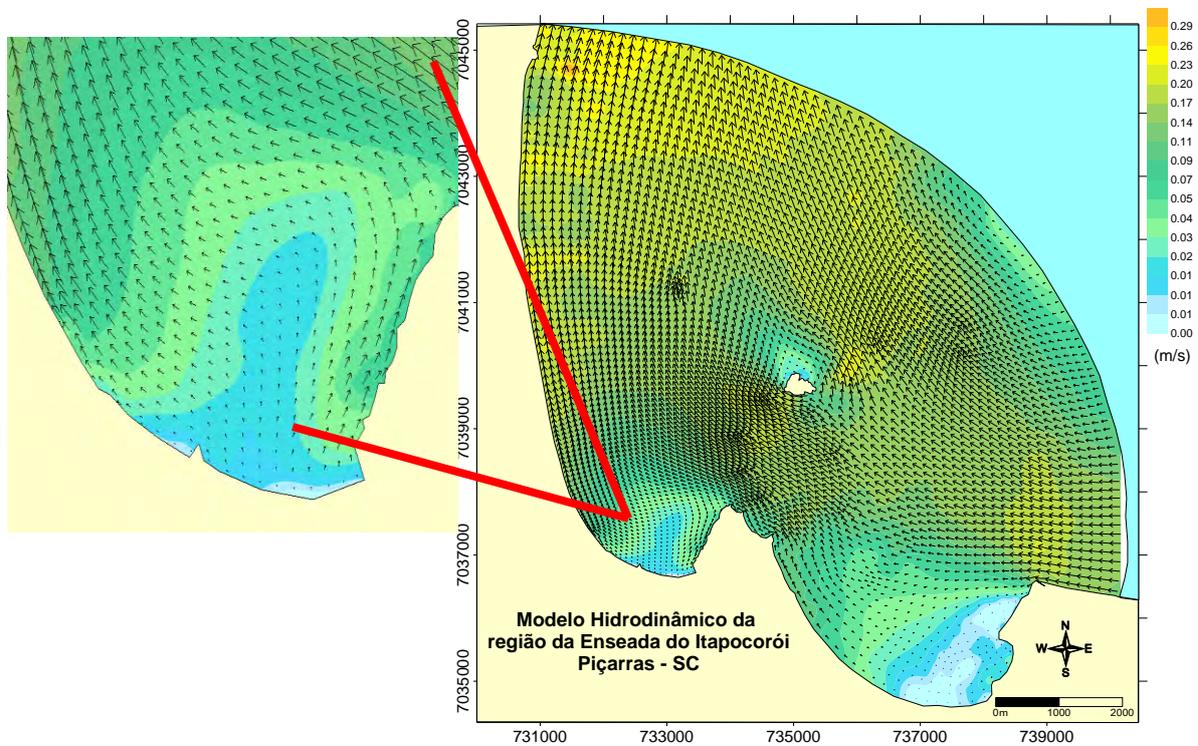


Figura 6.28: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói durante o período em análise, sem a formação de vórtice (dia 18 de Julho).

Ao longo do período simulado foi identificada a formação de um vórtice temporário na zona Sul (e mais abrigada) da Enseada.

As Figuras 6.27 e 6.28 são um exemplo do período simulado (10 de Julho e 24 de Agosto), neste caso em particular o dia 18 de Julho em que se verificou a formação de um vórtice (Figura 6.27) durante a inversão da maré, mas que em menos de uma hora desapareceu (Figura 6.28). É de referir que o vento incidente durante este dia era predominantemente de Sul (ver Figura 6.1, dia 18 de Julho).

O vórtice encontrado é formado pela influência da maré e do vento e o sentido da rotação depende da direcção do vento incidente.

Assim como tinha sido verificado em Valle-Levinson e Moraga-Opazo (2005) os vórtices resultam directamente do forçamento dos ventos e das correntes locais. No entanto, a diferente geografia da enseada e o facto de não ter sido incluído uma corrente costeira pode ter feito com que apenas se tenha verificado a formação de um vórtice, ao contrario de estudos anteriores onde se identificaram a formação de dois vórtices com circulações contrárias (Gan *et al.* (1997), Hickey *et al.* (2003))

6.3.3 Simulação de cenários

Para verificar em que condições de vento incidente existe a formação de vórtices e estudar influência do vento e da maré no padrão de correntes, foram efectuadas várias simulações. O vento utilizado na fronteira aberta era permanente uniforme e foi variando a direcção incidente em cada simulação.

Vento Nordeste

A Figura 29 é um exemplo de um vórtice que foi criado durante a simulação para ventos de Nordeste. Este vórtice era de pequeno tamanho, formou-se por um curto período de tempo e teve a sua origem durante a inversão da maré.

Assim, ventos incidentes de Nordeste podem originar na zona Sul da Enseada do Itapocorói vórtices temporários com circulação horária.

O padrão de correntes é bastante uniforme em toda a enseada, existindo apenas uma pequena zona de sombra provocada pela ilha feia.

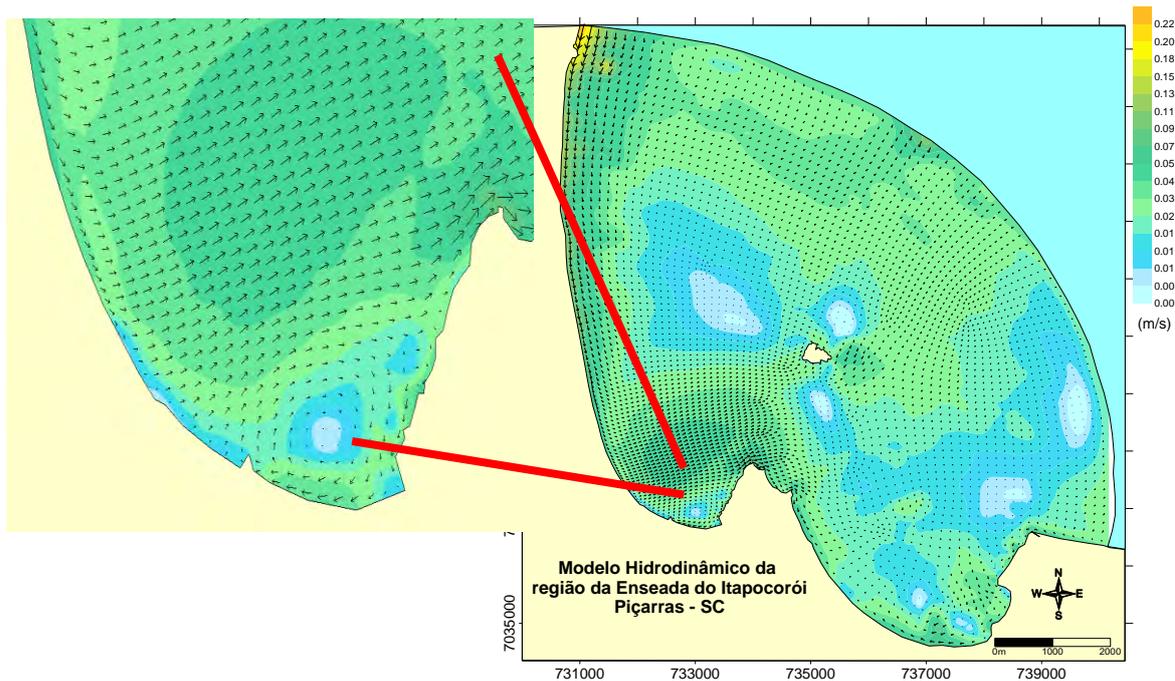


Figura 6.29: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Nordeste.

Vento Sudeste e Sul

Quando os ventos são provenientes de Sul ou Sudeste existe uma formação de um vórtice na zona Sul da Enseada do Itapocorói (Figuras 6.30 e 6.31). Este vórtice é formado pela conjugação do vento e da maré, que originam a formação de um vórtice com um giro anti-horário.

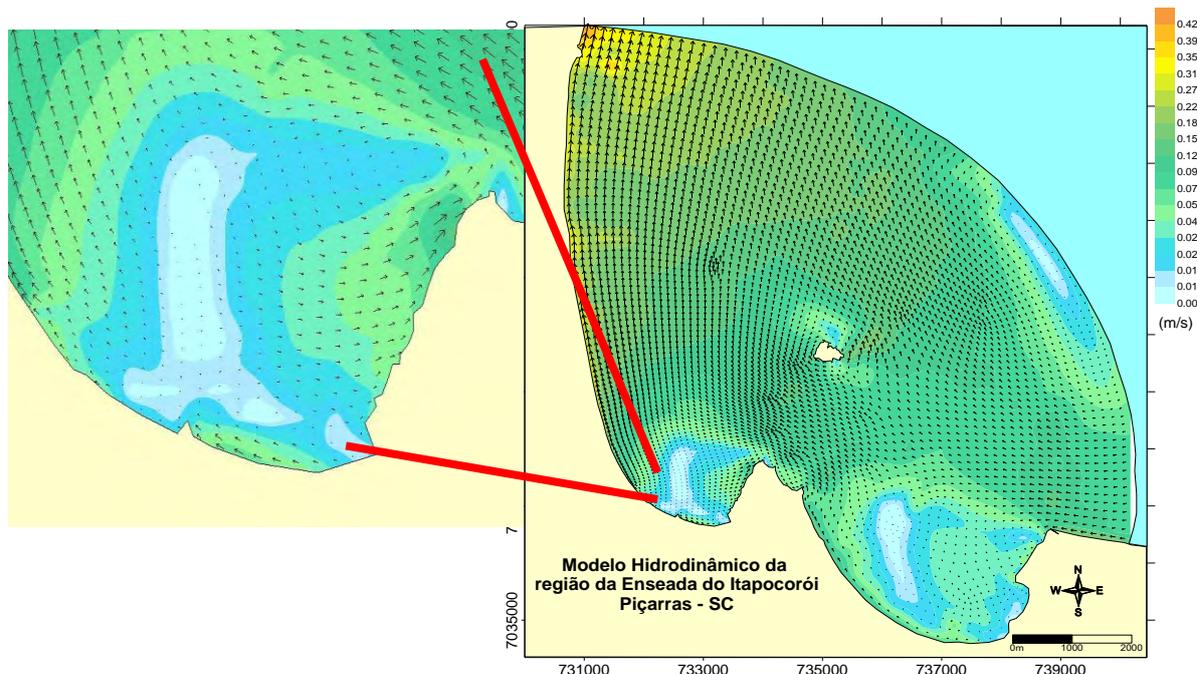


Figura 6.30: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Sudeste.

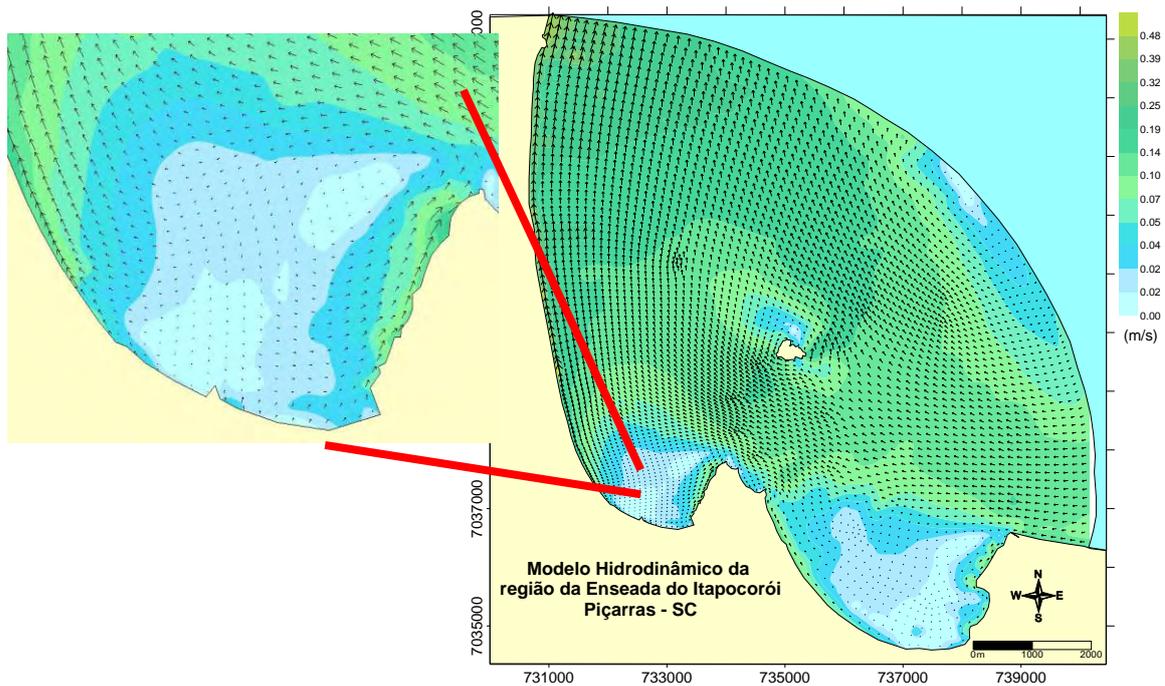


Figura 6.31: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Sul.

Durante estas simulações verificou-se a existência de uma área situada na zona Sul da Enseada do Itapocorói em que a velocidade da corrente tem valores de magnitude mais baixos do que a área Norte da Enseada.

Outros ventos incidentes

Os ventos incidentes de outros quadrantes não formam circulações com giros bem definidos, apesar das correntes superficiais responderem ao vento local incidente (Figuras 6.32 e 6.33). Foi identificado para ventos de oeste a formação de um local situado na zona Sul da Enseada onde a velocidade tem valores menores que a restante área de estudo. Para ventos de Leste a zona onde as correntes têm menor intensidade está localizado ao longo de toda a costa da Enseada do Itapocorói.

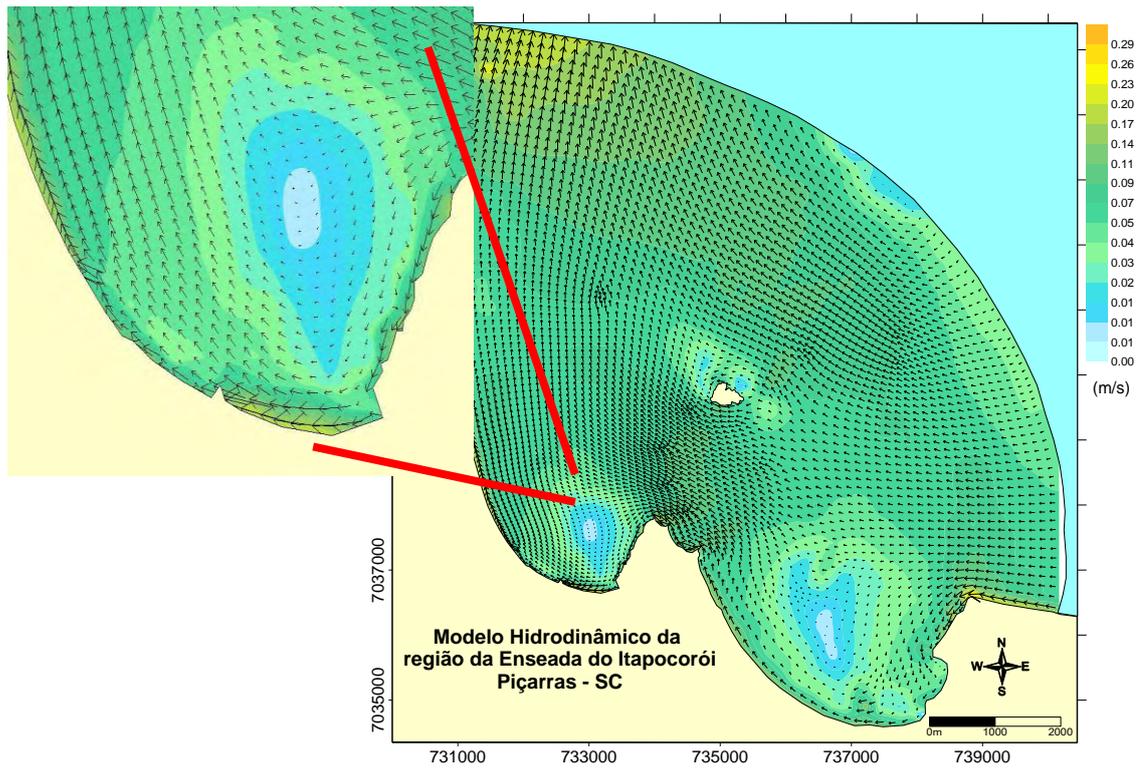


Figura 6.32: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Oeste.

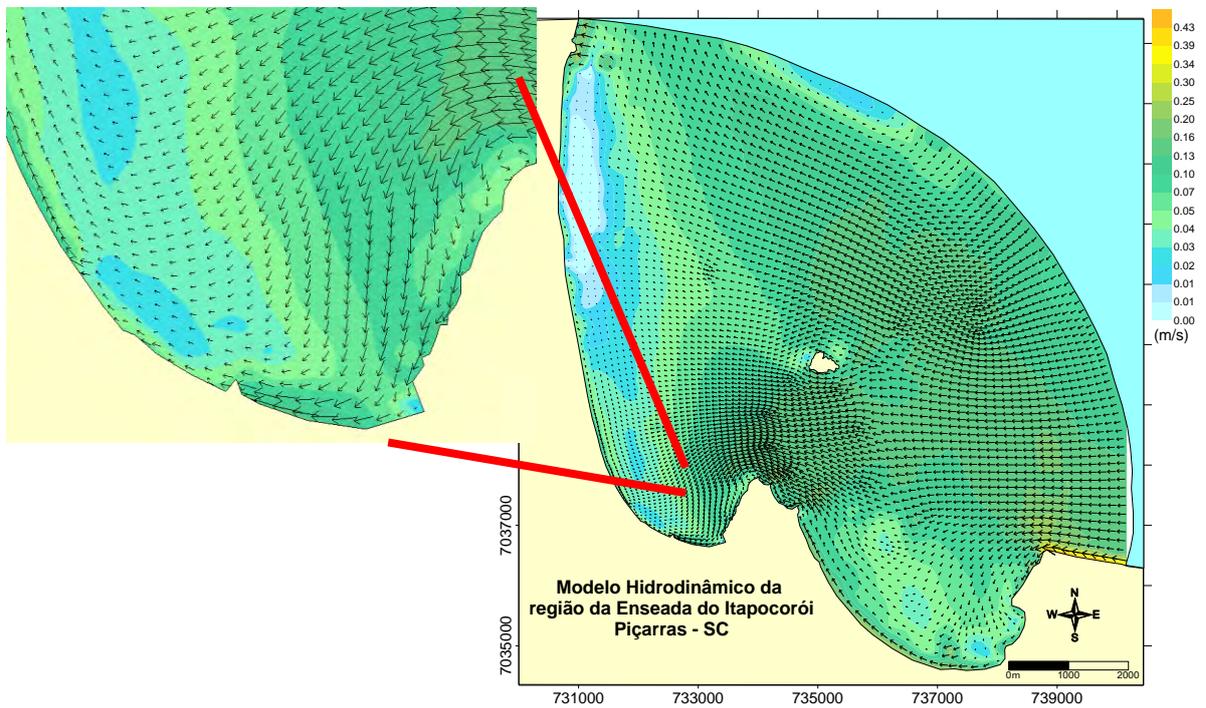


Figura 6.33: Exemplo do campo de correntes na Enseada do Itapocorói com vento Leste.

7. Conclusões

Depois de estudar trabalhos anteriores sobre vórtices, registrar e analisar os dados do vento, da corrente e elevação da superfície livre durante 45 dias (10 de Julho e 24 de Agosto) na Enseada do Itapocorói, foi possível estudar e obter uma melhor compreensão hidrodinâmica da área de estudo, uma vez que:

- Através das simulações do modelo 3D do SisBAHIA foi possível verificar a existência de vórtices de curta duração durante o período de registo de dados, que têm a sua origem na acção conjunta da maré e do vento incidente.

- As simulações realizadas com o vento constante e uniforme para diferentes direcções incidentes permitiram identificar a formação de vórtices em alguns cenários. Verificou-se existir um vórtice situado em frente à praia Alegre com um giro anti-horário formado quando os ventos são provenientes do quadrante Sul e Sudeste. Para ventos de Nordeste vórtices esporádicos de curta duração e com sentido horário podem ser formados. Nas outras direcções de vento incidente observou-se uma resposta da corrente ao vento incidente, no entanto não foram identificados vórtices. Conclui-se assim que estas estruturas têm sentido anti-horário e são formados durante a inversão da maré para vento proveniente de Sul e Sudeste e sentido horário quando os ventos são do quadrante Nordeste.

- Através dos resultados do modelo 3D foi possível fazer uma caracterização do campo de velocidades na Enseada do Itapocorói. Verificou-se existir um local na zona Sul da Enseada do Itapocorói, onde, ventos do quadrante Sul e de Oeste fazem com que o campo de correntes apresenta valores inferiores aos da zona Norte. Durante as simulações verificou-se existir por vezes um local onde as correntes têm uma maior intensidade entre a Ilha Feia e a Ponta da Penha. Foi possível concluir também que quando os ventos são pouco intensos e variáveis, não existe uma resposta visível do padrão das correntes a estes, sendo neste caso induzidas essencialmente apenas pelo forçamento da maré.

- Fazendo uma análise dos dados da elevação da superfície livre, das correntes registadas pelo ADCP e da estação meteorológica, verificou-se que o campo de correntes surge como uma resposta aos ventos e à maré local. Relacionando os dados da corrente em profundidade com o vento, observou-se que as correntes superficiais têm valores de intensidade superiores aos valores do fundo e as suas direcções podem variar em profundidade.

A falta de dados em quantidade e localização representou uma limitação deste trabalho e impediu uma calibração muito eficiente do modelo, obtendo-se resultados com características gerais representativas da realidade, mas sem uma precisão muito elevada.

Assim, para melhorar os resultados finais das previsões deve ser realizado um ajuste dos parâmetros adoptados no modelo, um aumento dos dados medidos para uma melhor definição da fronteira aberta e posterior validação do modelo, e considerada a influência da descarga fluvial deve ser considerada no modelo, de modo a representar melhor a realidade da Enseada do Itapocorói.

8. Referencias

Allen, S.E., 2000. On subinertial flow in submarine canyons: effect of geometry. *Journal of Geophysical Research* 105, 1285-1297p.

Alves, J.H.G. de M., 1996. Refração do Espectro de Ondas Oceânicas em Águas Rasas: Aplicações à Região Costeira de São Francisco do Sul, SC. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Depto. De Engenharia Sanitária, Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), Florianópolis, SC. 89p.

Araújo C.E.S., Franco D., Melo Filho E., Pimenta F., 2003. Wave regime characteristics of southern Brazilian coast. *In: International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing countries, COPEDEC, 6, Colombo, Sri Lanka, Paper No.97, 15p.*

Carter, R.W.G., 1988. *Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines.* Academic Press, London, 617p.

Carvalho, J.L.B., 2003. Modelagem e Análise do Lançamento de Efluentes através de Emissários Submarinos. Dissertação (Doutorado em Ciências e Engenharia Oceânica), Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ. 180p.

Carvalho, J.L.B., Klein, A.H.F., Schettini, C.A.F., Jabor, P.M., 1996. Marés Meteorológicas em Santa Catarina: Influência do Vento na Determinação de Parâmetros de Projeto para Obras Costeiras. *In: III simpósio sobre oceanografia, São Paulo. Proceeding. São Paulo: [s.n], 380p.*

Davies, J.H., 1964. A morphogenetic approach to world shorelines, *Z. Geomorphol.*, 8, 127-142, 212p.

Davies, J.L., 1980. *Geographical Variation in Coastal Development*, 2nd ed. In (Clayton, K.M., ed.), Longman, London. 212p

Davis, R.A. (Ed.), 1985. *Coastal Sedimentary Environments*, 2nd rev. expanded ed. Springer Verlag, New York. 716p

Fofonoff, N.P., 1969, Spectral characteristics of internal waves in the ocean. *Deep-Sea Research Suppl.* 16, 59-71p.

Gan, J.L., Ingram, R.G., Greatbatch, R.J., Chan, P., 1995. Upper ocean modeling in a coast bay. *Journal of Geophysical Research* 100 (C8), 15977-15997p.

Gan, J., Grant, R., Ingram, R.G., Greatbatch, R.J., 1997. On the unsteady separation/intrusion of the Gaspé Current and variability in the des Chaleurs: Modeling Studies. *Journal of Geophysical Research* 102, 15.567-15.581p.

Gan, M., Rao, V.B., 1991. Surface Cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119: 1293-1302p.

Gonella, J., 1972. A rotary-component method for analyzing meteorological and oceanographic vector time series. *Deep-Sea Research*, Vol. 19, 833-846p.

- Hess, K.W., Bosley, K.T., 1992. Methodology for Validation of a Tampa Bay Circulation Model. Proceedings, 2nd International Conference on Estuarine and Coastal Modeling, Tampa, Florida, November 11-13, 83-94p.
- Hoefel, F.G., 1998. Diagnóstico da Erosão Costeira na Praia de Piçarras, Santa Catarina. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-graduação de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, RJ. 86p.
- Inman, D.L., Nordstrom, C.F., 1971. On the tectonic and morphologic classifications of coasts. *J. Geology*, 79, 1-21p.
- JICA. 1990. Feasibility Study on the Flood Control Project in the Lower Itajaí River Basin: Final Report, Supporting Report: Japan International Cooperation Agency. 125p.
- King, C.A.M., 1972. *Beaches and Coasts*, 2nd ed. Edward Arnold, London. 573p.
- Klein, A.H.F. 2004. Morphodynamics of Headland Bay Beaches. Tese de Doutorado. Universidade do Algarve, Faro, Portugal. 450p.
- Klein, A.H.F., Menezes, J.T. 2001. Beach Morphodynamics and Profile Sequence for a Headland Bay Coast. *Journal of Coastal Research*, 17 (4), 812-835p.
- Klinck, J.M., 1996. Circulation near a submarine canyon: a modeling study. *Journal of Geophysical Research* 101 (C1), 1211-1223p.
- Kousky VE. 1979. Frontal Influences on Northeast Brasil. *Monthly Weather Review*, 107: 1140-1153p.
- Li, M., Zhong, L., Boicourt, W.C., 2005. Simulations of Chesapeake Bay estuary: sensitivity to turbulence mixing parameterizations and comparison with observations. *Journal of Geophysical Research* vol. 110, 12 p.
- Masselink, G., Pattiaratchi, C. B., 1998. The effect of sea breeze on beach morphology, surfzone hydrodynamics and sediment resuspension. *Marine Geology* 146 (1-4), 93-113p.
- Mooers, C.N.K., 1973. A technique for the cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series, with emphasis on properties of polarized components and rotational invariants. *Deep-Sea Research*, Vol. 20, 1129-1141p.
- Neves Filho, S.C., 1992. Variação da Maré Meteorológica no Litoral Sudeste do Brasil. Dissertação (Mestrado) – Programa de Engenharia Oceânica. Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia (COPPE), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, RJ. 128p.
- Nobre, C.A.; Cavalcanti, I.F.A.; Gan, M.A.; Nobre, P.A.; Kayano, M.T., Rao, V.B., Bonatti, J.P., Satyamurty, P., Uvo, C.B.; Cohen, J.C. 1986. Aspectos da Climatologia Dinâmica do Brasil. *Climanálise*. Edição especial 123p.
- Pattiaratchi, C., Hegge, B., Gould, J., Eliot, I., 1997. Impact of sea-breeze activity on nearshore and foreshore processes in southwest Australia. *Cont. Shelf Res.* 17 (13), 1539-1560p.

Rosman, P.C.C., 1989. Modelos de Circulação em Corpos d'Agua Rasos. Capítulo 3 do livro Métodos Numéricos em Recursos Hídricos 1. Associação Brasileira de Recursos Hídricos 331-443p.

Rosman, P.C.C., 1997. Subsídios para modelagem de sistemas estuarinos – Capítulo 3 do livro Métodos Numéricos em Recursos Hídricos 3, 231-343p.

Rosman, P. C. C. 2006. Análise de impactos da marina refúgio Del Rey, SC, através de modelagem computacional –relatório final. Fundação Coppetec - PENO7572, 79p.

Rosman, P. C. C., 2009. Referência Técnica do SisBaHiA – Sistema Base de Hidrodinâmica Ambiental. Relatório COPPETEC-PENO-565. COPPE/UFRJ. 213p.

Rodrigues, M. G., Franco D., Sugahara, S., 2004. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. 17p.

Satyamurty, P., Mattos, L.F., Nobre, C.A., Silva, D. P.L., 1998. Tropics - South America. In : Meteorology of the Southern Hemisphere, Ed. Kauly, D. J. and Vincent, D. G., Meteorological Monograph. American Meteorological Society, Boston, 119-139p.

Schettini, C.A.F., Carvalho, J.L.B., Jabor, P. 1996, Comparative Hydrology and Suspended Matter Distribution of four estuaries in Santa Catarina State – Southern Brazil. In: Workshop on comparative studies of temperate coast estuaries, Bahia Blanca. Bahia Blanca: [s.n.]. 29-32p.

Sedrati, M., Anthony, E.J., 2007. Storm-generated morphological change and longshore sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. Mar. Geol. 244, 209-229p.

Short, A.D., Masselink, G., 1999. Embayed and structurally controlled beaches. In: Short, A.D. (Ed.), Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Wiley, New York, 230-249p.

Thompson E. F., Leenknecht D. A. 1994. Wind Estimation for Coastal Modeling Applications. Journal of coastal Research, 10(3), 628-636p.

Valle-Levinson, A., Moraga-Opazo, J., 2005. Observation of bipolar residual circulation in two equatorward-facing semiarid bays. Continental Shelf Research. 179-193p.

Valle-Levinson, A., Moraga, J., Olivares J., Blanco J. L., 2000. Tidal and residual circulation in a semi-arid bay: Comquimbo Bay, Chile. Continental Shelf Research 2009-2028p.

Van den Heuvel, S., Hoekstra, R., Zeeuw, R., Zoon, A., 2008. Case Study Piçarras Beach – Erosion and Nourishment of a Headland Bay Beach Final Report - Master project Hydraulic Engineering, Technical University of Delft. 249p.

Verboom, L., 1982. Boundary conditions for the shallow water equations. Engineering applications of computational hydraulics. Ed. M. B. Abbot and J. A. Cunge, London Delft Laboratory, 26p.

Warner, J.C., Greyer, W.R., Lerczak, J.A., 2005. Numerical modeling of an estuary: a comprehensive skill assessment. Journal of Geophysical Research 110 (C05001) 36p.

Wilmott, C.J., 1981. On the validation of models. Physical Geography 2, 184-194p.

Yasso, W.E., 1965. Plan geometry of headland bay beaches. *Journal of Geology*, 73, 702-714p.

Zhai, L., Sheng, J., Greatbatch, R. J., 2007. Observations of the dynamical response of a coastal embayment to wind to wind, tide and buoyancy forcing. *Continental Shelf Research* 27 2534-2555p.