

## **ANEXO D - MODELAGEM HIDRODINÂMICA PARA A REGIÃO COSTEIRA ADJACENTE**

O modelo hidrodinâmico utilizado nas simulações de descarte de material dragado é baseado no *Princeton Ocean Model* (POM), desenvolvido por Blumberg & Mellor (1987), e foi implementado pelo grupo de modelagem da **ASA South America** em 2004 (ASA, 2005) visando simular o campo de correntes na região do litoral da Bahia em condições climatológicas médias.

A região modelada apresenta padrões de circulação complexos devido à alta interação existente entre a circulação oceânica de grande escala (e baixa frequência) e os padrões impostos pela dinâmica local. Mesmo nos padrões de circulação locais (sobre a plataforma continental), também se detecta graus diferenciados de acoplamento/desacoplamento com a dinâmica de oceano profundo, fato este em direta correlação com a largura da plataforma e existência de estruturas morfológicas peculiares (baías e meandros). Por esta razão, grande parte dos esforços iniciais da caracterização meteorológico-oceanográfica foi investida na definição do domínio mínimo necessário para a reprodução desses padrões que resultou em uma estrutura computacional (grade) de meso-escala.

### **D.1 DESCRIÇÃO DO MODELO E SUAS HIPÓTESES**

A formulação do modelo possui estrutura tridimensional, não linear, com as equações hidrodinâmicas escritas na forma de fluxo, sob as aproximações de Boussinesq e hidrostáticas. Este modelo permite também a utilização de grades curvilíneas, de coordenadas  $\sigma$  na vertical e a resolução das camadas turbulentas de superfície e de fundo, por meio de um submodelo de fechamento turbulento de 2ª ordem.

No sistema de coordenadas  $\sigma$ , a coordenada  $z$  é escalonada de acordo com a profundidade da coluna d'água local, conforme mostra a equação abaixo, onde  $D$  é a profundidade local,  $\eta$  a elevação da superfície e  $H$  a profundidade média local:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{D} \quad (D.1-1)$$

onde

$$D(x, y, t) = H(x, y) + \eta(x, y, t).$$

Nesta formulação está incluído o submodelo de fechamento turbulento, para o cálculo dos coeficientes de mistura turbulenta vertical. O fechamento turbulento de 2ª ordem utiliza os resultados das equações da energia cinética turbulenta e da escala de comprimento de turbulência, no cálculo dos coeficientes cinemáticos de viscosidade e de difusão turbulenta de calor e sal, na vertical (Mellor & Yamada, 1982). Esses cálculos são efetuados com base em relações empíricas, que utilizam constantes estabelecidas em experimentos de laboratório e em observações de campo. Com o fechamento turbulento de 2ª ordem, o modelo reproduz de maneira mais realística as camadas de Ekman, de superfície e de fundo.

Além dos aspectos acima mencionados, o modelo adota soluções largamente utilizadas na literatura, como gradeamento do tipo C de Arakawa e métodos de integração diferenciados na horizontal e na vertical – integração horizontal e temporal explícita e vertical implícita. Por meio desses procedimentos, elimina-se a restrição temporal na vertical, permitindo o uso de maior resolução nas camadas de Ekman de superfície e de fundo.

O modelo apresenta uma superfície livre e dois intervalos de tempo distintos, um para o modo de oscilação externo e outro para o interno. O modo externo (barotrópico) usa um intervalo de tempo menor, baseado na condição de estabilidade computacional de Courant-Friedrichs-Levy (CFL). O modo interno (baroclínico) usa um intervalo de tempo mais longo (*splitting mode*).

### **D.1.1 Equações Básicas do POM**

O modelo hidrodinâmico aqui descrito é baseado em uma formulação tridimensional prognóstica com aproximação hidrostática. As variáveis potencialmente prognósticas são: as três componentes da velocidade ( $u, v$  e  $w$ ), a

temperatura ( $T$ ), a salinidade ( $S$ ), a energia cinética turbulenta ( $q^2/2$ ), a escala turbulenta ( $l$ ), e a elevação da superfície ( $\eta$ ).

O conjunto de equações básicas utilizadas no código é descrito abaixo. Consideremos um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais, com  $x$  crescendo para Leste,  $y$  para Norte e  $z$  para cima, no qual as coordenadas horizontais (*i.e.*  $x, y$ ) referem-se ao espaço computacional. A superfície livre está localizada em  $z = \eta(x, y, t)$  e o fundo em  $z = -H(x, y)$ . Neste sistema as equações de conservação e a equação de estado são escritas como:

Equação da continuidade:

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (\text{D.1.1-1})$$

Equação de Reynolds para conservação da quantidade de movimento:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = & -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left( 2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \end{aligned} \quad (\text{D.1.1-2})$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = & -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left[ A_M \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left( 2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (\text{D.1.1-3})$$

$$\rho g = -\frac{\partial P}{\partial z} \quad (\text{D.1.1-4})$$

Conservação de Temperatura Potencial:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + U \frac{\partial \Theta}{\partial x} + V \frac{\partial \Theta}{\partial y} + W \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + F_{(H)} \quad (\text{III.1.1-5})$$

Conservação de Salinidade:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + U \frac{\partial S}{\partial x} + V \frac{\partial S}{\partial y} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) + F_s \quad (\text{D.1.1-6})$$

Equação de Estado:

$$\rho = \rho(S, \Theta, P) \quad (D.1.1-7)$$

Equação da Energia Cinética Turbulenta:

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2}{\partial t} + U \frac{\partial q^2}{\partial x} + V \frac{\partial q^2}{\partial y} + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right) + 2K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] \\ + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l} + F_{q^2} \end{aligned} \quad (D.1.1-8)$$

Equação da Turbulência em Macro Escala:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (q^2 l) + U \frac{\partial}{\partial x} (q^2 l) + V \frac{\partial}{\partial y} (q^2 l) + W \frac{\partial}{\partial z} (2q^2 l) = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_q \frac{\partial}{\partial z} (q^2 l) \right] \\ + l E_1 K_M \left[ \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{l E_1 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W} + F_{q^2 l} \end{aligned} \quad (D.1.1-9)$$

sendo,

$$F_{q^2, q^2 l} = \frac{\partial}{\partial x} \left( A_H \frac{\partial q^2, q^2 l}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A_H \frac{\partial q^2, q^2 l}{\partial y} \right) \quad (D.1.1-10)$$

$$\tilde{W} \equiv 1 + E_2 \left( \frac{l}{kL} \right)^2 \quad (D.1.1-11)$$

$$(L)^{-1} \equiv (\eta - z)^{-1} + (H + z)^{-1} \quad (D.1.1-12)$$

onde

$U, V, W$  = componentes do vetor velocidade (m/s);

$f$  = parâmetro de Coriolis ( $s^{-1}$ );

$\rho_0$  = densidade de referência ( $kg/m^3$ );

$\rho$  = densidade *in situ* ( $kg/m^3$ );

$P$  = pressão ( $N/m^2$ );

$K_M$  = coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulenta ( $m^2/s$ );

- $K_H$  = coeficiente cinemático vertical de difusão turbulenta de calor e sal ( $m^2/s$ );
- $g$  = aceleração da gravidade ( $m/s^2$ );
- $\Theta$  = temperatura potencial ( $^{\circ}C$ );
- $S$  = salinidade (PSU);
- $A_M$  = coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulenta ( $m^2/s$ );
- $A_H$  = coeficiente cinemático horizontal de difusão turbulenta de calor sal ( $m^2/s$ );
- $F_H, F_S$  = parametrização (em termos de processos de mistura horizontal) para processos de pequena escala não resolvidos diretamente pela grade do modelo.
- $q^2/2$  = energia cinética turbulenta;
- $l$  = escala característica de comprimento para o movimento turbulento;
- $\tilde{W}$  = função proximidade-do-contorno;
- $k$  = constante de von Karman ( $k=0,4$ );
- $F_{q^2, q^2l}$  = termos horizontais de mistura para  $q^2$  e  $q^2l$ .

### **D.1.1 Condições de Contorno Adotadas**

As condições de contorno naturais do modelo são dadas pela velocidade normal nula nos contornos terrestres. Em áreas com aporte fluvial significativo para a escala do domínio, os valores de vazão, temperatura e salinidade dos rios são diretamente especificados nos contornos. Na superfície livre, além das condições dinâmicas locais (Mellor & Yamada, 1982), é também considerada a tensão de cisalhamento do vento. Opcionalmente, fluxos de calor e sal (evaporação) podem ser incluídos. No fundo, são aplicadas as condições dinâmicas descritas em Mellor & Yamada (op. cit.). A velocidade de arrasto é calculada como uma função empírica da energia cinética turbulenta, por sua vez, decorrente do fechamento turbulento de segunda ordem.

Nos contornos artificiais são aplicadas, ao modelo, condições de contorno para a definição do comportamento das propriedades modeladas nos limites oceânicos do domínio estudado. Essas condições de contorno são definidas para

elevação da superfície do mar, velocidades do modo externo (2D), velocidades do modo interno (3D), temperatura, salinidade, velocidade vertical e energia cinética turbulenta.

Nas componentes perpendiculares à fronteira são aplicadas condições radiacionais em função da elevação, do tipo  $H\bar{U} \pm C_e \eta = BC^2$ , onde  $C_e = \sqrt{gH}$  é a velocidade de fase da onda que chega ao sistema,  $\eta$  é a elevação do nível do mar e B, um coeficiente, empírico. Nos casos da temperatura e da salinidade, disponibiliza-se esquema que permita advecção através da fronteira, condição esta descrita por:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U \frac{\partial T}{\partial x} = 0 \text{ (condição análoga aplicada à salinidade)} \quad (\text{D.1.2-1}).$$

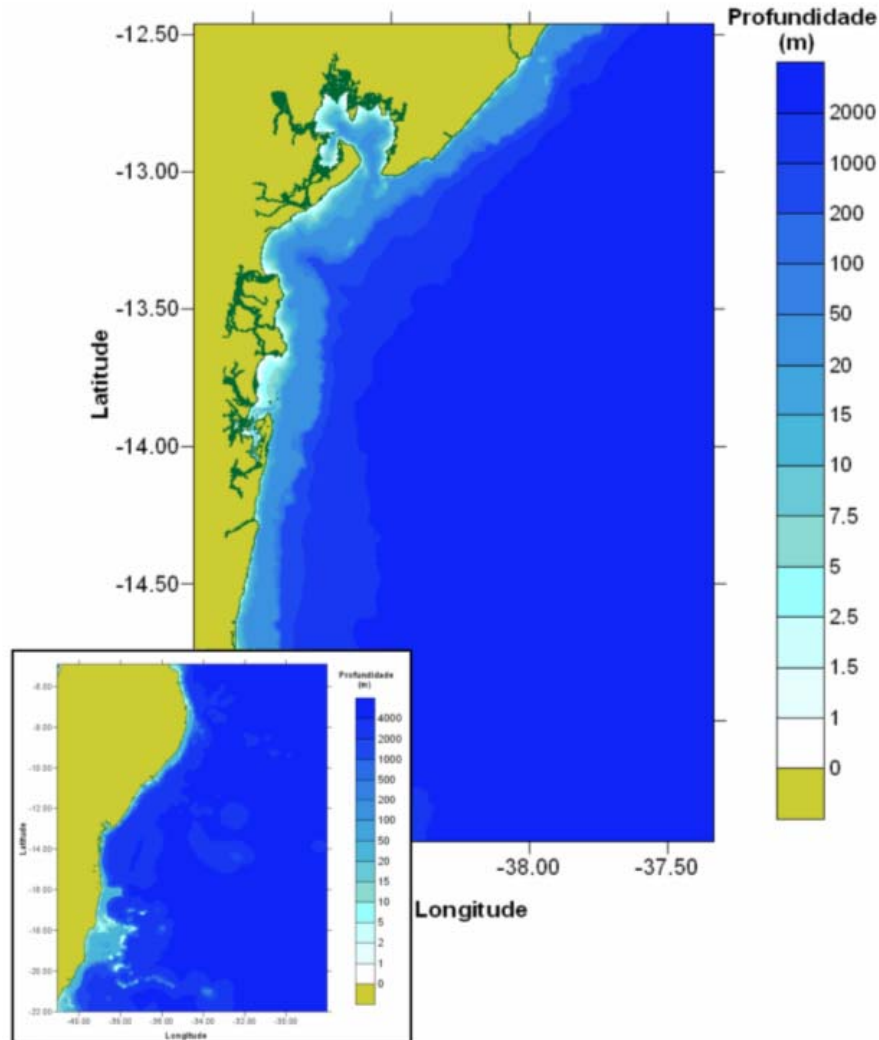
## D.2 IMPLEMENTAÇÃO DO MODELO HIDRODINÂMICO NA REGIÃO

Para se obter uma resolução espacial em que as feições geométricas localizadas (meandros da costa) fossem representadas adequadamente e, simultaneamente, fosse atingida área de cobertura do domínio em grande-escala para a inclusão de padrões remotos necessários à representatividade da dinâmica local, adotou-se uma grade curvilínea ortogonal para a representação deste domínio. Para a geração da malha com resolução horizontal variável e adequação ao uso em integrações de diferenças finitas, utilizou-se o programa *freeware* (Gridpak), desenvolvido pelo *Institute of Marine and Coastal Sciences da Rutgers University* (<http://ahab.rutgers.edu/pub/gridpak>).

Os dados de profundidade foram obtidos através da digitalização dos valores batimétricos das cartas náuticas da DHN<sup>9</sup>. Para a região da Baía de Camamu-Almada, os pontos digitalizados foram extraídos das cartas náuticas de números: 1, 1.100, 1.131 e 1.200, e complementados em águas profundas com

<sup>9</sup> Diretoria de Hidrografia e Navegação.

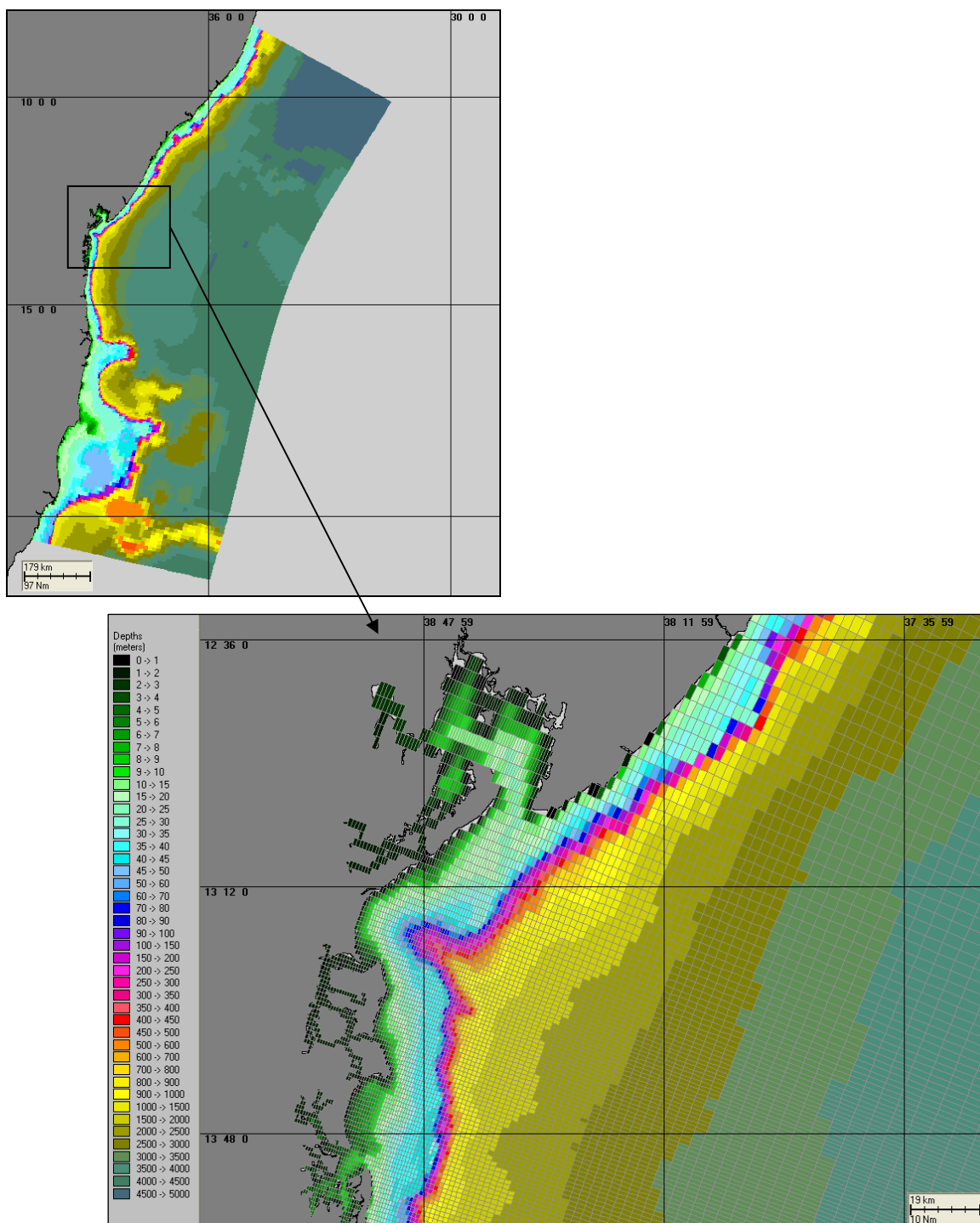
dados do ETOPO2 obtido no NGDC<sup>10</sup>. Os resultados da interpolação encontram-se ilustrados na Figura D1.



**Figura D1** - Batimetria interpolada na Baía de Camamu-Almada na região da BTS; em detalhe a batimetria de grande escala.

A grade geral implementada (Figura D2) possui resolução de 170x330 pontos e 12 camadas sigma para a definição da estrutura vertical; a resolução horizontal varia espacialmente de 1.000 m na região de foco a 10 km, em águas profundas.

<sup>10</sup> National Geophysical Data Center da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).



**Figura D2** - Grade computacional e batimetria projetada do modelo hidrodinâmico, com foco na região da BTS.

O modelo foi inicializado a frio, em modo baroclínico prognóstico, com os campos de temperatura, salinidade e velocidade baroclínica nas bordas. Numa segunda inicialização, a quente em modo diagnóstico, foram também incluídas as



forçantes maré astronômica e ventos (composição de vento local e Reanálise do NCEP<sup>11</sup>). Os campos de temperatura, salinidade e velocidades baroclínicas foram elaborados com base em dados obtidos junto ao NODC<sup>12</sup> e a bases de resultados de modelos globais (OCCAM<sup>13</sup>).

## **D.2 AVALIAÇÃO DA MODELAGEM HIDRODINÂMICA**

A avaliação dos resultados obtidos foi feita com base no modelo pré-existente na região através de comparação com dados disponíveis. Para tal foram utilizados dados de correntes e de elevação do nível do mar apresentados no Anexo A, referentes à Estação 12 e Estação 13 (CRA, 2000), respectivamente. A satisfatória validação obtida com os dados existentes confere ao modelo numérico a capacidade de representação física dos principais processos hidrodinâmicos da região.

A seguir, são apresentadas avaliações para a elevação de superfície do mar e os padrões de corrente para o modelo pré-existente na região, de forma qualitativa, uma vez que os dados disponíveis para este estudo e o modelo pré-existente são para anos diferentes.

### **D.1.1 Avaliação para a Elevação de Superfície do Mar**

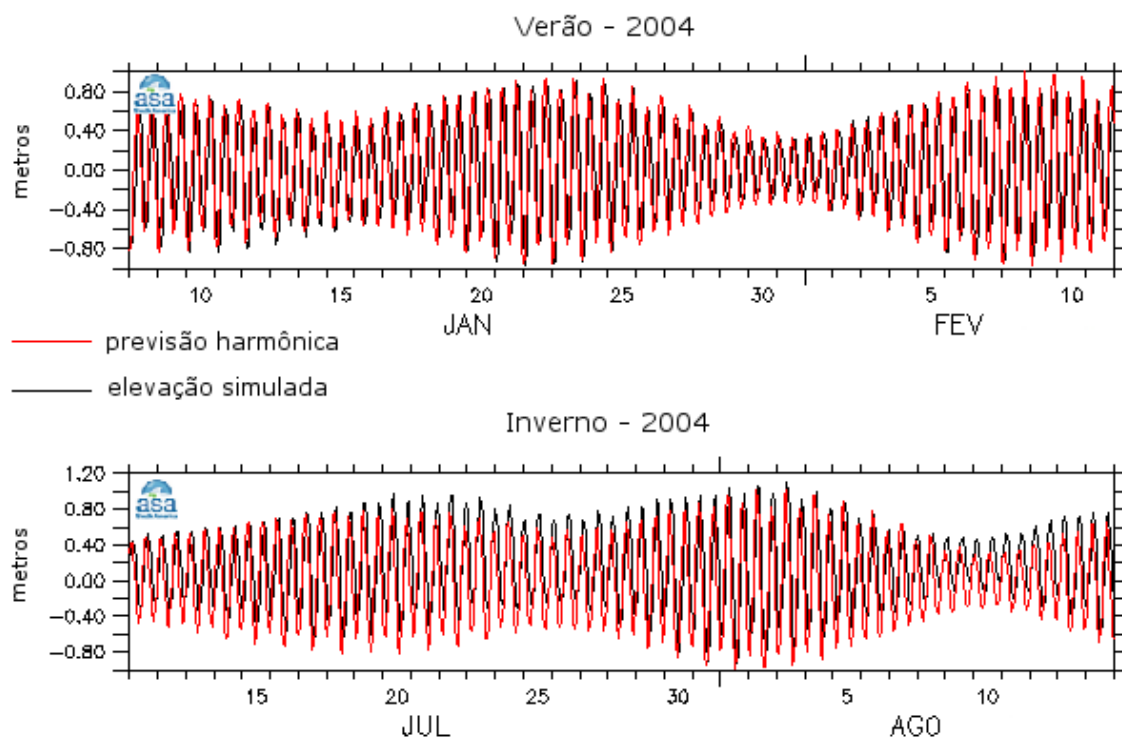
A Figura D3 mostra as comparações entre a variável elevação calculada pelo modelo (preto) e a previsão de maré (vermelho). As séries previstas de maré foram construídas a partir das constantes harmônicas obtidas de dados coletados de elevação de superfície no ano de 1999. Nesta figura nota-se boa concordância de amplitude e fase das duas séries, tanto para o verão como para o inverno. Entretanto, no inverno verifica-se maior diferença entre as duas séries, que pode ser justificada pelo fato da previsão harmônica de maré não levar em

<sup>11</sup> National Centers for Environmental Prediction.

<sup>12</sup> National Oceanographic Data Center.

<sup>13</sup> Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling Project- Southampton Oceanography Centre.

consideração os parâmetros atmosféricos, que também influenciam a elevação do nível do mar.



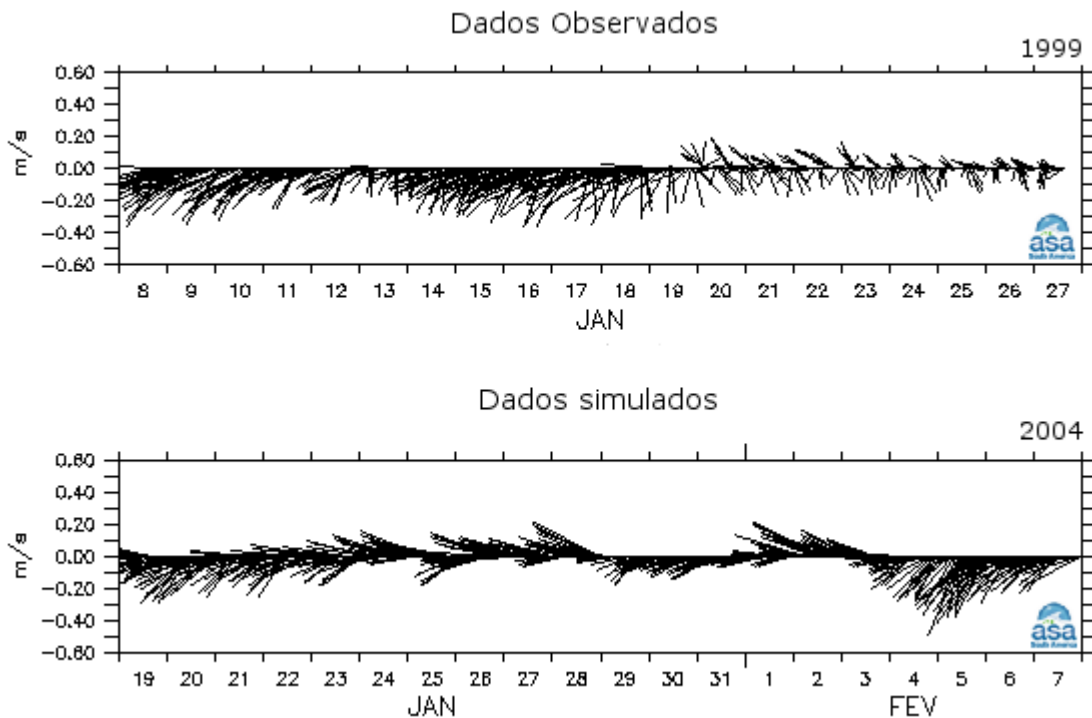
**Figura D3** - Série temporal de previsão harmônica de maré (vermelho) e a elevação calculada pelo modelo (preto) para o período de 8 de janeiro a 11 de fevereiro de 2004 (painel superior) e 11 de julho a 14 de agosto de 2004 (painel inferior).

### D.1.1 Avaliação para as Correntes

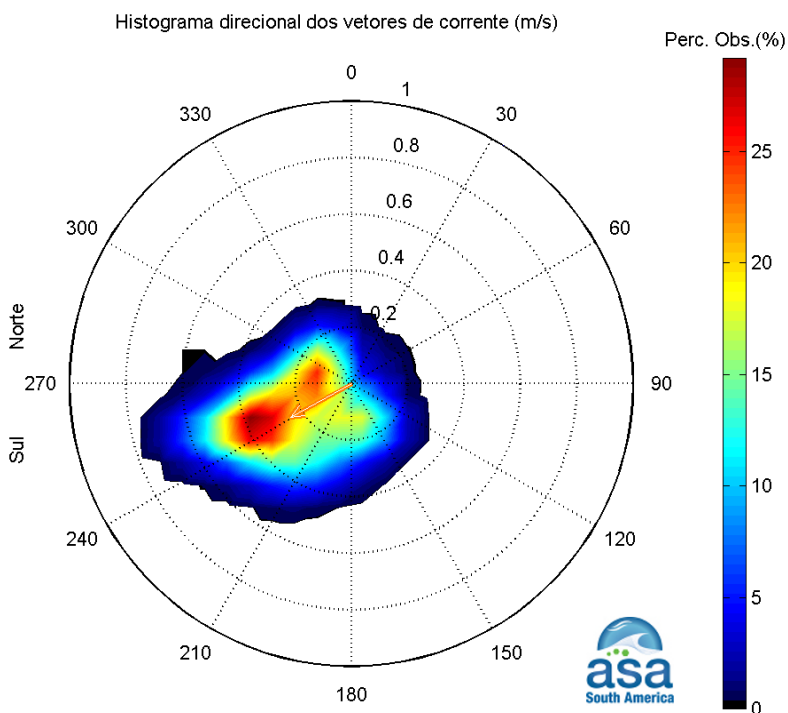
Para avaliar as correntes simuladas com o modelo hidrodinâmico foram utilizadas correntes coletadas para períodos de verão e inverno de 1999. Não há disponibilidade de dados para realizar a comparação para o período da simulação numérica (2004), portanto, buscou-se avaliar o comportamento médio dos padrões identificados no verão e no inverno.

A Figura D4 apresenta os diagramas *stick plot* das séries temporais de velocidade de correntes simuladas e observadas próximas a superfície, representativas de verão. Observam-se padrões semelhantes nas duas séries, com correntes preferencialmente para E e SE e influência significativa da maré.

A Figura D5 e a Figura D6 apresentam os histogramas direcionais representativos de verão para os dados coletados e os resultados da simulação, respectivamente, na camada de superfície. A direção apresentada refere-se ao norte geográfico, a unidade de velocidade adotada é m/s e a escala de cores representa a porcentagem de observações. Verifica-se que próximo à superfície o eixo principal de escoamento se dá na direção W-SW nos dois casos. As diferenças observadas de intensidade das correntes podem ser justificadas por terem sido analisados anos diferentes.

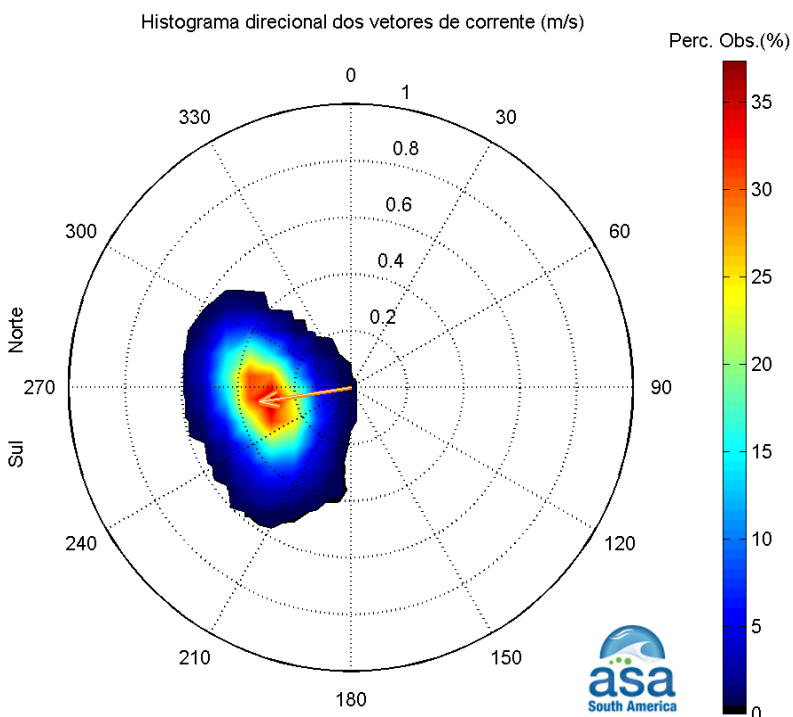


**Figura D4** - Diagramas *stick plot* das séries temporais de velocidade de correntes próximas à superfície na região adjacente à BTS. Os gráficos dos dados observados (superior; CRA, 2000) e simulados (inferior) são representativos de verão.



Direção em graus a partir do norte geográfico, intensidade da veloc. média = 0.25 m/s

**Figura D5** - Histograma direcional dos valores de corrente observados (CRA, 2000) próximo à superfície na região adjacente à BTS, para o verão de 1999.

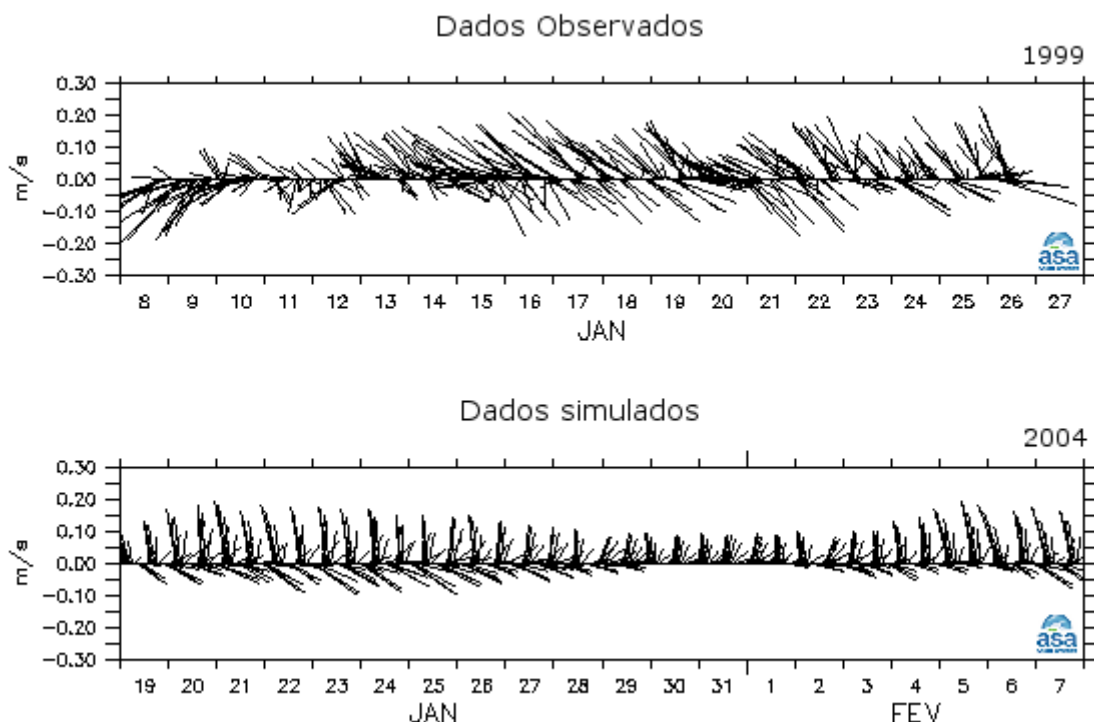


Direção em graus a partir do norte geográfico, intensidade da veloc. média = 0.33 m/s

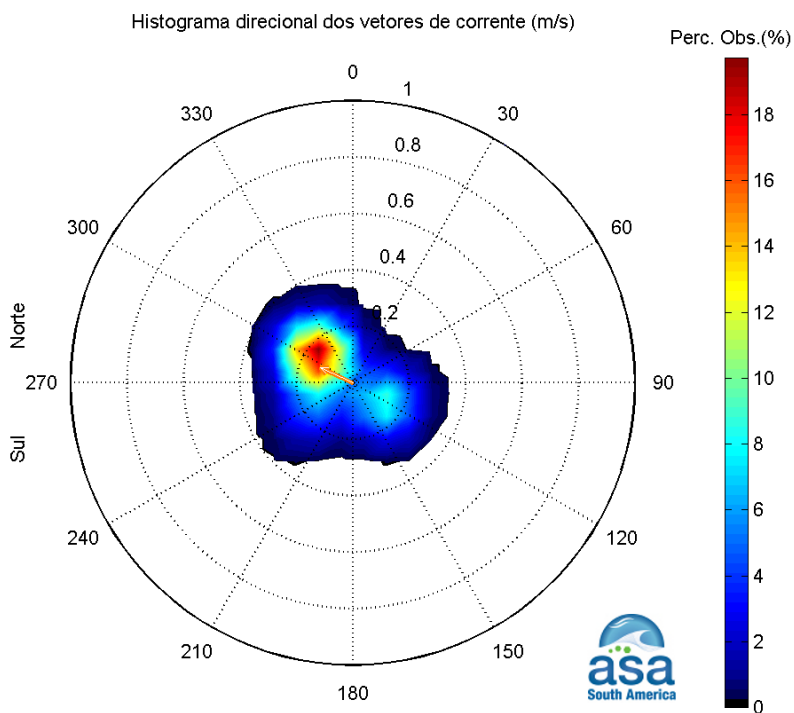
**Figura D6** - Histograma direcional dos valores de corrente simulados próximo à superfície na região adjacente à BTS, para o verão de 2004.

A Figura D7 apresenta os diagramas *stick plot* das séries temporais de velocidade de correntes simuladas e observadas próximas ao fundo, representativas de verão. As duas séries são dominadas pela influência das marés, oscilando nas direções SE e N-NW.

A Figura D8 e a Figura D9 apresentam os histogramas direcionais representativos de verão para os dados coletados e os resultados da simulação, respectivamente, na camada de fundo. A direção apresentada refere-se ao norte geográfico, a unidade de velocidade adotada é m/s e a escala de cores representa a porcentagem de observações. Verifica-se que as correntes coletadas próximas ao fundo apresentam direção predominante para NW e ocorrência significativa de correntes para SE. Na simulação com modelo hidrodinâmico a corrente mais frequente é para N e também se verifica ocorrência significativa de correntes para SE. As diferenças observadas de intensidade e direção das correntes podem ser justificadas pela análise de anos diferentes.

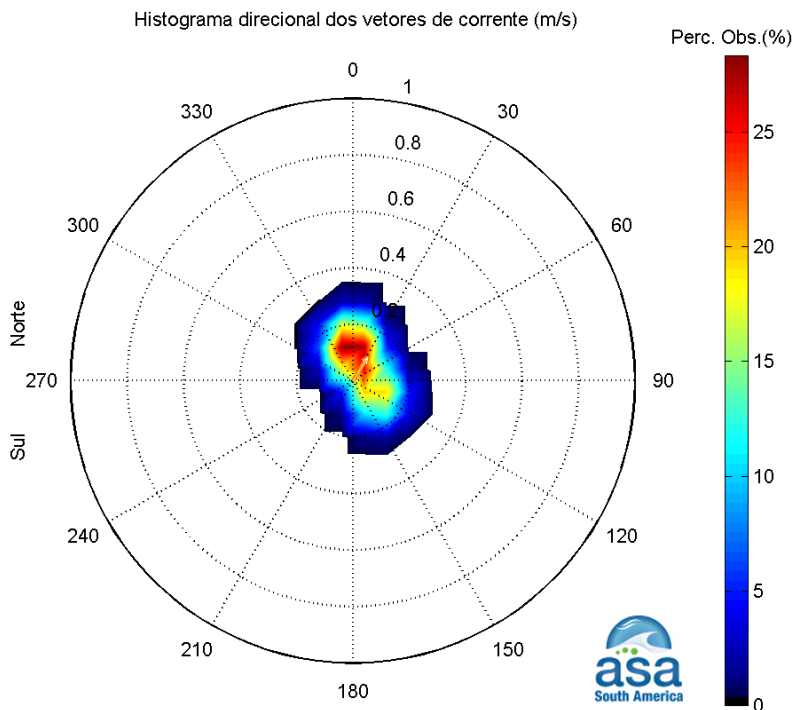


**Figura D7** - Diagramas *stick plot* das séries temporais de velocidade de correntes próximas ao fundo na região adjacente à BTS. Os gráficos dos dados observados (superior; CRA, 2000) e simulados (inferior) são representativos de verão.



Direção em graus a partir do norte geográfico, intensidade da veloc. média = 0.13 m/s

**Figura D8** - Histograma direcional dos valores de corrente observados (CRA, 2000) próximo ao fundo na região adjacente à BTS, para o verão de 1999.

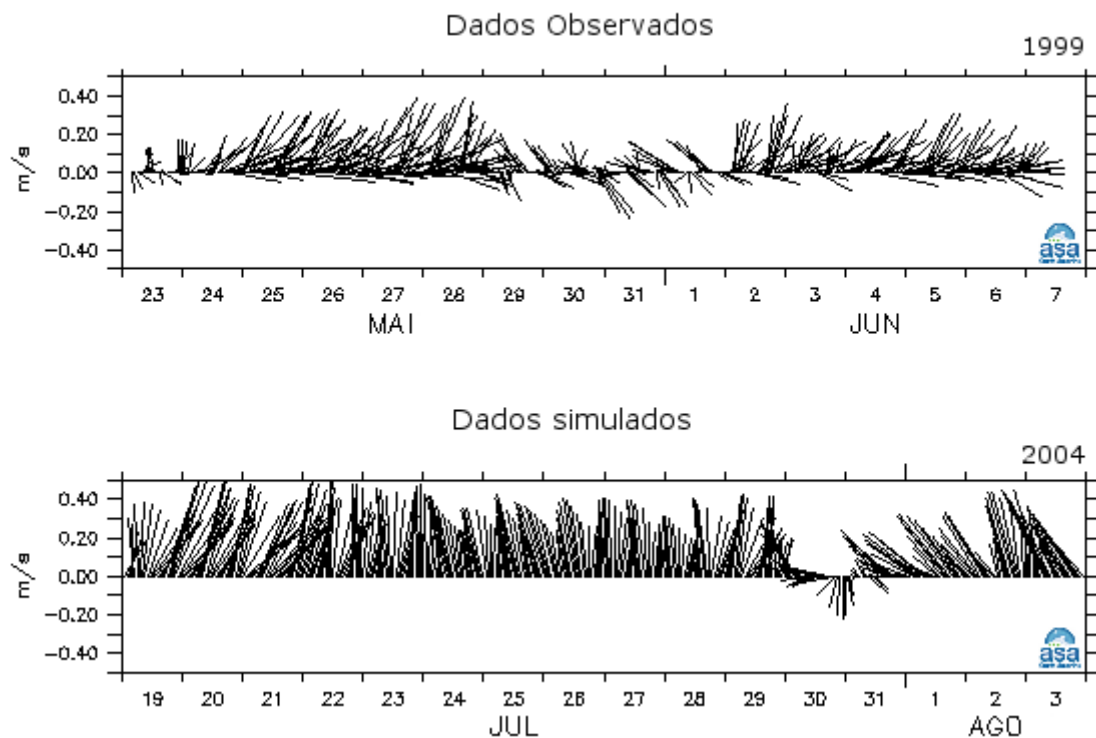


Direção em graus a partir do norte geográfico, intensidade da veloc. média = 0.097 m/s

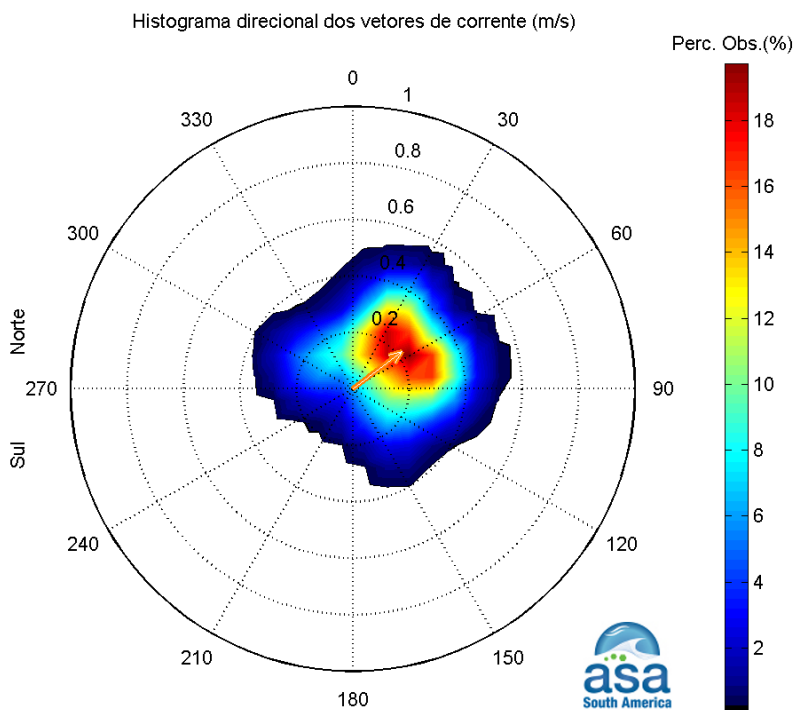
**Figura D9** - Histograma direcional dos valores de corrente simulados próximo ao fundo na região adjacente à BTS, para o verão de 2004.

A Figura D10 apresenta os diagramas *stick plot* das séries temporais de velocidade de correntes simuladas e observadas próximas a superfície, representativas de inverno. Observam-se padrões semelhantes nas duas séries, com correntes preferenciais no quadrante norte.

A Figura D11 e a Figura D12 apresentam os histogramas direcionais representativos de inverno para os dados coletados e os resultados da simulação, respectivamente, na camada de superfície. A direção apresentada refere-se ao norte geográfico, a unidade de velocidade adotada é m/s e a escala de cores representa a porcentagem de observações. Verifica-se que próximo à superfície o eixo principal de escoamento se dá no quadrante norte nos dois casos. As diferenças observadas na direção das correntes podem ser novamente justificadas pela análise de anos diferentes.

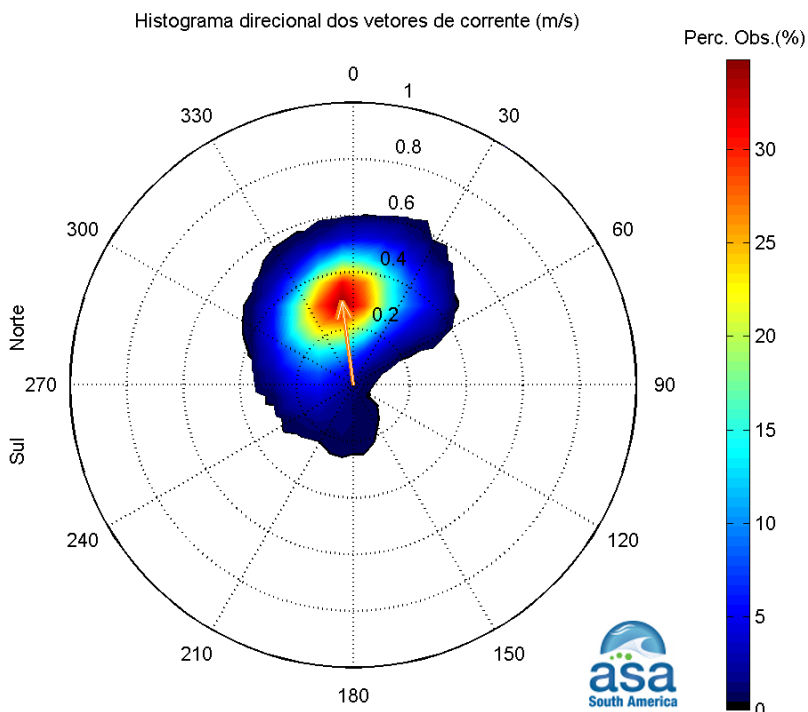


**Figura D10** - Diagramas *stick plot* das séries temporais de velocidade de correntes próximas à superfície na região adjacente à BTS. Os gráficos dos dados observados (superior; CRA, 2000) e simulados (inferior) são representativos de inverno.



Direção em graus a partir do norte geográfico, intensidade da veloc. média = 0.22 m/s

**Figura D11** - Histograma direcional dos valores de corrente (CRA, 2000) observados próximo à superfície na região adjacente à BTS, para o inverno de 1999.



Direção em graus a partir do norte geográfico, intensidade da veloc. média = 0.3 m/s

**Figura D12** - Histograma direcional dos valores de corrente simulados próximo à superfície na região adjacente à BTS, para o inverno de 2004.



No processo de avaliação dos resultados de correntes obtidos com a modelagem hidrodinâmica, verificou-se a habilidade do modelo em reproduzir os padrões observados nos dados.

### **D.3 BIBLIOGRAFIA**

**ASA (Applied Science Associates South America), 2005.** Estudo da Dispersão e Deposição de Sedimentos Dragados no Porto de Salvador. Relatório Técnico (março de 2005). 68pp.

**BLUMBERG, A.F. & MELLOR, G.L., 1987.** A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: N.S. Heaps (Ed.), *Coastal and Estuarine Sciences 4: Three-dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, pp. 1-16.

**CRA (Centro de Recursos Ambientais), 2000.** Relatório de Diagnóstico da Qualidade da Água da BTS, Nº RT- 257-05-MA-002. Volumes I, II, III e IV.

**MELLOR, G.L. & T. YAMADA, 1982.** Development of a turbulence closure models for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, n. 4, 851-875.

