

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS**

Letícia Vasques dos Reis Portella Nascimento

**HIDRODINÂMICA SUBMAREAL DE UMA PRAIA DE ENSEADA  
SUBTROPICAL DOMINADA POR ONDAS**

Florianópolis

2016

Letícia Vasques dos Reis Portella Nascimento

**HIDRODINÂMICA SUBMAREAL DE UMA PRAIA DE ENSEADA  
SUBTROPICAL DOMINADA POR ONDAS**

Projeto submetido ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia  
da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos  
para a obtenção do Grau de Mestre em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Antônio Fernando Härter Fetter Filho

Florianópolis

2016

## RESUMO

O presente estudo pretende avaliar a hidrodinâmica da Enseada do Itapocorói com foco na circulação residual e de longo-período buscando compreender quais forçantes ambientais são mais relevantes na geração dessas correntes. Para alcançar este objetivo, serão utilizados os modelos hidrodinâmico, *Regional Ocean Modelling System* (ROMS), e de ondas, *Simulating Waves Nearshore* (SWAN), acoplados. Os modelos serão desenvolvidos em escala regional e local e calibrados com dados provenientes de três ADCPs. Ao final do estudo, almeja-se compreender o padrão típico da circulação residual na Enseada bem como qual é o parâmetro ambiental mais influente.

**Palavras-chave:** Circulação Residual. Modelagem Numérica. ROMS. SWAN.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Métodos de solução para um problema físico.....	10
Figura 2	Exemplo de grade numérica estruturada .....	11
Figura 3	Exemplo de grade numérica desestruturada.....	11
Figura 4	Difusão numérica em diferentes condições de CFL em um problema da equação da onda 1D com condição de fronteira invariavelmente igual a 1.....	12
Figura 5	Localização da Enseada do Itapocorói .....	13
Figura 6	Efeitos da erosão em Piçarras. Fonte: Maciel (2010) .....	14
Figura 7	Localização dos pontos anfídrônicos no Atlântico Sul. Fonte: Petersen (2003) .	14
Figura 8	Fluxograma da metodologia a ser aplicada.....	16
Figura 9	Localização das coletas de dados através de ADCPs.....	19
Figura 10	Dados medidos no ADCP ST001.....	20
Figura 11	Exemplo do sistema de coordenadas verticais $\sigma$ . Fonte: Shchepetkin e McWilliams (2005) .....	21
Figura 12	Interface gráfica do TMD para obtenção das constituintes harmônicas calculadas pelo modelo TPXO .....	24
Figura 13	Variação de Nível no ponto ST001.....	30
Figura 14	Variação de Nível no ponto ST002.....	31
Figura 15	Variação de Nível no ponto ST003.....	32
Figura 16	Separação dos dados de nível .....	33
Figura 17	Espectro de energia - Piçarras .....	34
Figura 18	Dados de nível na Praia de Penha .....	35
Figura 19	Espectro de energia - Penha .....	36
Figura 20	Dados de temperatura.....	41
Figura 21	Rosa de correntes no ponto ST001 integrada na vertical .....	42
Figura 22	Rosa de correntes no ponto ST002 integrada na vertical .....	43
Figura 23	Rosa de correntes no ponto ST003 integrada na vertical .....	43
Figura 24	Comparação de dados medidos com modelados .....	44

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Localização dos equipamentos .....	18
Tabela 2	Características das Variações de Nível nos ADCPs (em metros) .....	28
Tabela 3	Frequências encontradas nos dados de nível do ST001 .....	37
Tabela 4	Análise harmônica através do ttide nos dados de nível do ST002 .....	38
Tabela 5	Frequências encontradas nos dados de nível do ST003 .....	39
Tabela 6	Cronograma das atividades previstas .....	46

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>5</b>
1.1	PERGUNTAS DE PESQUISA .....	5
1.2	HIPÓTESE .....	6
1.3	OBJETIVOS .....	6
1.3.1	Objetivo Geral .....	6
1.3.2	Objetivos Específicos .....	6
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>7</b>
2.1	MARÉ E CIRCULAÇÃO SUBMAREAL .....	7
2.2	MODELAGEM NUMÉRICA DE ZONAS COSTEIRAS .....	9
2.3	ÁREA DE ESTUDO .....	12
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>16</b>
3.1	DADOS MEDIDOS .....	17
3.2	MODELOS NUMÉRICOS .....	21
3.2.1	Regional Ocean Modelling System .....	21
3.2.2	Simulating Waves Nearshore .....	22
3.3	FORÇANTES DOS MODELOS .....	23
3.3.1	Maré .....	23
3.3.2	Onda .....	25
3.3.3	Vento .....	25
3.4	DADOS DIVERSOS .....	25
3.4.1	Linha de Costa .....	25
3.4.2	Batimetria .....	26
3.5	AVALIAÇÃO DOS DADOS MEDIDOS .....	26
3.6	AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO .....	26
3.7	FERRAMENTAS UTILIZADAS .....	27
<b>4</b>	<b>RESULTADOS .....</b>	<b>28</b>
4.1	DESCRIÇÃO DOS DADOS MEDIDOS .....	28
4.1.1	Nível .....	28
4.1.2	Temperatura .....	40
4.1.3	Corrente .....	42
4.2	MODELO NUMÉRICO .....	42
4.2.1	Grade .....	42
4.2.2	Batimetria .....	42
4.2.3	Calibração .....	42
4.2.4	Dificuldades encontradas .....	45
<b>5</b>	<b>CRONOGRAMA .....</b>	<b>46</b>
	REFERÊNCIAS .....	47

## 1 INTRODUÇÃO

Sentado numa cadeira de praia, um turista pode perceber facilmente que existe uma dinâmica na praia que o cerca. As ondas quebram incessantemente, as vezes maiores, as vezes menores, o vento varia de intensidade e direção e a faixa de areia pode se apresentar maior ou menor conforme o horário em que ela é observada. Apesar de facilmente observados, os processos costeiros que regem as dinâmicas de zonas costeiras são bastante complexos e interligados.

A zona costeira é uma região de alto dinamismo, e está sujeita a oscilações periódicas de altas e baixas frequências como ondas e marés, respectivamente. Dado que a água pode ser considerada incompressível, o volume remanescente após uma oscilação deve ser conservado e é de se esperar que as componentes geradas pela oscilação tenha uma resultante nula (LEBLOND, 1991). Entretanto, o que se observa na realidade é que a resultante das oscilações durante longos períodos (por exemplo, após um ou vários ciclos de maré) é não nula. Essa resultante pode ser causada ou amplificada por diversos parâmetros ambientais tais como: não linearidade da corrente de maré, padrão de onda predominante, direção do vento predominante, eventos de tempestade, entre outros (BROWN et al., 2010, e.g.).

As magnitudes dessas correntes residuais e de longo período normalmente são ordens de magnitude menores que as correntes de maré. No entanto, mesmo sendo muito menos intensas, a magnitude e a variação espacial e temporal dessa circulação exerce um grande influência na interação de processos físicos, bioquímicos e sedimentares. Os processos de transporte através da circulação residual e de longo período tem controle sobre fluxo de água doce, descarga de contaminantes, dispersão e transporte de sedimentos e nutrientes e podem auxiliar na manutenção ou declínio de recursos vivos (CHENG, 1990). Além disso, dependendo da variação dessa circulação, seja por sazonalidade ou pela frequência dos eventos de tempestade, a mesma também pode ter papel fundamental na morfodinâmica regional (BROWN et al., 2010).

A Enseada do Itapocorói se destaca no cenário catarinense pela grande importância turística. No entanto, a região sofre com sucessivos problemas erosivos desde a década de 70, quando a barra do rio Piçarras foi fixada (HEUVEL et al., 2008). Considerando então a importância econômica e social da Enseada do Itapocorói tanto em termos econômicos como sociais, o seu estudo é de vital importância. Visto que a circulação residual pode ter um papel importante para o entendimento do transporte de partículas, um estudo da mesma pode vir a contribuir para o entendimento da morfodinâmica de longo prazo, bem como avaliar a taxa de recirculação local, podendo colaborar para a melhora da qualidade da água. Além disso, o estudo da morfodinâmica de enseadas necessita que os processos hidrodinâmicos da região sejam bem conhecidos (SILVA et al., 2010). Dessa forma, o presente estudo visa avaliar o comportamento hidrodinâmico da região enfocando na circulação residual bem como o papel dos parâmetros ambientais da região em sua formação, de forma a avaliar qual parâmetro é mais relevante na modificação dessa circulação.

Visto que as correntes residuais dificilmente conseguem ser medidas em campo (CHENG, 1990), para alcançar o objetivo proposto, será feito uso da modelagem numérica e avaliação de dados de ADCP (temperatura, corrente, ondas e nível) coletados ao longo de um mês em três pontos na enseada.

### 1.1 PERGUNTAS DE PESQUISA

- Qual é o padrão espacial típico da circulação submareal da Enseada? E temporal?
- Quais os parâmetros ambientais têm maior influência na circulação residual?

## 1.2 HIPÓTESE

Existe uma circulação residual típica na Enseada do Itapocorói que é gerada principalmente por um algum fator ambiental (maré, vento ou onda), mas cujas características principais podem ser eventualmente alteradas no caso de eventos de tempestade.

## 1.3 OBJETIVOS

### 1.3.1 Objetivo Geral

O objetivo geral do estudo é compreender o padrão de circulação local e a circulação residual na Enseada do Itapocorói (Balneário Piçarras), bem como as variáveis ambientais que os influenciam.

### 1.3.2 Objetivos Específicos

São objetivos específicos deste trabalho:

- Caracterizar a dinâmica local através da análise das séries dos fundeio.
- Construção de um modelo hidrodinâmico (ROMS) e de ondas (SWAN) para a área de estudo, com grade local e regional, visando diminuir inconsistências na região de interesse;
- Calibração dos modelos hidrodinâmicos e de ondas com dados provenientes de 3 ADCPs;
- Definir o padrão típico da circulação residual;
- Compreender o papel dos parâmetros ambientais na modificação da circulação e qual o parâmetro dominante;
- Definir a circulação residual na Enseada do Itapocorói tanto nos dados modelados quanto nos dados medidos;

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 MARÉ E CIRCULAÇÃO SUBMAREAL

Águas costeiras tem uma dinâmica muito diferente daquela encontrada em regiões oceânicas. Conforme a onda de maré passa a propagar para águas costeiras ela tende a interagir e sofrer diversos processos: reflecção total ou parcial (uma vez que a linha de costa passa a agir como uma barreira), efeitos inerciais, efeitos de continuidade, perda de energia por fricção, entre outros. Dessa forma, uma vez que se encontram em águas rasas, a onda de maré se torna progressivamente mais não-linear e dissipativa. Além disso, esses processos não-lineares podem transferir energia para constituintes harmônicas de águas rasas totalmente novas (*shallow-water tidal constituents*). Portanto, em águas rasas, uma variedade de processos compõem um complexo cenário a ser estudado e, por mais que os fenômenos que criem as marés sejam muito bem conhecidos e compreendidos, os movimentos resultantes causados requerem um estudo mais aprofundado (SCHUREMAN, 1958; MASSEL, 1989; PARKER, 2007).

No contexto das zonas costeiras as praias de enseadas (*headland-bay beaches*) representam quase 51% das linhas de costa do mundo. Estas são características em regiões rochosas associadas com topografias montanhosas e cujas dimensões podem variar da topografia pré-existente parcialmente afogado durante a transgressão holocênica. Tipicamente possuem um formato assimétrico caracterizado por uma área curva denominada zona de sombra, uma área parcialmente curva transicional e uma região reta alinhada ao clima de ondas predominante (SHORT; MASSELINK, 1999).

As principais variações de nível ocorridas em zonas costeiras são devido às oscilações causadas pelas marés, tornando-se de fundamental importância para estudos costeiros o seu conhecimento, bem como as correntes que são geradas (EGBERT; EROFEEVA, 2002).

As marés são consideradas ondas de água rasa e, portanto, estão sempre sujeitas à influência do fundo. Entretanto, ao adentrar águas ainda mais rasas, como as plataformas continental interna, as suas escalas laterais passam a ser reduzidas e, dessa forma, quando próximo da costa as restrições impostas pela continuidade se tornam mais relevantes do que os balanços dinâmicos nas determinações das escalas espaciais. Uma consequência da redução nas escalas laterais é a criação de regiões de gradiente de velocidade. Os termos inerciais passam a ganhar importância no balanço de momento e contribuem para a geração de correntes residuais e vorticidade (LEBLOND, 1991).

Os movimentos que ocorrem em períodos de marés astronômicas semi-diurnas e diurnas, de 12:25 e 24:50 horas, respectivamente, são denominados de movimentos com frequências mareais. Os movimentos que ocorrem em períodos menores que os da maré são denominados de oscilações de movimentos de frequência supramareal (FSupM), onde se encontram as ondas de gravidade, de tempestade, seiches e maremotos. Os movimentos de períodos maiores que os da maré são denominados de movimentos com frequência submareal (FSubM), como a descarga fluvial, a inclinação da superfície da água ao longo do estuário, ondas de marés meteorológicas de baixa frequência e ondas de plataforma (TRUCCOLO, 2009).

A circulação residual, especialmente a da maré, está relacionada a processos de longo período, com frequências baixas e velocidades uma ou duas ordens menores que as próprias correntes de maré e, assim, pode acabar sendo negligenciada por conta dessas características. Entretanto, estas são bastante relevantes uma vez que devido à sua persistência, elas podem dominar o transporte e a distribuição geral de propriedades da água como temperatura e salinidade. Sua determinação pode contribuir para o manejo costeiro (como tempo de permanência de poluentes) ou mesmo para a proteção costeira, dado que ela também pode ter papel significante para transporte de partículas sedimentares (TRUCCOLO, 2009).

A circulação residual pode então estar relacionada a processos de frequência supramareal,

mas está intrinsecamente ligado a processos em frequência submareal. Truccolo et al. (2006) verificaram que na região externa de São Francisco do Sul, na região exposta, apenas 74% da variação de nível poderia ser explicada por marés astronômicas e que 24% da variação poderia ser explicada pelas oscilações em frequência submareal. Além disso, dado que a região sul do Brasil se encontra em regime de micromaré as oscilações do nível do mar em frequência submareal não podem ser completamente desconsideradas, uma vez que sobre-elevações de até 1 m já foram registradas na região de Itajaí (TRUCCOLO, 2009).

Descarga de rios são as fontes mais óbvias de geração de velocidade residual, uma vez que seu fluxo é unidirecional. Na ausência de descargas de rio, o residual da descarga da maré deveria ser zero. Entretanto, o que se observa na realidade é que o residual da maré muitas vezes não é nulo, mesmo em regiões onde não há a presença de rios. Diversos fatores ambientais podem causar um residual de maré, como a inércia, citado previamente, obras costeiras, ou mesmo características batimétricas. Além disso, outros parâmetros ambientais que não a maré também podem gerar correntes residuais como vento, densidade (principalmente pela salinidade), ondulações e eventos de tempestade.

De forma geral e simplificada, o termo circulação residual é utilizado para remeter às circulações de longo prazo, ou seja, o resultante da circulação uma vez que os processos atuantes são findados. No entanto é possível perceber na literatura uma certa variação em relação à sua definição.

Nihoul e Ronday (1974) discutem sobre as diferentes formas como o termo circulação residual é utilizado em diferentes campos. Os autores citam que, sob um olhar matemático, as correntes residuais podem ser consideradas como o fluxo estacionário descrito pelas equações fundamentais desconsiderando os termos transitentes das equações. Em se tratando do campo experimental, tende-se a definir as correntes residuais como o fluxo que sobra ao se subtrair uma maré modelada (ou prevista) de um fluxo medido. E finalmente, há os cientistas que consideram as correntes residuais aquelas resultados de uma integração das correntes naturais ao longo de um período de tempo suficientemente longo, de forma a se cancelarem as contribuições da maré (Equação 2.1). Os autores afirmam que a última parece ser a mais realista.

$$U_{\text{residual}}(x, y) = \frac{1}{T} \int_0^T U(x, y, t) dt \quad (2.1)$$

Onde,

$U$  é a componente da velocidade;

$T$  é o período de tempo analisado;

$x, y, t$  são as componentes espaciais e temporal.

Yanagi (1976) afirma que o fluxo estacionário (*steady-state*) é causado por diversos processos físicos como vento, gradiente de pressão atmosférica, descarga de rios, correntes de densidade, correntes de oceano aberto, força de Coriolis e marés. Especificamente, o autor considera fluxo residual de maré como aquele causado por não-linearidades das correntes de maré relativas à topografia de fundo e geometria das bordas.

No estudo de Brown et al. (2010) a circulação residual é tratada como a circulação instantânea que permanece após a remoção da maré astronômica da circulação total encontrada, tanto em dados medidos quanto modelados.

Verifica-se na literatura que muitos estudos são focados em circulação residual em ambientes estuarinos com enfoque em especial naquela gerada pela baroclinicidade do sistema (MACCREADY; BANAS, 2010; BURCHARD et al., 2011; BROWN et al., 2010). Poucos esforços foram feitos na tentativa de estudos de circulação residual em sistemas com predominância barotrópica ou separando e avaliando as componentes barotrópicas. O presente estudo vem de encontro para

contribuir nessa área. O presente estudo se guiará pelos trabalhos de Valle-Levinson et al. (2000) e Brown et al. (2010).

Valle-Levinson et al. (2000) tinham como objetivo compreender a circulação residual em uma baía semi-árida bastante semelhante ao que se pode encontrar na Enseada do Itapocorói: orientação preferencial norte-sul, aberta para o oceano, encapsulada entre dois promontórios, com uma baixa descarga fluvial, regime de micro-maré semidiurna e importante centro urbano. Os autores verificaram que a circulação básica poderia ser dividida em duas: uma camada superior dominada por uma componente diurna (atmosférica e mareal) e uma camada inferior com influência diurna e semi-diurna gerada principalmente pela maré.

Já o trabalho de Brown et al. (2010) tinha como objetivo compreender a contribuição de parâmetros físicos na variação temporal das correntes residuais em um ambiente estuarino fortemente influenciado pela maré e comparar a contribuição desses parâmetros, em condições típicas e de tempestade, quando comparados com a maré. Os processos físicos avaliados foram: forçantes meteorológicas, baroclinicidade, descarga de rios, residual externo, marés e ondas.

## 2.2 MODELAGEM NUMÉRICA DE ZONAS COSTEIRAS

O conhecimento da hidrodinâmica de uma região costeira pode ter diversos benefícios tanto em termos ambientais (variações sazonais, previsão das condições oceanográficas, padrões de transporte de sedimentos, etc.) quanto em ganhos sociais (prevenção de desastres naturais, proteção costeira, etc.). No entanto, para um entendimento amplo das características oceanográficas de determinada região é necessário um conhecimento extenso da mesma tanto em termos espaciais quanto temporais. Isso se torna extremamente difícil principalmente devido à complexidade dos processos envolvidos e à dificuldade de obtenção de dados medidos, que são muito custosos e esparsos.

As leis de conservação que governam os fluidos são modelos matemáticos validados há bastante tempo e que podem ser amplamente utilizados para compreendê-los. Quando se faz necessário resolver determinado problema nesta área pode-se optar por três métodos: os analíticos, os numéricos (experimentação teórica) e a experimentação em laboratório (Figura 1).

Os métodos analíticos e numéricos são métodos teóricos, pois ambos têm como objetivo resolver equações diferenciais que explicam os fenômenos. A diferença está apenas na complexidade da equação que cada método consegue resolver. O método de experimentação em laboratório é o mais próximo da realidade, pois de fato se trata da configuração real, porém está associado a grandes custos e uma super estrutura que, nem sempre, consegue atacar todos os problemas (e.g. escalas oceânicas).

No caso de soluções numéricas existem dois tipos de erros que podem estar presentes: aqueles referentes à má solução das equações diferenciais e aqueles referentes à não adequação das equações diferenciais para resolver o problema proposta. Ou seja, esses métodos só serão adequados e confiáveis quando se está tem posse de um método numérico que resolva corretamente as equações diferenciais e de um modelo matemático que, sabidamente, represente com fidelidade o fenômeno físico. Independente dos possíveis erros associados, os ganhos advindos das técnicas de soluções numéricas é muito alto e a ampla aceitação destes métodos para a solução dessas equações se deve à grande versatilidade e relativa simplicidade de aplicação dessas técnicas (MALISKA, 1995).

No caso da mecânica dos fluidos já existe um consenso a respeito da validade das leis que as descrevem (modelos matemáticos). Entretanto, estes são compostos de equações diferenciais parciais não lineares que, em geral, não possuem soluções analíticas ou fechadas a não ser em casos extremamente simplistas. Quando estes modelos são discretizados e resolvidos através de métodos numéricos passa a ter a denominação mais específica de dinâmica de fluidos

computacionais (KUNDU et al., 2012).

Apesar de serem consideravelmente precisas é preciso ter consciência que as soluções numéricas são, inexoravelmente, inexatas. Existem dois erros introduzidos ao se utilizar os métodos numéricos na solução de um problema. Um deles ocorre devido à limitação de armazenamento de informação que os computadores digitais possuem, estes são chamados de erros de arredondamento. O segundo tipo de erro é introduzido pelo próprio método numérico que, ao se utilizar aproximações para encontrar a solução numérica, acaba gerando os denominados erros de truncamento. Juntos, os dois erros constituem o erro total da solução numérica, que é, basicamente, a diferença entre a solução verdadeira (exata, e que é desconhecida) e a solução numérica aproximada (GILAT; SUBRAMANIAM, 2008).

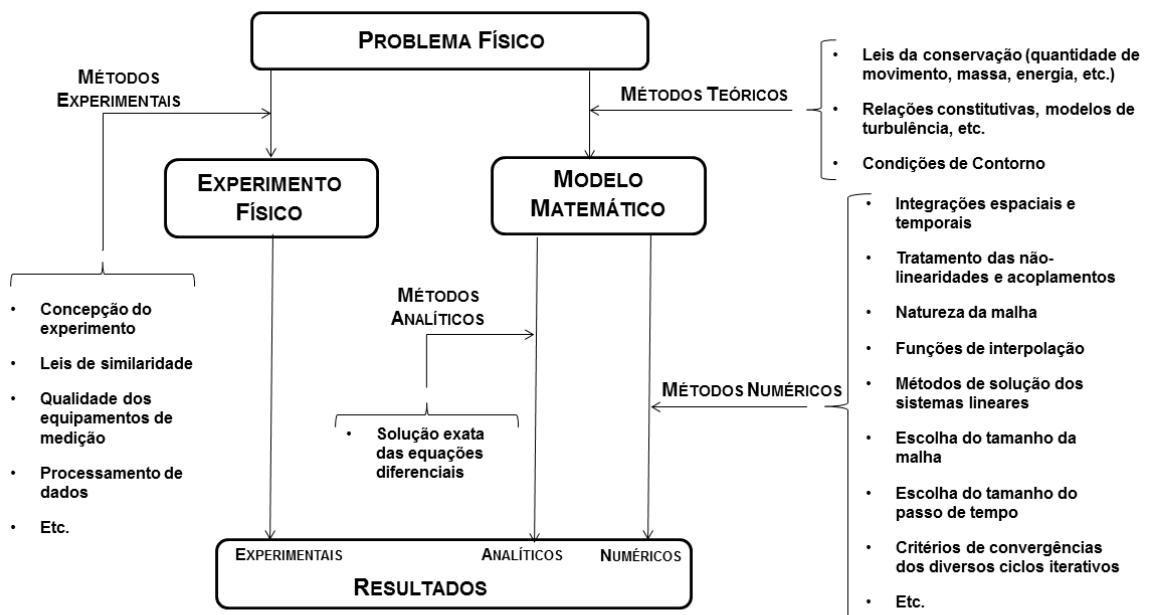


Figura 1 – Métodos de solução para um problema físico

Inicialmente, soluções numéricas eram muito custosas computacionalmente e modelos analíticos (bastante simplificados) e experimentais eram as únicas ferramentas que os cientistas podiam contar para o entendimento dos fenômenos físicos. Com o avanço computacional ocorrido nas últimas décadas, as barreiras computacionais que tornavam custosas as soluções para a resolução dos métodos numéricos se tornaram muito pequenas comparadas aos ganhos potenciais. A solução de escoamento turbulento supersônico em um aerofólio com os computadores da década de 60 consumiria um tempo de computação de aproximadamente 30 anos com um custo de 10 milhões de dólares. O mesmo problema com os computadores atuais requer minutos e custo na ordem de centenas de dólares (MALISKA, 1995). Dessa forma, a modelagem numérica permite não apenas resolver as equações que descrevem os fenômenos físicos mas também se constitui uma ferramenta para experimentos relativos aos processos que interagem e compõe as características observadas nos oceanos.

Modelos de áreas costeiras foram desenvolvidos desde o começo da década de 80, mas apenas na década de 90 que grandes institutos europeus conseguiram aprimorar os primeiros modelos e desenvolveram os modelos robustos e de código flexível que ainda atuam hoje em dia como o Delft3D (Deltares), Mike21 (*Danish Hydraulic Institute*) e Telemac (*Laboratoire Nationale d'Hydraulique*). Hoje em dia, diversos modelos estão disponíveis para utilização e muitos são grátis e de código aberto, o que facilita seu uso e dispersão. Inúmeros são os trabalhos na área da oceanografia que fazem uso dessa ferramenta que se tornou fundamental

os estudos na área.

A tarefa do método numérico, portanto, é resolver uma ou mais equações diferenciais, substituindo as derivadas existentes na equação por expressões algébricas que envolvem a(s) função(ões) incógnita(s). Quando escolhe-se fazer uma aproximação numérica da equação diferencial, aceitamos ter a solução para um número discreto de pontos de forma que, quanto maior for este número de pontos, mais próxima da solução exata será a solução aproximada (MALISKA, 1995). O conjunto de pontos onde a solução será calculada é denominado grade numérica ou malha numérica.

As grades numéricas podem ser construídas de maneiras estruturadas ou desestruturadas. As grades estruturadas são geralmente aquelas cujo layout é retilíneo ou curvilinear, mas cuja forma principal é o retângulo como a apresentado na figura 2. Grades não estruturadas ou desestruturadas são aquelas tipicamente construídas através de triângulos (Figura 3), mas também podem se basear em composição de triângulos e quadriláteros. As grades estruturadas normalmente utilizadas através dos métodos de diferenças finitas, enquanto grades não estruturadas usam métodos de elementos finitos ou volumes finitos (ROELVINK, 2012).

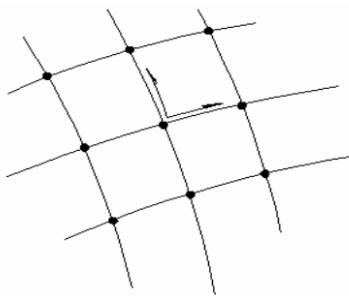


Figura 2 – Exemplo de grade numérica estruturada

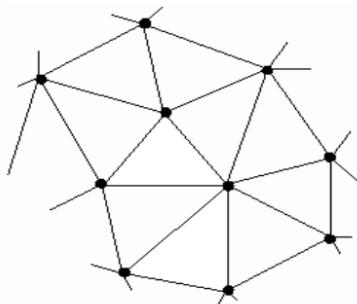


Figura 3 – Exemplo de grade numérica desestruturada

Tradicionalmente, o método de diferenças finitas é mais popular nos modelos costeiros, principalmente pela facilidade dos seus conceitos e sua eficiência no cálculo célula-a-célula. Já os métodos de elementos finitos são bem mais complicados matematicamente e costumam ser mais lentos nos cálculos célula-a-célula mas conseguem facilmente cobrir áreas com grandes diferença em escala de tamanhos (ROELVINK, 2012).

Os sistemas de equações formados por todas as sete equações básicas pode ser resolvido de dois modos, basicamente: de forma implícita ou de forma explícita. Em métodos implícitos, todo o sistema de equações é calculado simultaneamente já que todos os valores do passo de tempo atual são desconhecidos com exceção das fronteiras. Esse cálculo pode ser feito através de inversão de matriz (totalmente implícito) ou de métodos iterativos (parcialmente implícito). No caso dos métodos explícitos, as variáveis no tempo atual são baseadas em valores conhecidos do passo de tempo passado, o que é consideravelmente mais simples. Em geral, métodos implícitos demoram mais por passo de tempo, mas conseguem trabalhar com

passos de tempo maiores porque não há um limite fixo de estabilidade. Já no caso de métodos explícitos existe pouco esforço computacional por passo de tempo, mas um critério deve ser seguido para garantir estabilidade (MALISKA, 1995; ROELVINK, 2012). É importante ressaltar que processos que demandam iteração podem acumular erros de arredondamento que também podem desestabilizar a solução.

No caso de modelos costeiros, os modelos Delft3D e Mike21 utilizam-se de esquemas implícitos enquanto modelos como ROMS e o XBeach usam esquemas explícito de soluções.

Os modelos, em geral, podem apresentar problemas de convergência, onde a solução numérica não é estável. A condição descrita pelos autores Richard Courant, Kurt Friedrichs e Hans Lewy deu origem a todos os fundamentos necessários para as condições de convergência de qualquer esquema numérico e passou a ser conhecida como condição CFL.

A ideia básica da condição de Courant-Friedrichs-Lowy (CFL) é que a solução das equações de diferenças finitas não pode ser independente dos dados que determinam a solução das equações diferenciais parciais associadas, ou seja, a solução numérica não pode avançar mais rápido que o problema físico que se está sendo modelado. A condição CFL é uma condição necessária para a estabilidade do modelo, mas não suficiente.

Os métodos numéricos, por suas características intrínsecas, geram um efeito semelhante ao de difusão com suavização de gradientes, mesmo quando o cálculo inclui unicamente componentes advectivas. Esse é um efeito puramente numérico, denominado difusão artificial, difusão falsa ou difusão numérica. Conforme o CFL é reduzido, o efeito de difusão numérica também é (FORTUNA, ). A figura 4 apresenta o resultado final da equação da onda 1D para duas diferentes condições CFL. A fronteira foi imposta como 1 invariavelmente, mas nota-se o efeito de difusão numérica ocorrendo em maior ou menor escala, dependendo da condição imposta.

$$CFL = \frac{C\Delta t}{\Delta x}, C \approx \sqrt{gh} + u \quad (2.2)$$

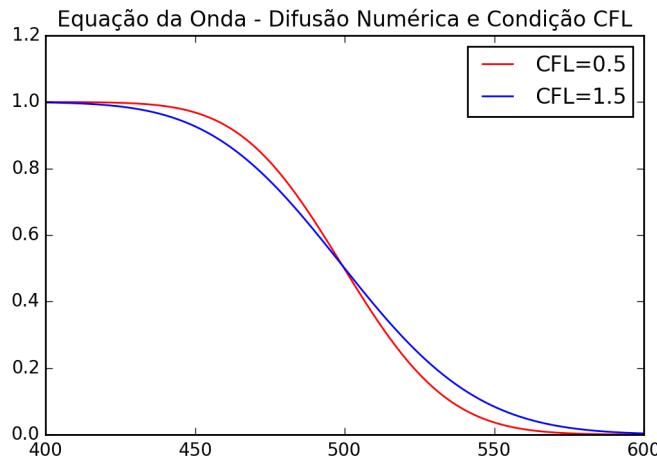


Figura 4 – Difusão numérica em diferentes condições de CFL em um problema da equação da onda 1D com condição de fronteira invariavelmente igual a 1.

### 2.3 ÁREA DE ESTUDO

A Enseada do Itapocorói está localizada no litoral centro-norte de Santa Catarina e engloba os municípios de Piçarras, Penha e Barra Velha (Figura 5). A Praia de Piçarras é considerada uma praia de enseada com 8 km de extensão, sendo delimitada ao norte pelo promontório de Itajuba e ao sul pela foz do Rio Piçarras.



Figura 5 – Localização da Enseada do Itapocorói

Grande parte da economia também advém do turismo que, além das belezas naturais, conta com a importante presença do Parque Beto Carreiro World. Principalmente por conta do atrativo turístico, a Enseada sofreu o mesmo processo acelerado de urbanização que o litoral centro-norte catarinense passou, em especial nos últimos 30 anos. Nesse período, houve um incremento populacional considerável e com pouca atenção, por parte das autoridades locais, aos processos costeiros que fazem parte da dinâmica da região (KLEIN et al., 2006). A praia de Piçarras, região sul da Enseada e local das maiores taxas de desenvolvimento urbano, sofre com um grande problema erosivo (Figura 6) e vem sendo constantemente estudada em busca de formas de mitigá-lo (HEUVEL et al., 2008; ARAUJO et al., 2010; FREITAS et al., 2010; ALMEIDA, 2013; RIBEIRO, 2014).

Araujo et al. (2010) verificaram um perfil erosivo ao longo de toda a praia, mas foi observado que o sedimento removido da parte sul não estava sendo depositado na mesma proporção na direção da deriva litorânea. A principal zona de erosão, identificada como uma zona de erosão acentuada (ZEA), se situa cerca de 500 m na parte ao norte da desembocadura do Rio Piçarras. Os valores de taxa de erosão chegam a  $-14 \text{ m}^3/\text{m}/\text{ano}$  na região mais crítica da praia entre os anos de 1998 e 2008.

Diversas intervenções tem sido feitas para solucionar o problema erosivo, como a construção de espigões (1989 e 1994) e o engordamento praial (1999 e 2008) mas ambos os métodos não se apresentaram efetivos para a solução do problema no longo prazo (ALMEIDA, 2013).

Toda a região sul do Brasil é influenciada por um ponto anfídrômico localizado aproximadamente em  $33^\circ\text{S}$  e  $46^\circ\text{W}$  (Figura 7) e é caracterizada por regimes de micromarés. Na Enseada, a altura média da maré é de cerca de 0,8 m, com máximas de 1,2 m na sizígia e 0,3 m na quadratura, sendo classificada como regime de micro-maré semi-diurno. No entanto, análises feitas



Figura 6 – Efeitos da erosão em Piçarras. Fonte: Maciel (2010)

pelo Instituto de Hidráulica Ambiental da Cantábria indicaram que a maré pode alcançar 1,83 m (ALMEIDA, 2013). Dados da estação maregráfica da UNIVALI indicam que também existe a presença de seiches em frequências sub-horárias (SCHETTINI et al., 1999).

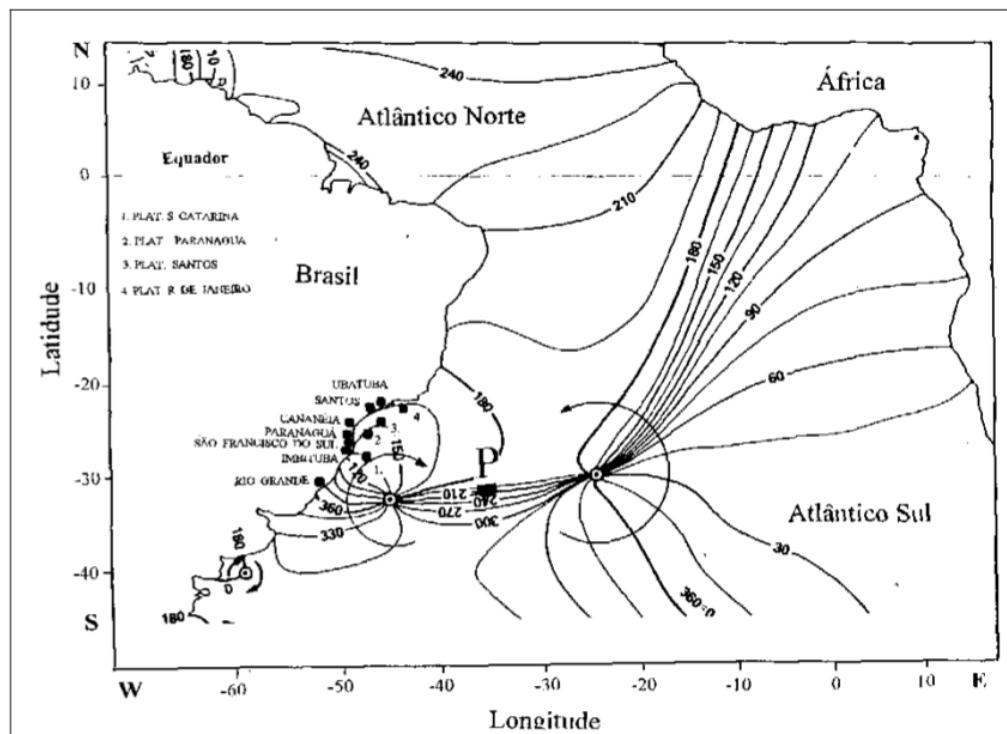


Figura 7 – Localização dos pontos anfidrômicos no Atlântico Sul. Fonte: Petersen (2003)

As principais forçantes do regime de corrente na Enseada são a maré e o vento, com velocidades usualmente inferiores a 0,1 m/s (SCHETTINI et al., 1999). Entretanto, estudos anteriores verificaram que a circulação local é muito mais influenciada pelos regimes de vento do que pela maré e esta só passa a ser dominante no caso de ventos fracos ou ausentes (SCHETTINI et al., 1999; LEITE et al., 2011). Leite et al. (2011) encontraram a presença de dois vórtices

gerados dentro da Enseada com direções variando conforme o sentido do vento (sentido horário em ventos de NE e anti-horário em ventos de S e SO) e com pouca influência da maré.

O litoral de Santa Catarina é submetido regularmente à passagem de frentes frias, normalmente com trajetória sudoeste para nordeste que afetam todo o litoral da América do Sul. Rodrigues et al. (2004) verificaram que em 10 anos, 429 frentes frias puderam ser identificadas em Santa Catarina com uma média de 3 a 4 frentes ocorrendo em todos os meses do ano. Entretanto, os autores também verificaram que existe uma leve tendência de aumento das frentes frias na primavera (cerca de 30% das ocorrências, com uma média de 12,6 frentes frias). O intervalo médio entre duas passagens consecutivas de frentes é de 8 dias, porém mais de 50% das frentes frias atingem o litoral catarinense entre 3 e 8 dias.

As ondulações também são bastante importantes na região, especialmente no setor norte. Devido ao posicionamento abrigado, a parte sul da Enseada é protegida das ondulações mais energéticas provenientes do quadrante S, permanecendo na maior parte do tempo sujeita à ondulações de NE com alturas modestas e períodos inferiores a 8 s (SCHETTINI et al., 1999).

Ribeiro (2014) avaliou dados de ADCP coletados entre agosto e setembro de 2011 e notou uma ausência de ondulações provenientes de NE durante este período. O autor encontrou períodos de pico oscilando entre 12 s, referentes a ondas mais longas de sudeste, e 8 s, referentes a ondas geradas mais próximo da costa, associadas à direção E.

Ramirez (2010) encontrou que as correntes exibem o mesmo comportamento tanto em ondas de altura média como extrema e variam apenas em intensidade. A autora descobriu também que correntes são quase nulas quando as ondulações são oriundas de S e que ondas incidentes de ESE e ENE tem as menores intensidades daquelas vindas do quadrante E, principalmente devido à orientação da praia.

Como pode ser visto, poucos estudos na região focaram na hidrodinâmica de longo período da forma como o presente trabalho pretende atuar. O enfoque será dado na circulação residual e na forma como os diversos parâmetros ambientais agem para que esta seja alterada. Almeja-se que este estudo contribua para a compreensão do tempo de recirculação, que pode contribuir para a maricultura local, bem como contribua para o conhecimento das dinâmicas de longo período da região.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

Dado os objetivos propostos pelo presente estudo, a figura 8 apresenta o fluxograma da metodologia a ser aplicada para que estes sejam alcançados.

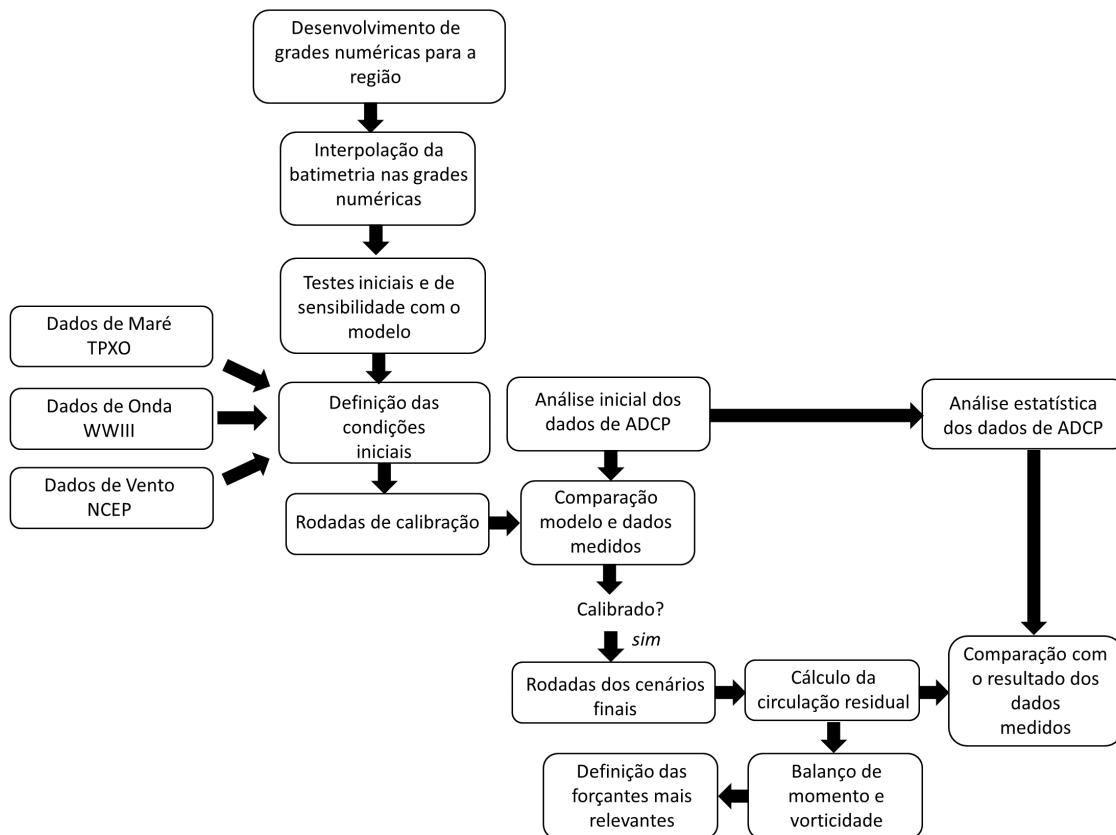


Figura 8 – Fluxograma da metodologia a ser aplicada.

A primeira etapa será desenvolver uma grade numérica regional e local e interpolar a batimetria em ambas. A grade regional visa trazer os processos de água profundas para regiões mais próximas da costa enquanto a grade local visa resolver os processos costeiros de forma mais detalha. O acoplamento de ambas permite afastar as fronteiras do local de estudo, bem como tornar mais acurado o processo de transformações de águas profundas, onde normalmente estão localizados dados de ondas, para águas rasas.

Concomitantemente, serão avaliados os dados de ADCP que serão usados para a calibração do modelo. O objetivo dessas análises é avaliar a consistências dos dados, compreender melhor o comportamento encontrado e desenvolver análises estatísticas que permitam melhor representar os resultados encontrados.

O modelo passará então por uma série de testes de sensibilidade. Esses testes visam compreender o comportamento e as reações do modelo quando os seus dados de entrada ou os parâmetros padrão (*default*) são alterados. Isso garantirá que as configurações a serem usadas sejam bem conhecidas e que os parâmetros a serem mudados na calibração têm sua influência mapeada.

Após os testes de sensibilidade serão configuradas as condições iniciais. Os dados de entrada serão, basicamente, dados de maré do TPXO, dados de onda do Wavewatch III e dados de vento do CFSR/NCEP. Detalhes sobre cada um dos dados utilizados como forçante serão descritos nas

seções que seguem. O resultado desse modelo será comparado com os dados medidos do ADCP, para avaliar a acurácia do modelo. Esse processo é denominado calibração e assume-se que, quanto menor a diferença entre o dado modelado e medido, melhor é o modelo (WAVEREN et al., 2010). Dessa forma, ao se atestar a confiabilidade dos dados em um ou mais pontos, assume-se que os processos reproduzidos em todo o domínio foram corretamente reproduzidos de forma a gerar resultados coerentes naquele(s) ponto(s) e, portanto, que o modelo está adequado, dentro de suas limitações, a reproduzir a dinâmica da área de interesse.

Os erros entre os dados simulados e os dados medidos podem existir por diversos problemas: erros conceituais nas simplificações assumidas pelos modelos, parâmetros inadequados, erros de forçantes ou problemas de aquisição dos dados medidos. Dessa forma, a ideia geral da calibração é modificar parâmetros que possam otimizar os resultados do modelo, testá-los, e avaliar os resultados. Esse é um processo iterativo e deve ser realizado até que o valor de erro esteja dentro de um limite aceitável (WAVEREN et al., 2010).

Após a obtenção de um modelo calibrado, serão realizadas rodadas com as configurações finais. Serão feitos esquemas conforme descrito em Brown et al. (2010), onde o modelo será rodado em uma condição "simples" (apenas com maré) e outros serão rodados com diferentes forçantes associadas, de forma a avaliar a contribuição de cada uma. Para isso, a condição "simples" será subtraída daquelas com as forçantes. O resultado encontrado será comparado àqueles obtidos através das análises dos dados de ADCP. Finalmente, será feito um balanço de momento e vorticidade e definidos os parâmetros ambientais mais relevantes para a Enseada do Itapocorói.

### 3.1 DADOS MEDIDOS

Os dados que serão utilizados na calibração do modelo foram coletados pelas equipes da Coastal Planning & Engineering do Brasil (CPE) e o Laboratório de Oceanografia Costeira (LOC) da Universidade Federal de Santa Catarina no período de 19/08/2011 a 22/09/2011, financiado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ-CTTranArea 22/2008, Proc. No. 575008/2008-3) e gentilmente cedidos pelo Prof. Dr. Antonio H. da F. Klein (LOC/UFSC).

Foram coletados dados de temperatura, nível, corrente e ondas com equipamentos do tipo *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP). Os equipamentos do tipo ADCP utilizam-se do efeito Doppler para avaliar a direção e a velocidade das correntes com base na modificação de um sinal sonoro de alto frequência ao ser refletido em partículas suspensas do fluido em movimento. O ADCP consegue avaliar essa diferença de velocidade entre o pulso emitido e o refletido em diferentes intervalos de profundidade, denominado células. A suposição básica desse método é que as partículas em suspensão deslocam-se com a mesma velocidade do fluxo de água (MÖLLER; ABE, 2011). De forma simples e geral, a velocidade é dada por:

$$F_D = -2F_s \frac{V}{c}$$

onde,

$F_d$  é a mudança na frequência de transmissão;

$V$  é a velocidade relativa entre a fonte e o alvo;

$c$  é a velocidade de propagação do som;

$F_s$  é a frequência de transmissão do som.

Os ADCPs podem ser usados basicamente de duas formas: da forma estática, onde são feitas medições eulerianas de dados e o equipamento é instalado em pilares, pontes ou são

fundeados ou de forma dinâmica quando o mesmo é instalado no caso de uma embarcação. Quando instalados da forma dinâmica se faz necessário um sistema rastreador do fundo (*bottom tracking*) para descontar a velocidade da embarcação.

Foram instalados três ADCPs na região da Enseada do Itapocorói em ponto fixos, de forma a se obter uma medição euleriana de dados (Figura 9). Os ADCPs foram dispostos em diferentes níveis de exposição às ondulações mais intensas de sul: abrigado (ST001), semi-exposto (ST002) e exposto (ST003) de acordo com as coordenadas dispostas na tabela 1 e no mapa da figura 9.

Tabela 1 – Localização dos equipamentos

Equipamento	Latitude	Longitude
ST001	26° 46' 5.79"S	48° 39' 15,58"W
ST002	26° 45' 51,74"S	48° 39' 42,37"W
ST003	26° 42' 18,36"S	48° 36' 56,70"W

Os equipamentos foram fundeados voltados para cima (*upward-looking*) e configurados para adquirirem informações com intervalos de 30 minutos. As medições de pressão (nível) e temperatura foram coletadas de forma instantânea (medidas pontuais) enquanto que as medições de corrente são resultados de uma média de 5 minutos de aquisição. Para a medição de ondas os dados foram coletados a cada 1 hora durante 20 minutos, numa taxa de aquisição de 4 Hz (0,25 s) no ST001 e ST002 e 2 Hz (0,5 s) no ST003.

Os dados passaram por todo o processo de análise de consistência descritos em Ribeiro (2011) e obtiveram uma taxa de recuperação dos dados acima de 96% para todos os parâmetros coletados (corrente, onda, temperatura e pressão) nos 3 ADCPs. Os dados já foram usados nos trabalhos de Ribeiro (2014) e Oliveira (2013) e podem ser considerados de ótima qualidade para utilização no presente trabalho.

Entretanto, como foi exposto, durante as medições alguns dados não puderam ser coletados e, portanto, as séries temporais continham interrupções. Interrupções em séries temporais se tornam-as muito complexas para utilização sem um tratamento. Dado que a quantidade de dados faltantes era esparsa, representava menos de 5% da série temporal e estavam igualmente espaçados, escolheu-se utilizar uma interpolação linear simples para suprir os dados que não foram medidos. A figura 10 apresenta um exemplo dos dados medidos e da quantidade de dados faltantes no ST001.

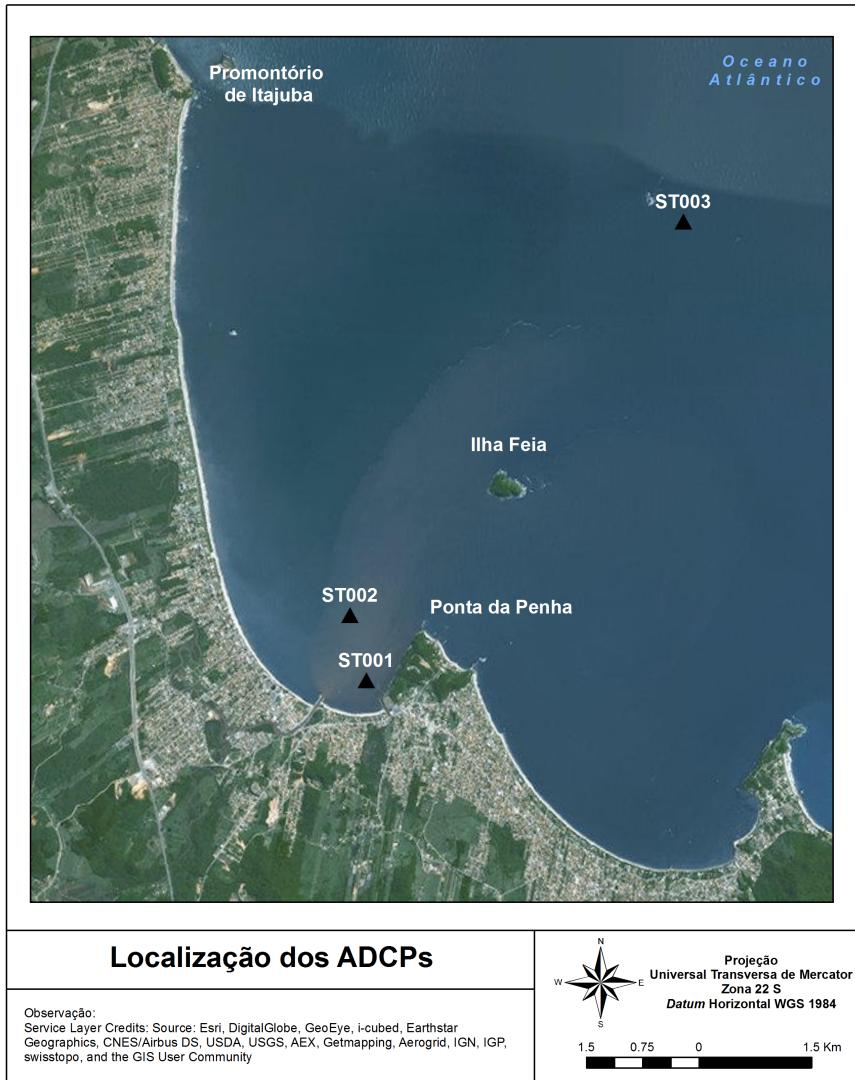


Figura 9 – Localização das coletas de dados através de ADCPs.

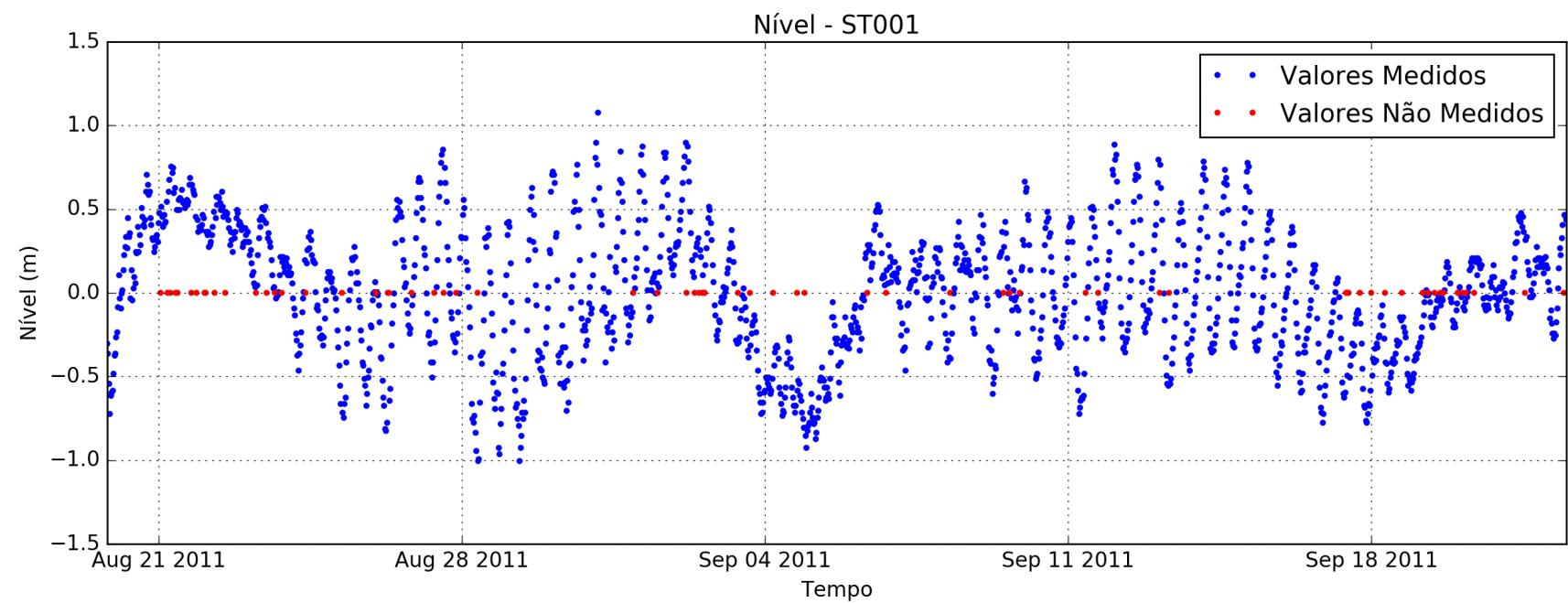


Figura 10 – Dados medidos no ADCP ST001.

## 3.2 MODELOS NUMÉRICOS

### 3.2.1 Regional Ocean Modelling System

O *Regional Ocean Modelling System* (ROMS) é um modelo hidrostático de circulação geral em um oceano de Boussinesq desenvolvido especialmente para aplicações na zona costeira (ROMS, 2015). Apesar de ter sido desenvolvido com enfoque em regiões costeiras, o ROMS já foi aplicado em águas profundas, bacias oceânicas e mesmo em escala global (MOORE et al., 2011).

O modelo utiliza coordenadas sigma ( $\sigma$ ) na vertical (*terrain-following*) que permitem maior resolução em águas rasas ou em regiões de morfologia complexa (Figura 11). Ao se comparar a coordenada  $\sigma$  com outros tipos de coordenadas verticais, como a coordenada  $z$  e a coordenada isopicnal, é possível perceber que a primeira exibe muito mais sensibilidade à topografia de fundo. Nos demais modelos as superfícies das coordenadas podem intersecrar as superfícies isopicnais em algum momento, mesmo no caso de estratificações horizontais uniformes, podendo gerar erros de gradiente de pressão (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005).

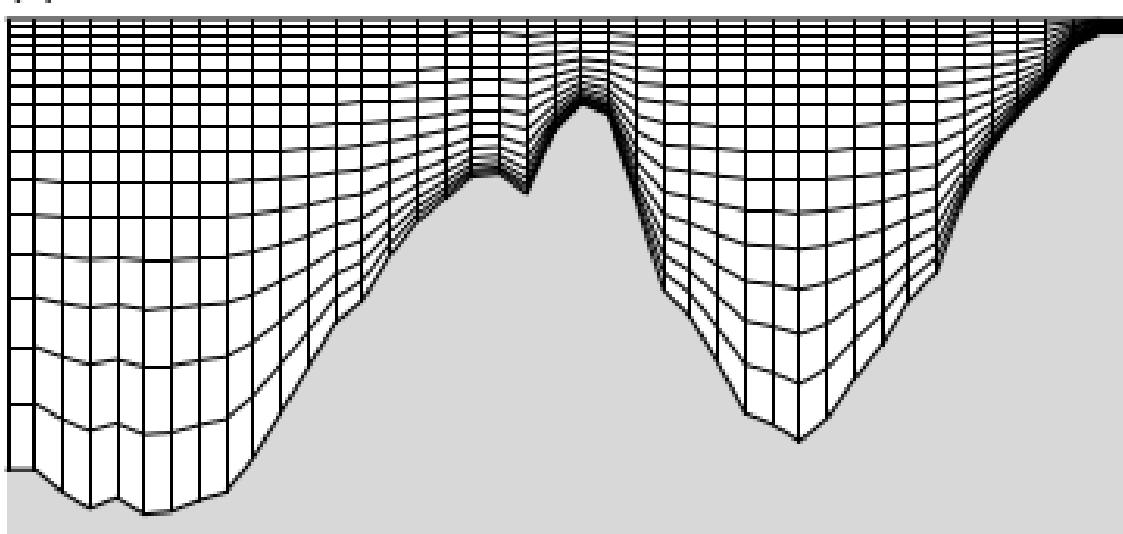


Figura 11 – Exemplo do sistema de coordenadas verticais  $\sigma$ . Fonte: Shchepetkin e McWilliams (2005)

O modelo  $\sigma$  aplica a seguinte transformação (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005):

$$z = z(x, y, \sigma) \quad (3.1)$$

onde  $z$  é a profundidade em coordenadas cartesianas e  $\sigma$  é a fração da espessura da camada vertical ( $-1 \leq \sigma \leq 0$ ). Quando  $\sigma$  for igual a 0,  $z$  corresponde à superfície livre ( $z = \xi$ ), e quando  $\sigma$  for igual a -1,  $z$  corresponde ao fundo oceânico ( $z = -h(x, y)$ ).

As equações de movimento resolvidas pelo ROMS são: o balanço do momento horizontal (Equações 3.2 e 3.3), a evolução temporal de um traçador ( $C = C(x, y, t)$ ) como a salinidade, temperatura ou nutrientes (Equação 3.4) e a equação de estado (Equação 3.5).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} u - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial z} - \nu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u + D_u \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} v + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial z} - \nu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_v + D_v \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{v} \cdot \vec{\nabla} C = -\frac{\partial}{\partial z}(K_C - \nu_\theta \frac{\partial C}{\partial z}) + F_C + D_C \quad (3.4)$$

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (3.5)$$

Dado que o modelo utiliza-se da aproximação de Boussinesq, que considera que as variações de densidade podem ser negligenciadas nas equações de momento, e o fluido pode ser considerado incompressível, a equação da continuidade é dada por:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.6)$$

onde,

$u$ ,  $v$  e  $w$  são as componentes  $x$ ,  $y$ ,  $z$  do vetor  $\vec{v}$ ;

$D_u$ ,  $D_v$  e  $D_C$  são os termos difusivos;

$f(x, y)$  é o parâmetro de Coriolis;

$\nu$  e  $\nu_\theta$  são a viscosidade e a difusividade molecular, respectivamente;

$K_m$  e  $K_C$  são a viscosidade e a difusividade turbulenta vertical, respectivamente;

$\phi$  é a pressão dinâmica ( $\phi = \frac{P}{\rho_0}$ );

$P$  é a pressão total ( $P \approx -\rho_0 g z$ );

$S(x, y, z, t)$  é a salinidade;

$T(x, y, z, t)$  é a temperatura potencial;

O ROMS é escrito em fortran F90/F95, e utiliza pré-processamento em C para ativar diversas opções físicas e numéricas. Pode ser rodado de forma isolada ou com os módulos de ondas e interação oceano-atmosfera em conjunto. No presente trabalho será incorporado apenas módulo de ondas que será descrito na sessão a seguir. O código do modelo, bem como maiores informações estão disponíveis através de cadastro no site: [www.myroms.org](http://www.myroms.org).

### 3.2.2 Simulating Waves Nearshore

Quando há a necessidade de informações sobre ondas no modelo hidrodinâmico, as equações de momento são modificadas de forma a incluir os efeitos das ondas de superfície. O modelo necessita, então, de informações sobre as características básicas das ondas, tais como energia da onda, direção de propagação e comprimento de onda. Essas informações podem ser inseridas no modelo através de funções analíticas, arquivos de forçante do tipo NETCDF ou através do acoplamento com um modelo de ondas (ROMS, 2015).

O ROMS pode ser acoplado com o modelo de ondas *Simulating Waves Nearshore* (SWAN) desenvolvido pela Universidade de Tecnologia de Delft (TUDelft), que consegue reproduzir de modo eficiente os efeitos de empinamento, refração e difração entre outros processos. Este modelo pode ser usado para obter a avaliação espectral das ondas em áreas costeiras, como estuários e em áreas fechadas como lagos e reservatórios (GONZÁLEZ et al., 2013). O acoplamento do SWAN com o ROMS pode ser realizado em uma via (*one-way*), onde a saída do modelo é usada como forçante na hidrodinâmica ou de forma concomitante (*two-way*), no qual ambos os modelos trocam informações e são influenciados pelo outro (ROMS, 2015).

No SWAN, as ondas são descritas através de espectros de ação (*action density spectrum*) bidimensionais, mesmo em regiões onde os fenômenos não-lineares são predominantes (BOOJI et al., 1999). A equação de equilíbrio do espectro de ação é igual à densidade de energia ( $E(\sigma, \theta)$ ) dividida pela sua frequência relativa ( $\sigma$ ):

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (3.7)$$

A equação de equilíbrio do espectro é descrita em coordenadas cartesianas por:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_{g,x} N}{\partial x} + \frac{\partial c_{g,y} N}{\partial y} + \frac{\delta c_\theta N}{\partial \theta} + \frac{\delta c_\sigma N}{\partial \sigma} = \frac{S(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (3.8)$$

onde,

$\frac{\partial N}{\partial t}$  representa a taxa local de variação da densidade de ação no tempo;

$\frac{\partial c_{g,x} N}{\partial x}$  e  $\frac{\partial c_{g,y} N}{\partial y}$  representam a propagação de ação no plano xy, com velocidades de propagação  $c_g, x$  e  $c_g, y$  em x e y, respectivamente;

$\frac{\delta c_\theta N}{\partial \theta}$  representa o deslocamento da frequência relativa devido às variações em profundidade e correntes;

$\frac{\delta c_\sigma N}{\partial \sigma}$  representa a profundidade de refração induzida e corrente induzida; e

$\frac{S(\sigma, \theta)}{\sigma}$  introduz o termo fonte da equação.

Por usar um método numérico de resolução implícita e, portanto, incondicionalmente estável, o SWAN consegue resolver maiores células de grade com um esforço computacional muito menor do que outros modelos (BOOJI et al., 1999).

### 3.3 FORÇANTES DOS MODELOS

#### 3.3.1 Maré

Os dados de maré que serão utilizados para forçar o modelo hidrodinâmico serão obtidos do projeto *OSU TOPEX/Poseidon Global Inverse Solution TPXO* disponíveis em Egbert e Erofeeva (2015). O TPXO é um modelo global de marés com resolução de  $1/4^\circ$  de grau (aproximadamente 28 km) que permite obter as constantes harmônicas.

Ele foi inicialmente idealizado por Egbert et al. (1994) que desenvolveram um método inverso generalizado para combinar as equações hidrodinâmicas, as quais os campos de velocidade e elevações devem atender, e dados de marés medidos e obtidos através de imagens de altimetria. Dessa forma, os autores conseguiram inserir dados de altimetria em um modelo barotrópico através da diminuição dos erros, pelo método de mínimos quadrados, entre os dados reais e as equações de águas rasas linearizada. No entanto, esse processo demandava muito tempo computacional, já que as equações deveriam ser calculadas duas vezes para cada observação (uma avançada e uma atrasada no tempo). Egbert e Erofeeva (2002) desenvolveram um método para implementar o modelo inverso generalizado de Egbert et al. (1994) de forma mais eficiente computacionalmente e este é o método usado hoje nas versões mais modernas do TPXO (7.2).

Através desse modelo é possível obter oito constituintes harmônicas principais: quatro semi-diurnas (M2, S2, N2, K2) e quatro diurnas (K1, O1, P1, Q1), duas constituintes de longo período (Mf e Mm) e três constituintes não lineares (M4, MS4, MN4). Os resultados do modelo

são facilmente acessíveis através de uma interface gráfica desenvolvida em ambiente MATLAB e denominada *Tidal Model Driver* (TMD). A versão mais moderna do modelo (7.2) e o TMD estão disponibilizados gratuitamente no endereço: <http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>.

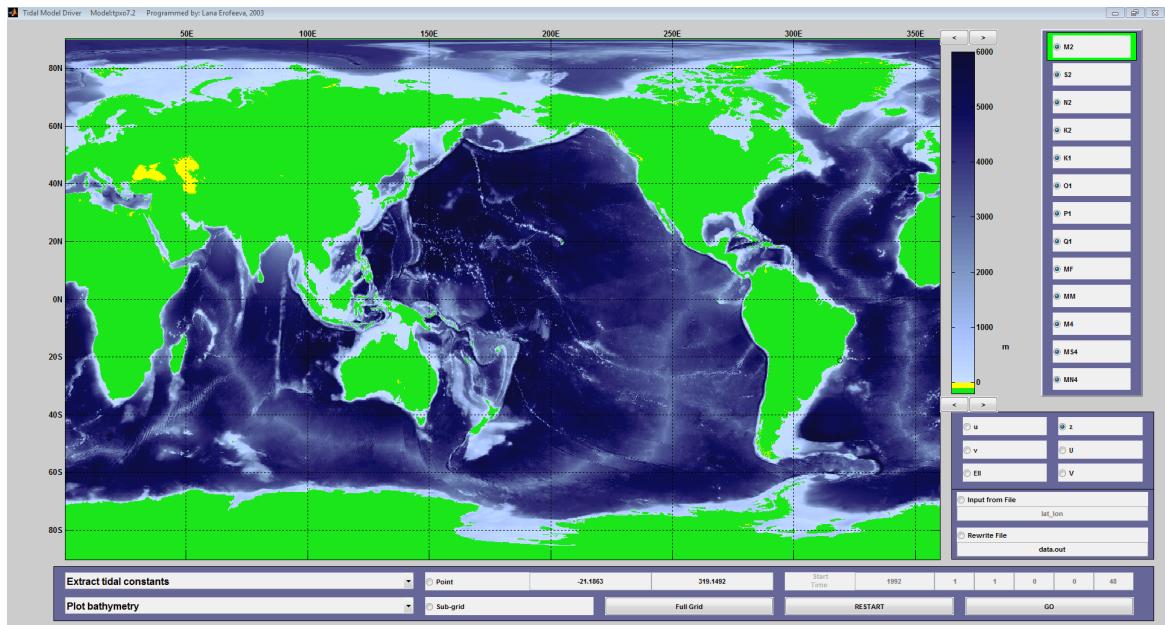


Figura 12 – Interface gráfica do TMD para obtenção das constituintes harmônicas calculadas pelo modelo TPXO

### 3.3.2 Onda

O WaveWatch III (WW3) é um modelo espectral de terceira geração de ondas de gravidade geradas por vento e uma evolução dos modelos Wavewatch I e Wavewatch II desenvolvidos pela *Delft University of Technology* e a *NASA Goddard Space Flight Center*, respectivamente (TOLMAN, 2014).

O WW3 resolve a equação da conservação da densidade espectral da ação da onda. A generalização que se faz nessa equação é que as propriedades a profundidade da coluna de água, corrente e o campo de ondas fariam nas escalas espaciais e temporais muito maiores que as variações de escala de uma onda única. Na versão 3.14 alguns termos-fonte para águas extremamente rasas (zona de surfe) foram incluídos, mas ainda são bastante rudimentares. Dessa forma, o modelo é melhor utilizado em águas profundas. A versão mais recente do modelo é a 4.18 lançada em Março de 2014 (NOAA/WW, 2009).

As equações governantes no WW3 incluem refração do campo de ondas devido variações espaciais e temporais, enquanto os processos físicos incluem crescimento de onda, decaimento pela ação de vento, interações ressonantes não-lineares, dissipação (*whitecapping*), fricção com o fundo e espalhamento devido a interação com o fundo.

O modelo pode ser obtido através de um cadastro no site:

<http://polar.ncep.noaa.gov/waves/wavewatch/license.shtml>

e os dados podem ser obtidos no site: <ftp://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/waves/>

### 3.3.3 Vento

Os dados de ventos serão obtidos do modelo de reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) *Climate Forecast System* (CFS).

O propósito geral de modelos de reanálise é produzir representações globais plurianuais acuradas de condições atmosféricas, geradas por um modelo e uma aquisição constante de dados ao sistema. Pode-se dizer que em um dado momento  $t$  é o resultado de uma curta previsão iniciada por uma análise passada ( $t - \Delta t$ ), modificada por assimilação de dados em uma pequena janela centrada em  $t$ . Por convenção a janela  $\Delta t$  é de seis horas. Dessa forma, toda nova reanálise é beneficiada por todas as reanálises anteriores e os erros tem mais chances de serem descobertos e corrigidos nos resultados posteriores (SAHA et al., 2010).

O *Coupled Forecast System Reanalysis* (CFSR) é um modelo de reanálise mais recente, cuja primeira versão foi lançada em 2004, abrange o período de 1981 até 2011. Em Março de 2011, foi lançada a versão 2 do sistema, com maior resolução, com uma série de dados disponíveis a partir de 01 de Janeiro de 2011. O modelo de reanálise tem módulos de interação entre a atmosfera, os oceanos, a terra e o gelo marinho. A nova série tem resoluções horizontais de  $0,2^\circ$ ,  $0,5^\circ$ ,  $1^\circ$  e  $2,5^\circ$  a cada 6 horas (SAHA et al., 2011).

Os resultados estão disponíveis em intervalos de 6 horas e podem ser gratuitamente adquiridos no seguinte endereço: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds094.1/>.

## 3.4 DADOS DIVERSOS

### 3.4.1 Linha de Costa

A linha de costa utilizada no presente trabalho foi do banco de dados GSHHG (Global Self-consistent, Hierarchical, High-resolution Geography Database) da NOAA. Este tem como base dois banco de dados de domínio público: o World Vector Shorelines (WVS) e a CIA World Data Bank II (WDBII) e pode ser gratuitamente obtidos em formato ESRI de Shapefile

ou em formato binário. Os dados do GSHHG incluem 4 níveis hierárquicos fronteira entre o continente e o oceano (L1), fronteira entre lagos e terras (L2), fronteira entre ilhas lacustres e lagos (L3) e fronteiras entre lagos internos e ilhas (L4). Cada um desses níveis está disponível em cinco resoluções diferentes: grosseira (crude), baixa (low), intermediária (intermediate), alta (high) e máxima (full). Os dados foram adquiridos em dezembro de 2015 através do endereço <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/shorelines/gshhs.html>.

### 3.4.2 Batimetria

A batimetria da grade regional foi adquirida da base de dados ETOPO1 da NOAA. Esta base de dados contém um modelo global da superfície terreste que integra dados de batimetria e topografia em uma resolução de 1 minuto. Os dados foram obtidos no formato xyz através do endereço <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>.

## 3.5 AVALIAÇÃO DOS DADOS MEDIDOS

## 3.6 AVALIAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO

A performance do modelo será avaliada conforme os cálculos propostos por Fox (1981) e Wilmott (1982). Estima-se que variações na ordem de 10% da variável modelada sejam aceitáveis.

Fox (1981) descreve os esforços da Sociedade Meteorológica Americana (AMS) para desenvolver técnicas de avaliação de performance de modelos atmosféricos. Dois tipos principais de mensuração de performance foram encontrados: medidas das diferenças (ou residuais) e medidas de correlação. O primeiro diz respeito a uma quantificação do tamanho da diferença entre valores medidos e modelados. Medidas de correlação avaliam a associação ou concordância entre os valores medidos e modelados. O autor afirma que o primeiro é mais coerente com a teoria estatística.

Wilmott (1982) avaliou as medidas propostas por Fox (1981) e verificou que o Erro Médio Absoluto (EMA, Equação 3.9) e a Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ, Equação 3.10) são as medidas que melhor conseguem avaliar a performance de modelos. Entretanto, o autor propõe um nova medida denominada Índice de Concordância (IC, Equação 3.11), que se propõe a ser uma medida descritiva tanto relativa quanto interligada.

$$EMA = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |M_i - O_i|} \quad (3.9)$$

$$REMQ = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2} \quad (3.10)$$

$$IC = 1 - [\sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2 / \sum_{i=1}^N (|M'_i - O'_i|)^2], 0 \leq IC \leq 1 \quad (3.11)$$

Onde,

$O$  são os dados observados;

$M$  são os dados modelados;

$$M'_i = M_i - \bar{O};$$

$$O'_i = O_i - \bar{O}.$$

### 3.7 FERRAMENTAS UTILIZADAS

As séries temporais dos dados do ADCP, entradas e saídas dos modelos foram tratadas através da linguagem de programação Python. Python é uma linguagem de programação interpretada, orientada a objetos e de alto nível. Ela é bastante intuitiva, prática e gratuita, sendo facilmente encontrada na internet e com uma grande gama de livros e fóruns para apoio. Ela trabalha através de diversos módulos que são adicionados ao programa conforme necessidade (PYTHON, 2015). O Python conta com diversos pacotes focados na análise de séries temporais e tratamento/processamento de dados geoespaciais, entre eles o Scipy, Numpy, Pandas, Matplotlib, entre outros.

Como pode ser utilizada de modo interativo ela se torna bastante fácil para a geração de códigos para aplicações científicas que requerem o uso de uma grande gama de dados e programas com alta complexidade computacional. Ela já foi utilizado em conjunto com o ROMS para aplicações de previsão em ferramentas otimizadas, como descrito por Marta-Almeida e Ruiz-Villarreal (2011).

Outras ferramentas, geradas a partir dos módulos básicos do Python, são disponibilizadas gratuitamente pelos desenvolvedores e foram usadas no presente trabalho, entre elas:

Pacote ttide desenvolvido pelo Rich Pawlowicz e adaptado ao Python pelo Mitchell O'Flaherty-Sproul e disponível em: [https://github.com/moflaher/ttide\\_py](https://github.com/moflaher/ttide_py);

Pacote WindRose disponível no repositório Python;

Os mapas apresentados foram gerados de Sistema de Informações Geográficas (SIG) através do ArcGIS, cuja licença foi gentilmente cedida pela CB&I.

## 4 RESULTADOS

### 4.1 DESCRIÇÃO DOS DADOS MEDIDOS

#### 4.1.1 Nível

Inicialmente foram avaliados os dados de nível (pressão) dos 3 ADCPs de forma a avaliar o comportamento da maré ao longo da Enseada. Nas figuras 13 a 15 é possível verificar as variações de nível registradas pelo ADCP. Como a medição de nível depende do local onde o ADCP foi instalado, é possível perceber a diferença entre as profundidades nos três pontos medidos. Não obstante, os três aparelhos tiveram um comportamento de nível muito semelhante, o que indica que a dinâmica local não varia dentro da enseada.

A tabela 2 contém as principais características das variações de nível nos ADCPs. A variação entre o nível máximo e mínimo encontrado foi de cerca de 2 m, com uma tendência leve de aumento do nível nos pontos mais internos (ST001 e ST002).

Na figura 16 são apresentados os dados medidos, uma vez retiradas as médias, os dados previstos pelo ttide para o período analisado e o ruído resultante da subtração de dois dados anteriores.

Tabela 2 – Características das Variações de Nível nos ADCPs (em metros)

Equipamento	Mínimo	Máximo	Média	Mediana	Varição
ST001	2,90	4,98	3,90	3,91	2,08
ST002	6,30	8,33	7,25	7,25	2,03
ST003	15,52	17,80	16,77	16,78	1,98

O módulo ttide de previsão de maré foi aplicado nos dados medidos para avaliar a componente astronômica e as principais constantes harmônicas. As tabelas 4.1.1 a 4.1.1 apresentam as constantes harmônicas que se apresentaram mais relevantes. Simulações considerando um sinal fixo com diferentes níveis de ruído conseguiram indicar para sinais como os da maré é ideal que o SNR seja maior que 10, mas que valores entre 2 e 3 são aceitáveis (PAWLOWICZ et al., 2002). Nas tabelas estão apresentadas apenas as constantes que apresentam uma relação de sinal-ruído (*Signal-to-Noise Ration* - SNR) maior que 1.

A importância relativa das constituintes diurnas e semidiurnas pode ser expresso pelo número de Forma (Form Factor) definido por (PUGH, 1987):

$$F = \frac{H_{K1} + H_{O1}}{H_{M2} + H_{S2}} \quad (4.1)$$

Onde:

Se F estiver entre 0 e 0.25 a maré tem forma semidiurna;

Se F estiver entre 0.25 e 1.5 a maré é considerada mista com predominância semidiurna;

Se F estiver entre 1.5 e 3 a maré é considerada mista com predominância diurna;

Se F for maior que 3 a maré é puramente diurna.

Os números de forma encontrados para os dados apresentados foram:

ST001: 0,2978

ST002: 0,2962

ST003: 0,2873

Portanto, a maré na Enseada de Itapocorói pode ser considerada do tipo mista com uma predominância semidiurna. Entretanto, pelo baixo valor de número de forma encontrado, pode-se notar a alta influência das componentes semidiurna sobre as componentes diurnas. Essa grande influência das componentes semidiurnas também podem ser visualizadas na figura 17, onde podem ser observadas as frequências mais relevantes dentro do espectro analisado.

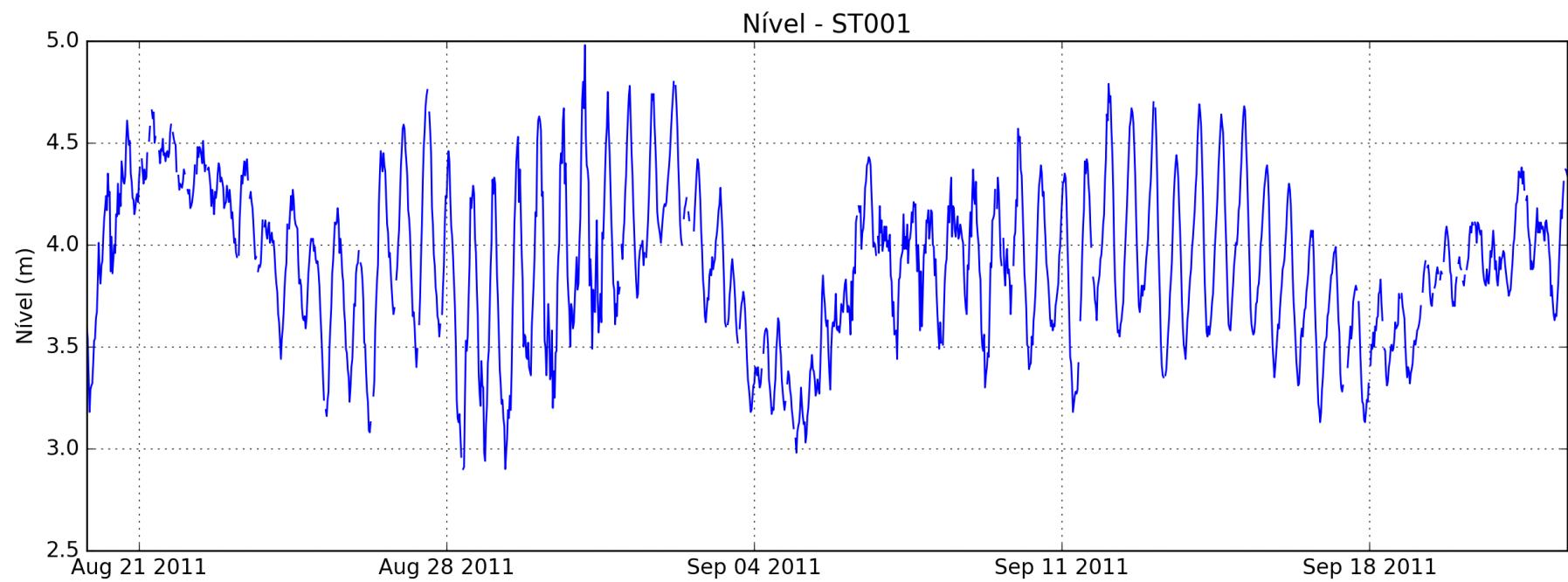


Figura 13 – Variação de Nível no ponto ST001

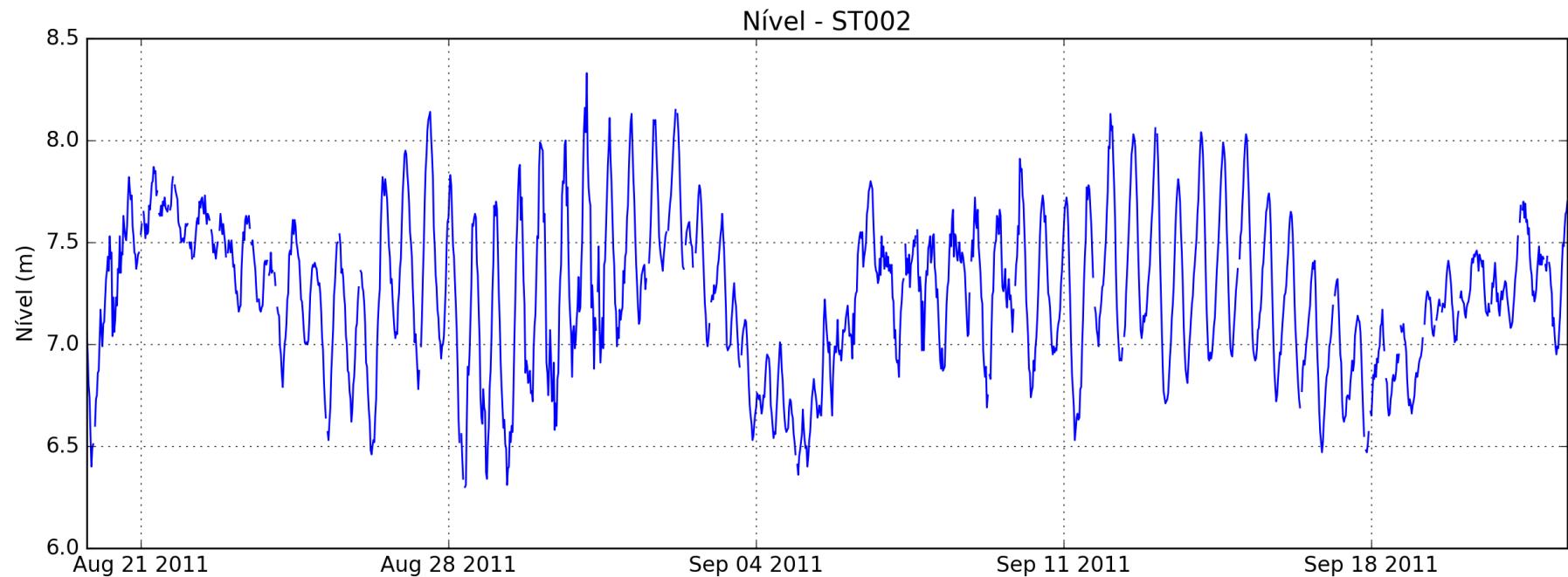


Figura 14 – Variação de Nível no ponto ST002

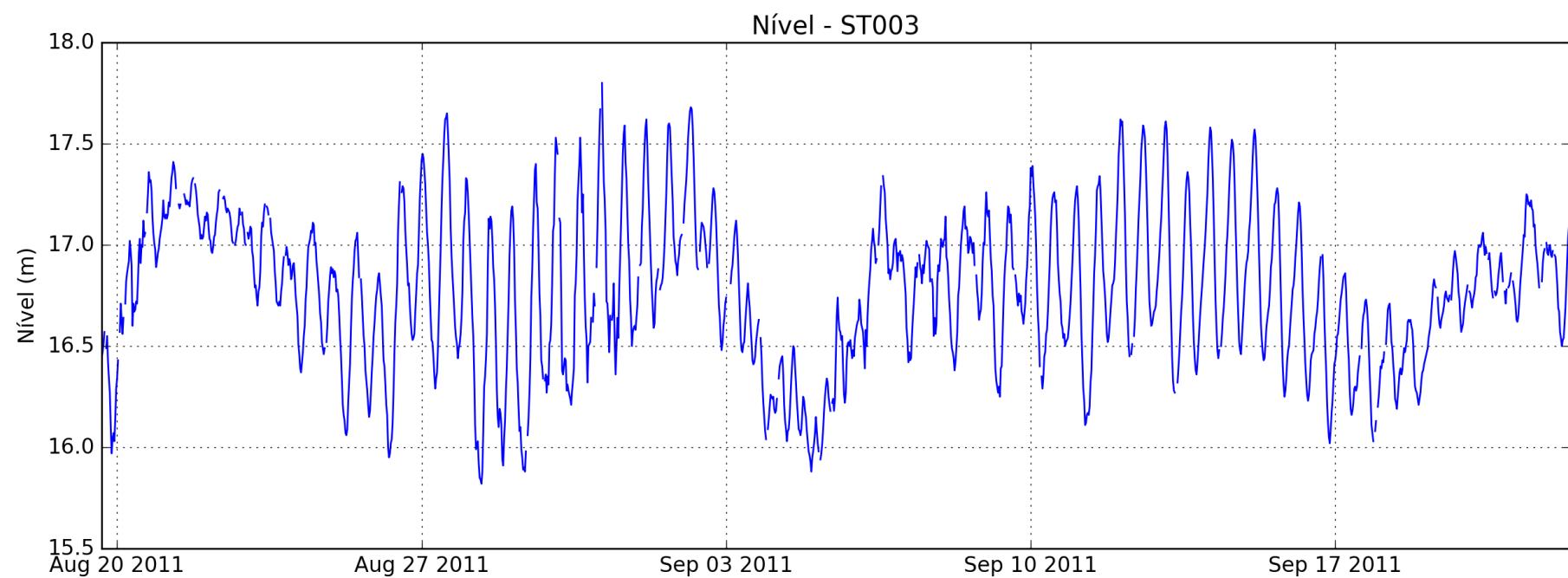


Figura 15 – Variação de Nível no ponto ST003

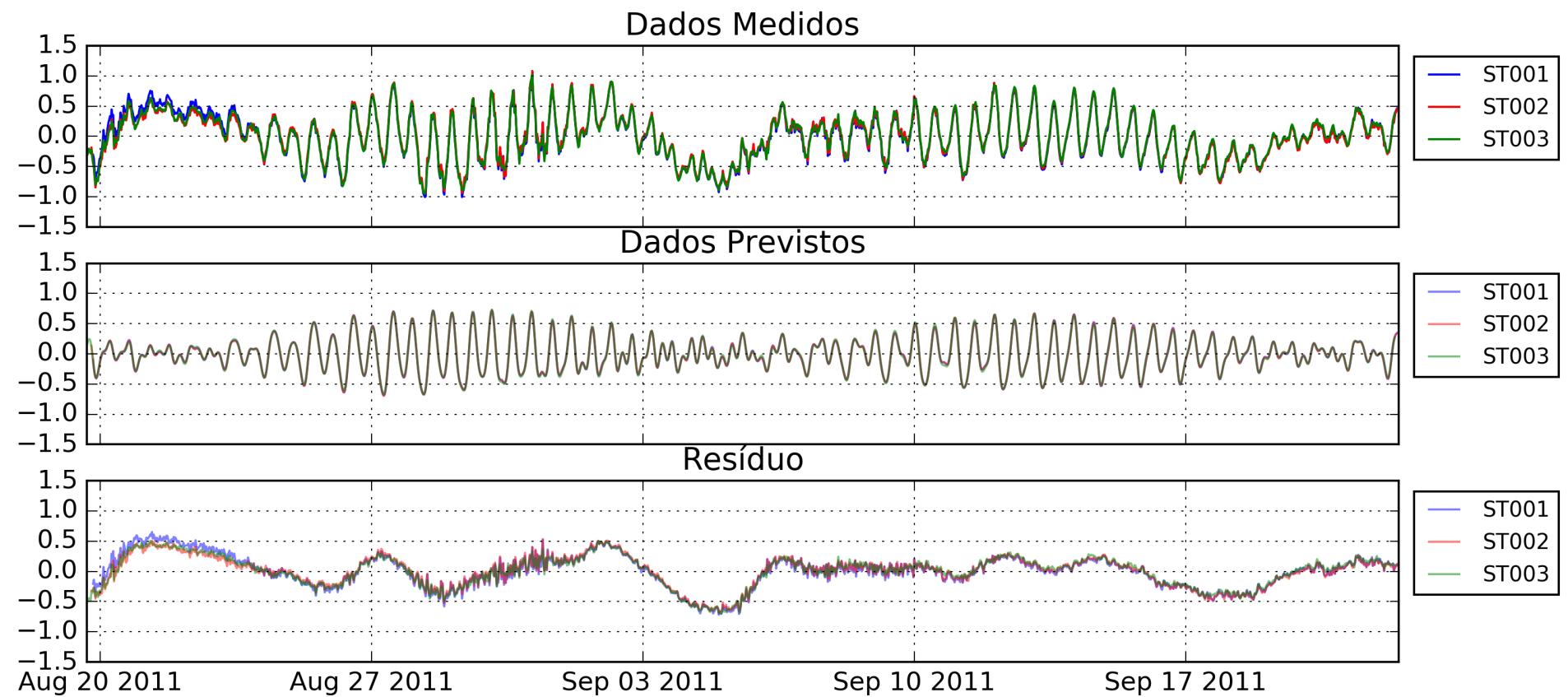


Figura 16 – Separação dos dados de nível

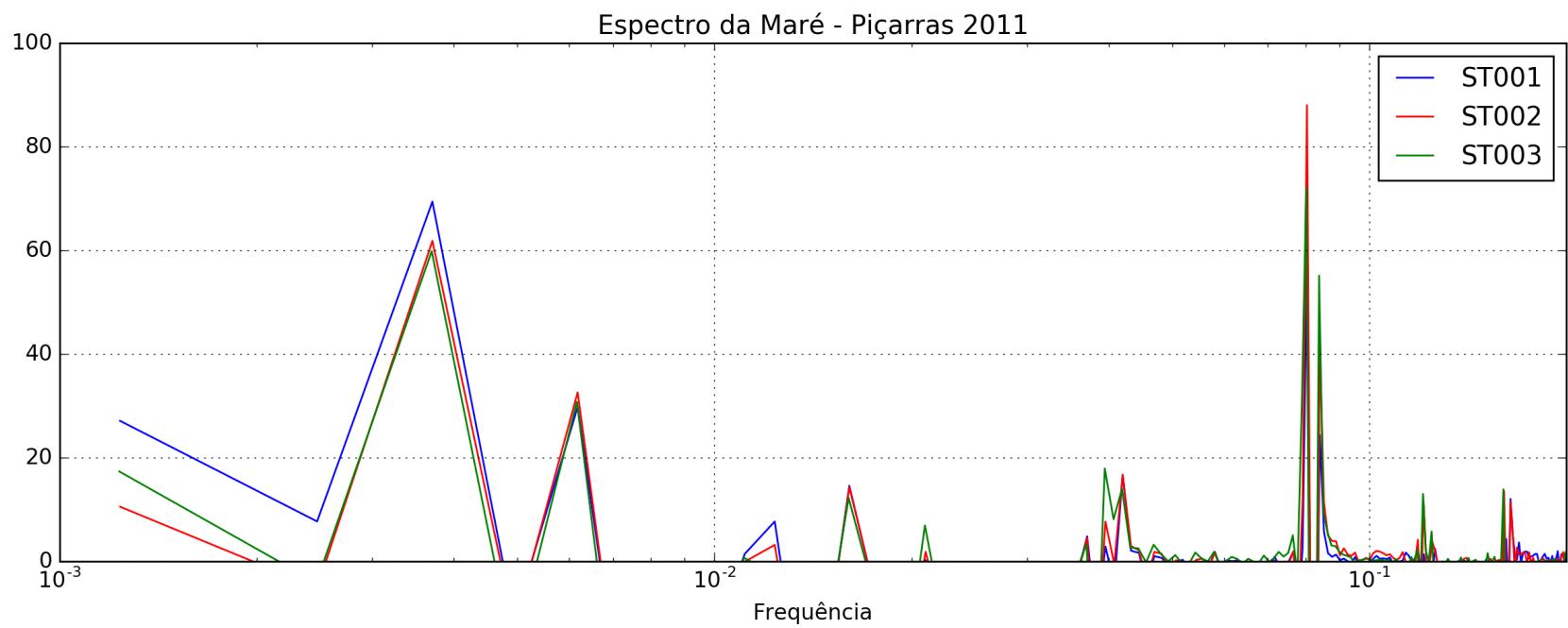


Figura 17 – Espectro de energia - Piçarras

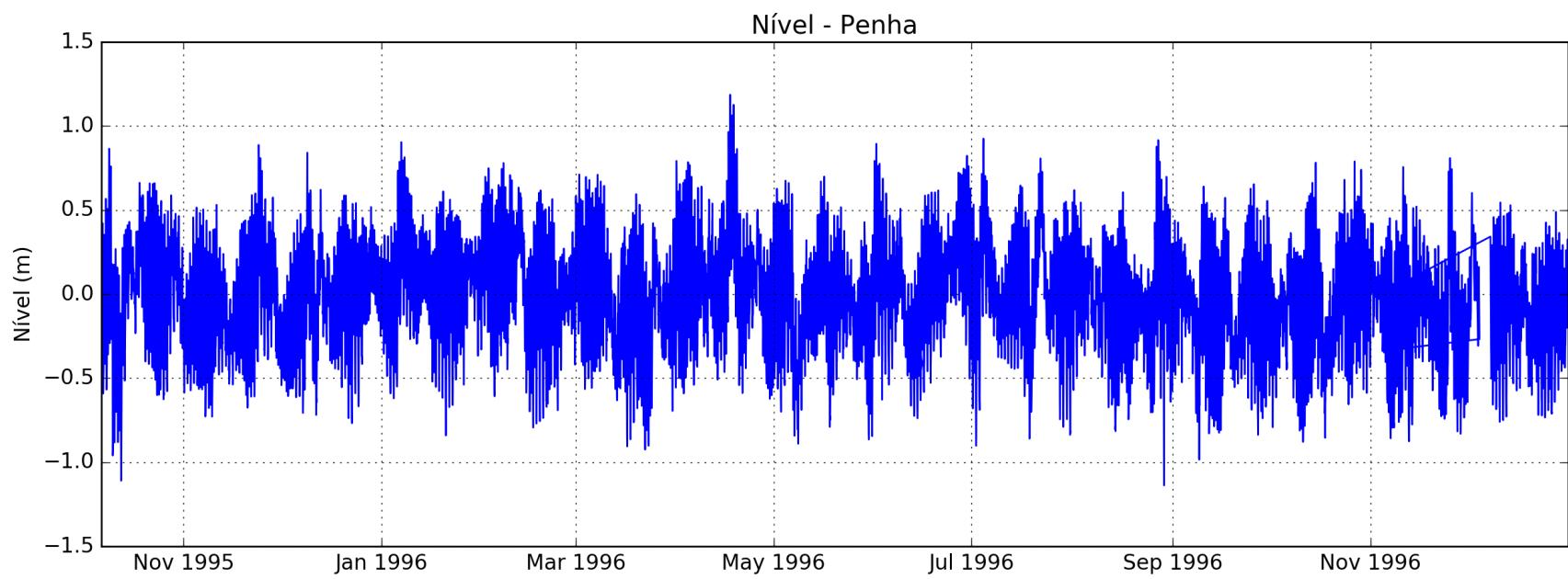


Figura 18 – Dados de nível na Praia de Penha

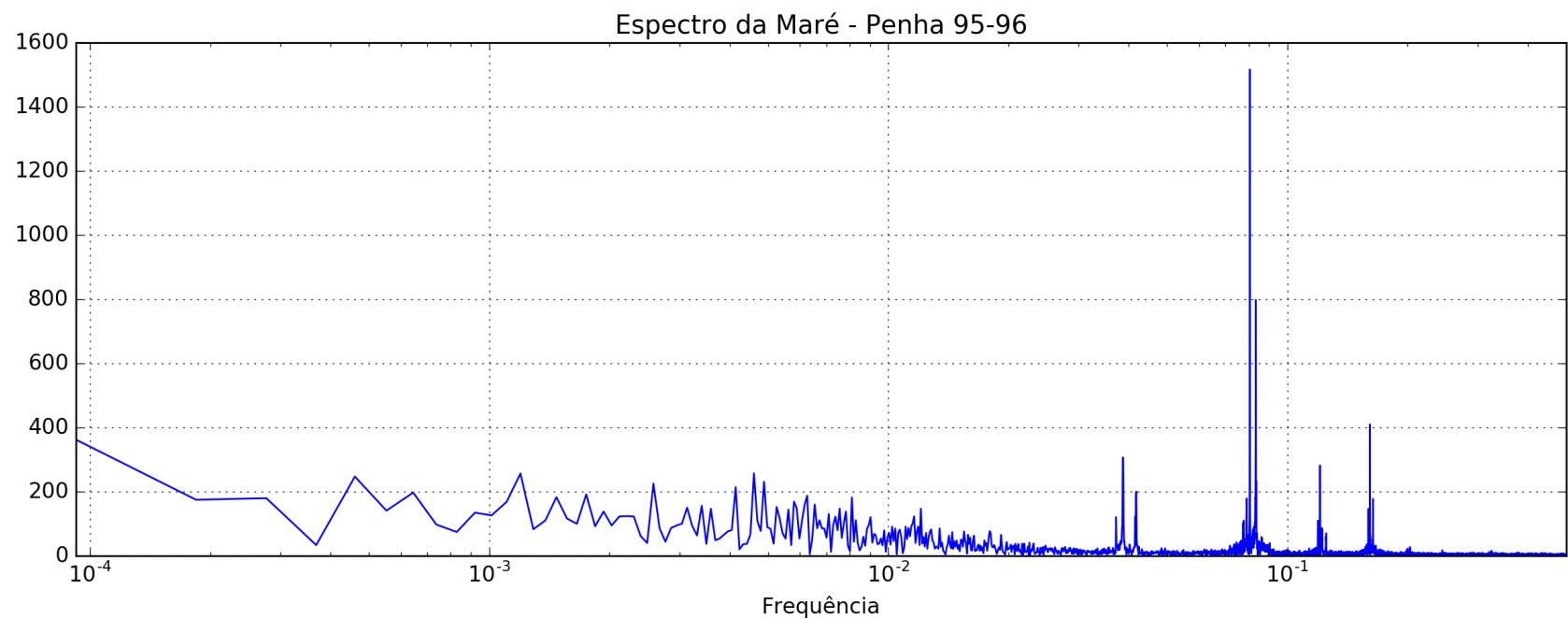


Figura 19 – Espectro de energia - Penha

Tabela 3: Frequências encontradas nos dados de nível do ST001

Constante Harmônica	Freq.	Amplitude	Erro de Ampl.	Fase	Erro de Fase	SNR
ALP1	0.0343966	1.5419	0.452	299.51	16.54	12
2Q1	0.0357064	1.6449	0.400	94.02	14.52	17
Q1	0.0372185	2.7398	0.429	325.62	9.94	41
O1	0.0387307	10.7731	0.428	293.18	2.08	630
NO1	0.0402686	1.5740	0.392	80.78	15.24	16
K1	0.0417807	4.7897	0.394	17.28	5.59	150
UPS1	0.0463430	0.9009	0.390	337.22	26.55	5.3
MU2	0.0776895	2.8297	0.747	339.19	15.01	14
N2	0.0789992	5.1950	0.728	287.81	7.60	51
M2	0.0805114	28.3225	0.778	139.90	1.38	1300
S2	0.0833333	23.9287	0.756	316.36	1.70	1000
MO3	0.1192421	2.3921	0.792	300.25	19.55	9.1
M3	0.1207671	4.8001	0.727	294.10	9.16	44
SK3	0.1251141	1.9392	0.815	81.87	27.06	5.7
MN4	0.1595106	3.8750	1.030	285.08	13.99	14
M4	0.1610228	8.8702	0.810	266.71	6.14	120
MS4	0.1638447	5.0315	1.057	169.33	11.57	23
2MS6	0.2443561	0.7546	0.459	340.08	40.16	2.7

Tabela 4: Análise harmônica através do ttide nos dados de nível do ST002

Constante Harmônica	Freq.	Amplitude	Erro de Ampl.	textbf{Fase}	Erro de Fase	SNR
ALP1	0.0343966	1.6004	0.466	305.34	18.93	12
2Q1	0.0357064	1.7065	0.455	106.38	16.03	14
Q1	0.0372185	2.7464	0.475	338.41	9.04	33
O1	0.0387307	10.6537	0.484	308.31	2.50	480
NO1	0.0402686	1.6129	0.487	97.99	14.54	11
K1	0.0417807	4.7405	0.491	30.21	5.82	93
UPS1	0.0463430	0.9177	0.479	340.12	27.41	3.7
MU2	0.0776895	2.9617	0.756	8.09	12.26	15
N2	0.0789992	5.2263	0.647	315.58	7.34	65
M2	0.0805114	28.0921	0.828	168.82	1.38	1200
L2	0.0820236	1.1613	0.689	147.04	35.45	2.8
S2	0.0833333	23.8874	0.813	346.16	1.74	860
MO3	0.1192421	2.3641	0.837	344.45	19.41	8
M3	0.1207671	4.7645	0.837	338.04	9.39	32
SK3	0.1251141	1.9392	0.856	123.28	24.65	5.1
MN4	0.1595106	3.8767	0.843	344.14	14.66	21
M4	0.1610228	8.8543	0.995	324.72	5.24	79
MS4	0.1638447	4.9715	1.029	227.51	11.20	23
2MS6	0.2443561	0.7419	0.397	68.45	33.10	3.5

Tabela 5: Frequências encontradas nos dados de nível do ST003

Constante Harmônica	Freq.	Amplitude	Erro de Ampl.	Fase	Erro de Fase	SNR
ALP1	0.0343966	1.5514	0.609	321.28	22.65	6.5
2Q1	0.0357064	1.9434	0.564	111.56	16.70	12
Q1	0.0372185	2.6224	0.581	13.64	12.90	20
O1	0.0387307	10.6821	0.570	335.28	2.74	350
NO1	0.0402686	1.8453	0.567	125.71	17.34	11
K1	0.0417807	4.4388	0.503	62.02	7.14	78
EPS2	0.0761773	0.8275	0.393	57.06	30.64	4.4
MU2	0.0776895	3.1584	0.410	60.54	7.12	59
N2	0.0789992	4.7225	0.451	6.84	5.75	100
M2	0.0805114	28.2740	0.392	227.28	0.90	5200
L2	0.0820236	1.0548	0.439	191.77	24.69	5.8
S2	0.0833333	24.3625	0.464	45.41	0.96	2800
ETA2	0.0850736	1.1363	0.493	60.91	22.28	5.3
MO3	0.1192421	2.5788	1.045	76.21	22.82	6.1
M3	0.1207671	4.6140	0.982	64.48	11.73	22
SK3	0.1251141	1.9197	1.033	218.20	27.98	3.5
MN4	0.1595106	3.9056	0.860	98.87	14.13	21
M4	0.1610228	8.7903	0.941	82.71	5.82	87
MS4	0.1638447	4.9328	0.893	348.19	10.47	30
2MS6	0.2443561	0.4758	0.328	230.46	40.95	2.1

#### 4.1.2 Temperatura

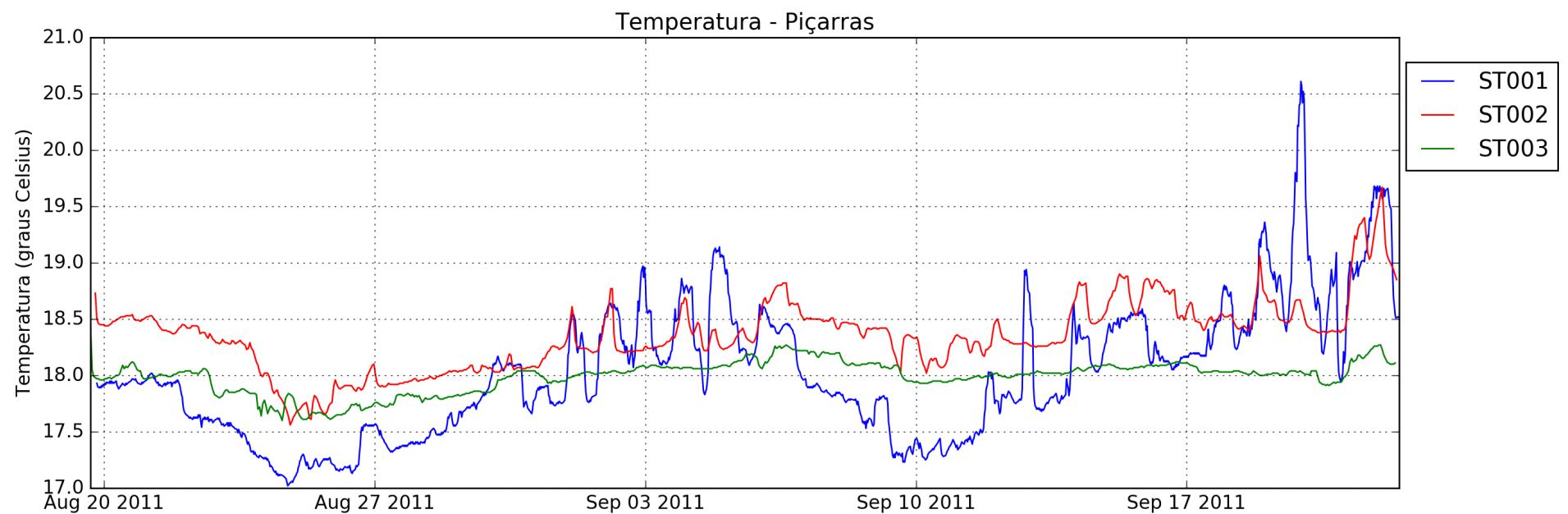


Figura 20 – Dados de temperatura

#### 4.1.3 Corrente

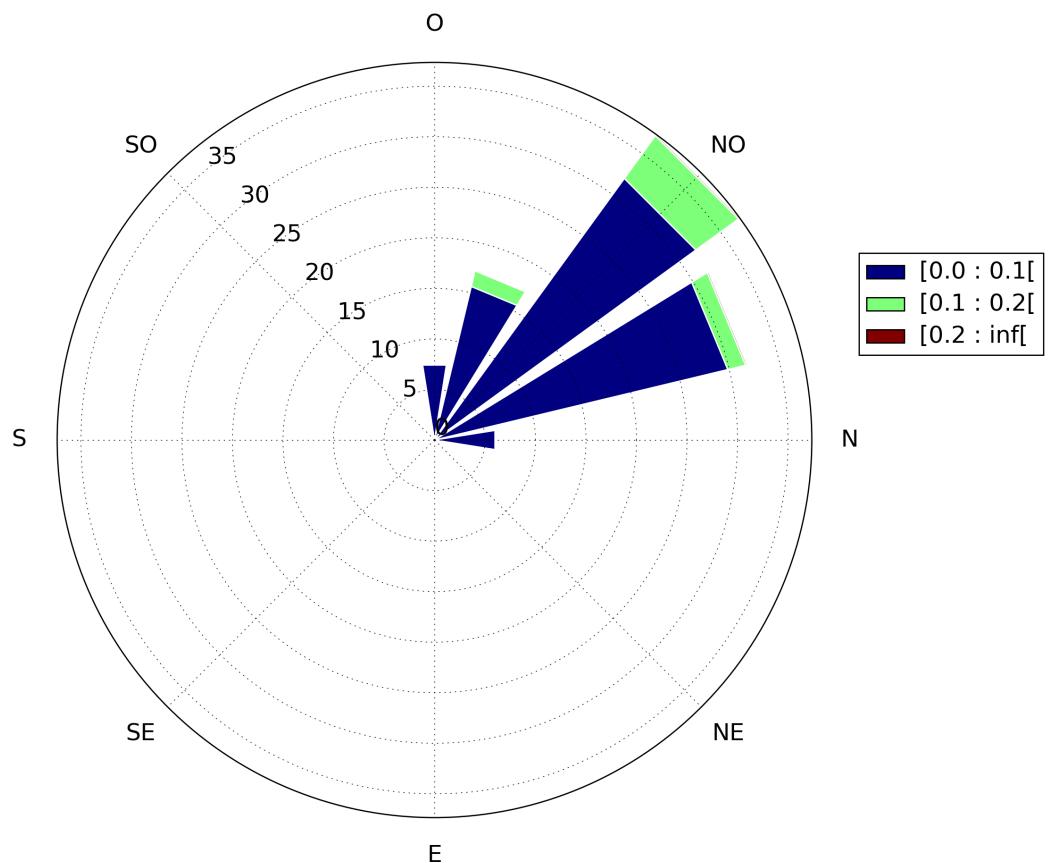


Figura 21 – Rosa de correntes no ponto ST001 integrada na vertical

### 4.2 MODELO NUMÉRICO

#### 4.2.1 Grade

#### 4.2.2 Batimetria

#### 4.2.3 Calibração

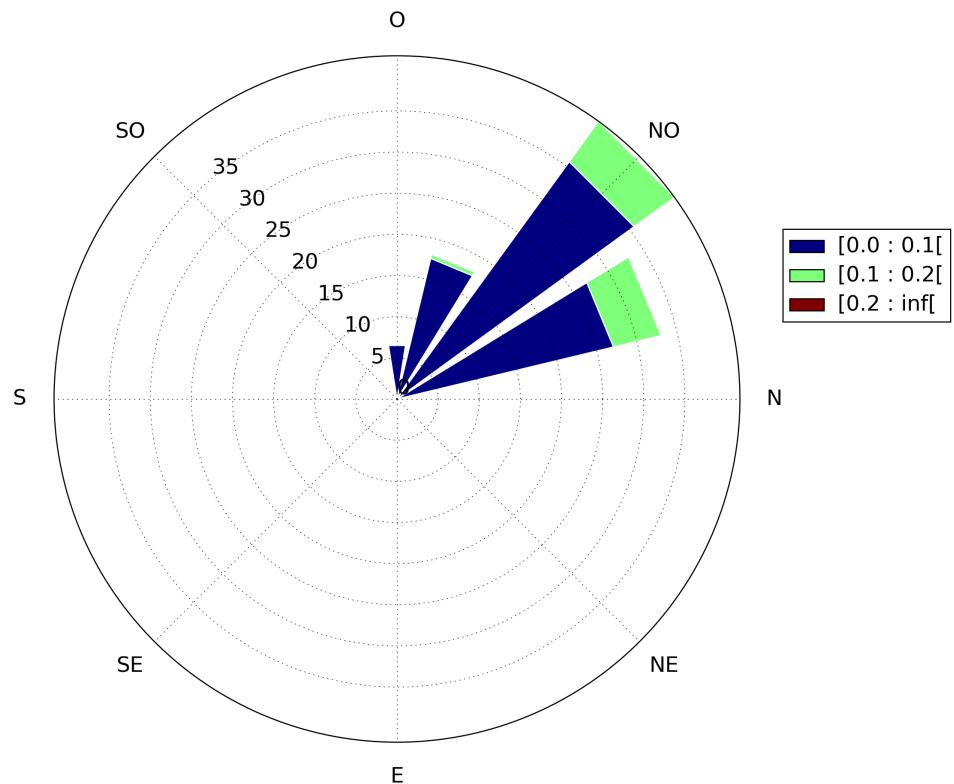


Figura 22 – Rosa de correntes no ponto ST002 integrada na vertical

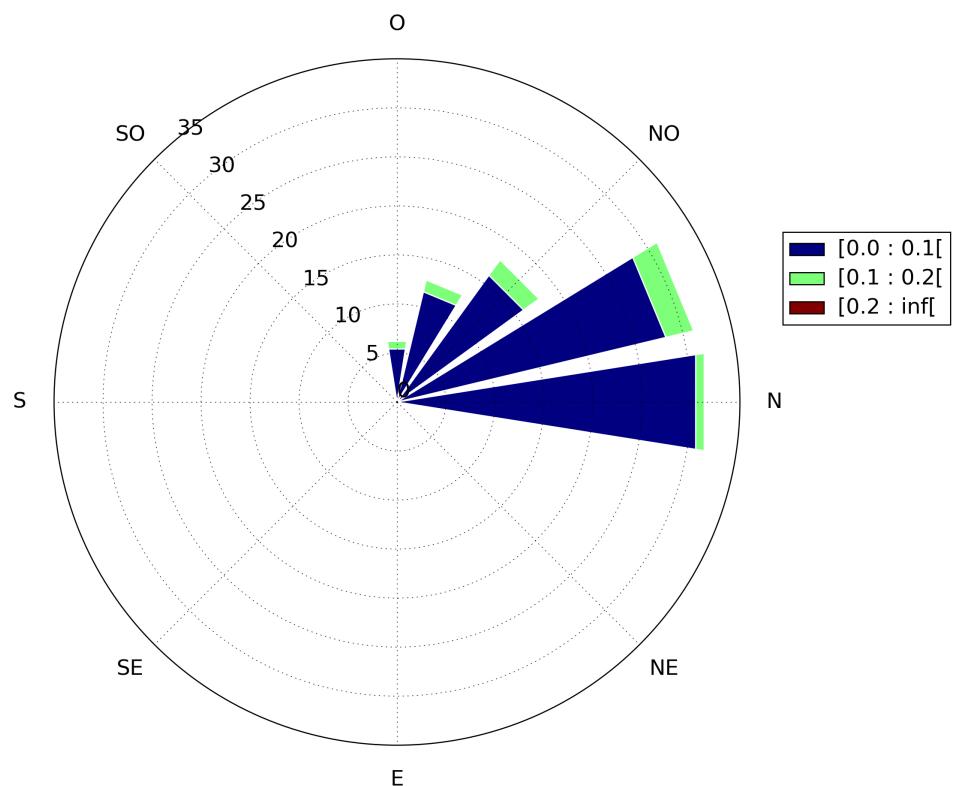


Figura 23 – Rosa de correntes no ponto ST003 integrada na vertical

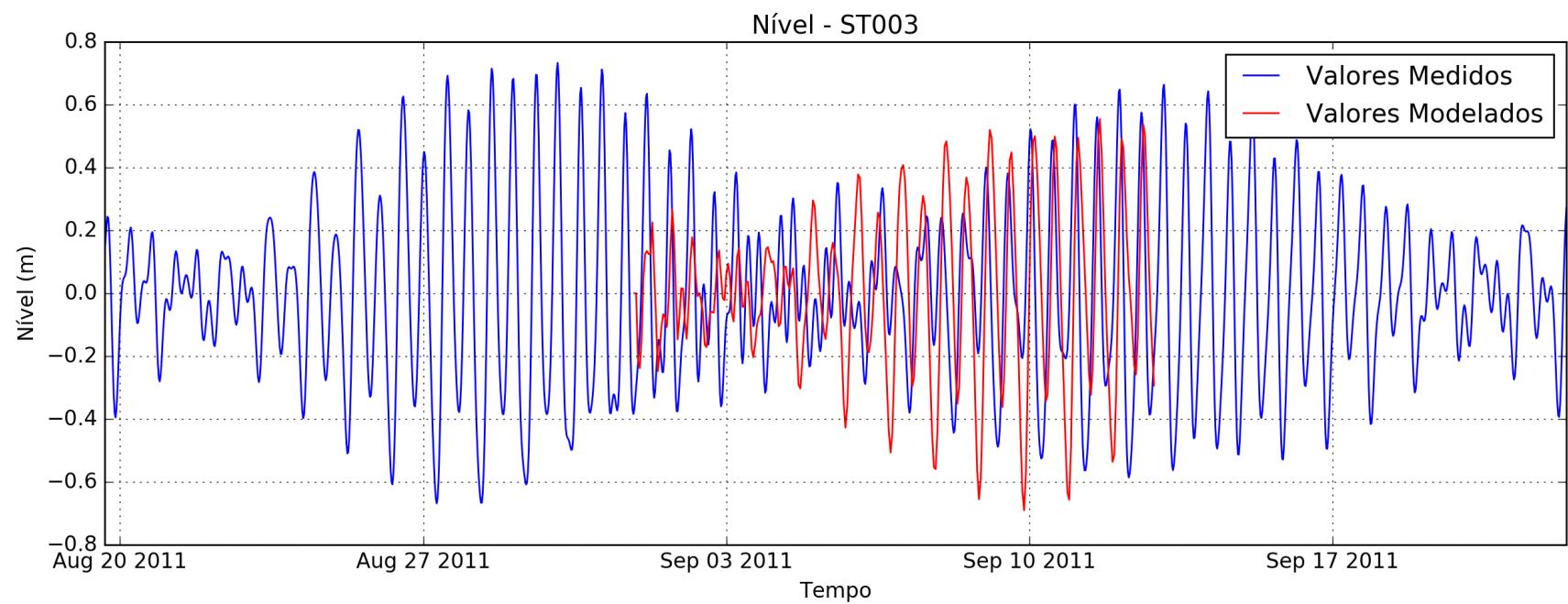


Figura 24 – Comparaçāo de dados medidos com modelados

#### 4.2.4 Dificuldades encontradas

Uma série de dificuldades foram encontradas nas etapas iniciais do modelo que tornaram sua execução inicial bastante complexa e demorada.

- O modelo não possui interface gráfica e a compreensão dos arquivos necessários e formatos se torna mais complexa;
- O modelo numérico é escrito em FORTRAN, que é uma linguagem compilada. Isso fez com que fosse necessário entender configurações de pré-processamento, compilador necessário, etc;
- É necessário instalar diversos pacotes netCDF que, em um primeiro momento, se mostraram trabalhosos;
- O exemplo básico padrão disponível (*upwelling*) é fácil e bem descrito na página mas não há explicação de como o arquivo de entrada funciona, quais variáveis devem ser alteradas e quais as variáveis de pré-compilação para cada tipo de opção ativada;
- A wikipédia contendo a maior parte da informação está desatualizada, muito material não está disponibilizado e o manual disponível não está completo além de também estar desatualizado;
- Muita informação está contida no fórum de discussões, o que demanda tempo e certo conhecimento prévio do assunto para compreender o que está escrito em cada discussão;
- Uma primeira tentativa foi colocar uma elevação de nível na fronteira. Após uma série de testes, foi verificado que o modelo não inclui nível como variável nas equações. Dessa forma, verificou-se que além da variável zeta, também é necessário inserir nas fronteiras as componentes de velocidade u e v das correntes de maré;
- Diferente de outros modelos, como condição de grade deve ser inserido os valores de posição para cada um dos elementos calculados (rho, psi, u e v);
- Para realizar a grade aninhada através das funções de aninhamento e contato ter na grade numérica as informações de coordenadas para todos os pontos (rho, psi, u e v) em coordenadas geográficas e métricas;
- O modelo mostrou-se bastante sensível quando atinge águas rasas. Modelos cujas camada de água tinha, no mínimo, 1 metro acabaram se mostrando instáveis. Dessa forma, foi estabelecido um mínimo de 4 metros para propagação da onda.
- Outro fator que o modelo se mostrou sensível foi a máscara que indica onde o modelo é terra (máscara=0) e onde é agua (máscara=1), fazendo que houvesse acúmulo de água em determinadas quinas. Uma edição cuidadosa da máscara deve ser feita antes do modelo funcionar.

## 5 CRONOGRAMA

Tabela 6 – Cronograma das atividades previstas

Atividade	2015					2016									2017					
	ago	set	out	nov	dez	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez	jan	fev	mar
Qualificação - Etapa 1	X																			
Correções de acordo com a banca		X	X																	
Revisão Bibliográfica	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Desenvolvimento de Grades Numéricas e Batimetrias		X	X	X	X															
Testes de sensibilidade do modelo			X	X	X	X														
Análise dos dados de ADCP		X	X	X	X	X	X													
Obtenção dos dados de <i>input</i> (Maré, Vento Ondas)		X	X	X	X															
<i>Setups</i> de calibração	X	X	X	X	X	X														
Escrita da dissertação com primeiros resultados								X	X											
Qualificação - Etapa 2										X										
Modificação do projeto de acordo com sugestões da banca											X	X								
<i>Setups</i> finais												X	X	X	X	X	X			
Cálculo do Balanço de Momento e Vorticidade											X	X	X	X	X	X				
Análise e avaliação dos resultados												X	X	X	X					
Desenvolvimento de rotinas de pós-processamento		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Escrita da dissertação													X	X	X	X				
Escrita do Artigo													X	X	X	X				
Leitura pelo orientador e correções																	X	X		
Defesa																				X

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, L. R. de. **Estudio de dinámica litoral y evolución de la zona sur de la Playa de Piçarras (Santa Catarina/ Brasil)**. Dissertaçāo (Mestrado) — Universidad de Cantabria, Santander, 2013. 263 p.
- ARAUJO, R. S. et al. Variaçāo da morfologia praial e identificaçāo de zonas de erosão acentuada (zea) na enseada do itapocorói-sc. **Braz. J. Aqua. Sci. Technol.**, v. 14, n. 1, p. 29–38, 2010.
- BOOJI, N. & RIS, R. C. & HOLTHUIJSEN, L. H. A third-generation wave model for coastal regions: 1. model description and validation. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 7624–7666, 1999.
- BROWN, J. M. & BOLAÑOS, R. & SOUZA, A. J. a. Process contribution to the time-varying residual circulation in tidally dominated estuarine environments. **Braz. J. Aqua. Sci. Technol.**, v. 14, n. 1, p. 29–38, 2010.
- BURCHARD, H. et al. Drivers of residual estuarine circulation in tidally energetic estuaries: Straight and irrotational channels with parabolic cross section. **Journal of Physical Oceanography**, v. 41, p. 548–570, 2011.
- CHENG, R. T. Residual currents and long-term transport. In: \_\_\_\_\_. New York, U.S.A.: Springer-Verlag, 1990. cap. Introduction.
- EGBERT, G. D. & BENNET, A. F. & FOREMAN, M. G. G. Topex/poseidon tides estimated using a global inverse model. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, p. 821–852, 1994.
- EGBERT, G. D. & EROFEEVA, S. Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. **American Meteorologica Society**, v. 19, p. 183–204, 2002.
- EGBERT, G. D. & EROFEEVA, S. Y. **TPXO/Poseidon**. 2015. Acessado em 09 ago 2015. Disponível em: <<http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>>.
- FORTUNA, A. O. **Técnicas Computacionais para Dinâmica dos Fluidos**: Conceitos básicos e aplicações. [S.l.: s.n.].
- FOX, D. G. Judging air quality model performance. **Bulletin American Meteorological Society**, p. 599– 609, 1981.
- FREITAS, D. et al. Quantificação de perigos costeiros e projeção de linhas de costa futuras para a enseada do itapocorói - sc. **Braz. J. Aqua. Sci. Technol.**, v. 14, n. 1, p. 39–49, 2010.
- GILAT, A. & SUBRAMANIAM, V. **Métodos Numéricos para Engenheiros e Cientistas**: Uma introduçāo com aplicações usando o matlab. [S.l.]: Bookman, 2008.
- GONZÁLEZ, M. et al. **SMC-Brasil - Ondas - Documento Temático**. [S.l.], 2013.
- HEUVEL, S. van den et al. **Case Study Piçarras Beach**: Erosion and nourishment of a headland bay beach. [S.l.], 2008.
- KLEIN, A. H. F. et al. Erosão e progradaçāo do litoral brasileiro. In: \_\_\_\_\_. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, 2006. cap. Santa Catarina.

KUNDU, P. K. & COHEN, I. M. & DOWNLIND, D. R. **Fluid Mechanics**. [S.l.]: Elsevier, 2012.

LEBLOND, P. H. **Tydal Hydrodynamics**. [S.l.]: John Wiley and Sons Inc, 1991.

LEITE, L. M. et al. Hydrodynamic study of bay beaches - a case study os itapocorói bay, brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 64, p. 1086–1090, 2011.

MACCREADY, P. & BANAS, N. S. **Estuary Treatise**: Residual circulation, mixing and dispersion. [S.l.: s.n.], 2010.

MACIEL, R. **Prefeitura de Piçarras decreta novo estado de calamidade pública devido ao avanço das ondas**. 2010. Acessado em 10 ago. 2015. Disponível em: <<http://diariocatarinense.clicrbs.com.br/sc/noticia/2011/11/prefeitura-de-picarras-decreta-novo-estado-de-calamidade-publica-devido-ao-avanco-das-ondas-3548659.html>>.

MALISKA, C. R. **Transferência de Calor e Mecânica dos Fluidos Computacional**. [S.l.]: Livros Técnicos e Científicos S. A., 1995.

MARTA-ALMEIDA, M. & RUIZ-VILLARREAL, M. Offe: A python engine for automating regional and coastal ocean forecasts. **Environmental Modelling & Software**, v. 26, p. 680–682, 2011.

MASSEL, S. R. **Hydrodynamics of Coastal Zones**. [S.l.]: Elsevier Science Publisher, 1989.

MOORE, A. et al. The regional ocean modelling system (roms) 4-dimensional variational data assimilation systems: Part i - system overview and formulation. **Progress in Oceanography**, v. 91, p. 34–49, 2011.

MÖLLER, O. & ABE, M. P. Estudos oceanográficos: do instrumental ao prático. In: \_\_\_\_\_. Pelotas, RS: Editora Textos, 2011. cap. Oceanografia Física.

NIHOUL, J. C. J. & RONDAY, F. C. The influence of the "tidal stress"on the residual circulation. **Tellus XXVII**, v. 5, 1974.

NOAA/WW. **Wavewatch III Model**. [S.l.]: National Weather Center - Environmental Modeling center, 2009. Acessado em 16 ago 2015.

OLIVEIRA, J. G. de. **Modelagem numérica das respostas do perfil praial a eventos extremos em praias de enseada**: Estudo de caso da enseada do itapocorói, santa catarina, brasil. 2013. Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso) - Universidade Federal de Santa Catarina.

PARKER, B. B. **Tidal Analysis and Prediction**. [S.l.], 2007.

PAWLOWICZ, R. & BEARDSLEY, B. & LENTZ, S. Classic tidal harmonic analysis including error estimates in matlab using t.tide. **Computers & Geosciences**, v. 28, p. 929–937, 2002.

PETERSEN, G. **Wave Simulations at the Coast of Paraná in southern Brazil**. Dissertação (Mestrado) — Christian Albrechts University, Kiel, Alemanha, 2003. 128 p.

PUGH, D. T. **Tides, Surges and Mean Sea-Level**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 1987.

PYTHON. 2015. Acessado em nov. 2015. Disponível em: <<https://www.python.org/>>.

RAMIREZ, M. R. **Estudo de la estabilidad de las playas en la enseada de Itapocorói (SC, Brasil)**. Dissertação (Mestrado) — Universidade da Cantábria, Santander, 2010. 184 p.

RIBEIRO, P. J. da C. **Medição de correntes e ondas na ensada do Itapocorói: Processamento dos dados e resultados**. [S.l.], 2011.

RIBEIRO, P. J. da C. **Transformação de ondas em praias de enseada: Estudo de Caso na Enseada de Itapocorói**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Florianópolis, Florianópolis, 2014. 140 p.

RODRIGUES, M. L. G. & FRANCO, D. & SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de santa catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 2, p. 135–151, 2004.

ROELVINK, D. **A guide to modeling coastal morphology**. [S.l.]: World Scientific, 2012. 274 p.

ROMS. 2015. Acessado em jul. 2015. Disponível em: <<https://www.myroms.org/wiki/>>.

SAHA, S. et al. The ncep climate forecast system reanalysis. **American Meteorological Society**, p. 1015–1057, 2010.

SAHA, S. et al. **NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) Selected Hourly Time-Series Products**. [S.l.]: Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, 2011. Acessado em 16 ago 2015.

SCHETTINI, C. A. F. et al. Aspectos hidrodinâmicos da enseada da armação de itapocorói. **NOTAS TÉC. FACIMAR.**, v. 3, p. 99–109, 1999.

SCHUREMAN, P. **Manual of Harmonic Analysis and Prediction of Tides**. [S.l.], 1958.

SHCHEPETKIN, A. F. & MCWILLIAMS, J. C. The regional ocean modelling system (roms): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. **Ocean Modelling**, v. 9, p. 347–404, 2005.

SHORT, A. D. & MASSELINK, G. Handbook of beach and shoreface morphodynamics. In: \_\_\_\_\_. West Sussex, England: John Wiley & Sons, LTD, 1999. cap. Santa Catarina.

SILVA, R. et al. Hydrodynamics of a headland-bay beach: Nearshore current circulation. **Coastal Engineering**, v. 57, p. 160–175, 2010.

TOLMAN, H. L. **User Manual and system documentation of Wavewatch-III version 4.18**. [S.l.], 2014.

TRUCCOLO, E. C. **Hidrodinâmica em frequência mareal e submareal do estuário do Rio Itajaí-Açu, SC**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009. 204 p.

TRUCCOLO, E. C. & FRANCO, D. & SCHETTINI, C. The low frequency sea level oscillations in the northern coast of santa catarina, brazil. **Journal of Coastal Research**, v. 39, p. 547–552, 2006.

VALLE-LEVINSON, A. et al. Tidal and residual circulation in a semi-arid bay: Coquimbo bay, chile. **Continental Shelf Research**, v. 20, p. 2009–2028, 2000.

WAVEREN, R. H. van et al. **Good Modelling Practice Handbook**. [S.l.], 2010.

WILMOTT, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. **Bulletin American Meteorological Society**, p. 1309 – 1313, 1982.

YANAGI, T. Fundamental study on the tidal residual circulation i. **Journal of the Oceanographical Society of Japan**, v. 32, p. 199–208, 1976.