

2 – Materiais e métodos

2.1 – Dados hidrográficos

Os dados hidrográficos e correntométricos utilizados na implementação e validação do modelo foram coletados em estações fixas com intervalo de amostragem de uma hora, durante dois ciclos semidiurnos de marés (26 h) em condições de quadratura (30 de abril e 01 de maio de 2001) e de sizígia (06 e 07 de maio de 2001) (Tab. 2.1). A primeira coleta foi realizada sob influência de um grande regime de chuva, que ocorreu antes e durante o experimento. Em complementação aos dados das estações fixas foram feitas observações longitudinais da estrutura termohalina nos dias 28 de abril e 09 de maio, realizadas durante os experimentos de quadratura e sizígia, respectivamente (Tab. 2.2). A finalidade desses experimentos foi a obtenção de dados da área de Oceanografia Física complementares do projeto multidisciplinar Sustentabilidade Racional do Estuário do rio Curimataú, patrocinado pelo Fundo Nacional do Meio Ambiente (FNMA) do Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT). O projeto foi coordenado pelo Prof. Dr. Carlos Augusto Ramos e Silva do Departamento de Oceanografia e Liminologia (DOL) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Através do estudo das características físicas da massa de água do estuário foi possível estabelecer as forçantes da circulação e estabelecer a proporção relativa dos processos de mistura (advecção e difusão turbulenta) para o transporte de sal, com notável contribuição para um melhor gerenciamento deste ambiente natural.

Tabela 2.1 – Período das coletas horárias dos dados hidrográficos realizados durante as marés de quadratura e sizígia.

coletas na estação 3	início das observações	fim das observações
maré de quadratura	10:00 h de 30/04/2001	11:00 h de 01/05/2001
maré de sizígia	10:00 h de 06/05/2001	11:00 h de 07/05/2001

Tabela 2.2 – Hora das medidas longitudinais realizadas durante as marés de quadratura (estações 1 a 7) e sizígia (estações 1 a 8).

estação	maré de quadratura 28/04/2001	maré de sizígia 09/05/2001
1	12:40 h	08:50 h
2	13:50 h	09:45 h
3	14:50 h	10:36 h
4	15:50 h	11:22 h
5	16:45 h	12:08 h
6	17:35 h	12:50 h
7	18:55 h	13:24 h
8		13:54 h

Os dados experimentais das propriedades temperatura [$T=T(z,t)$], salinidade [$S=S(z,t)$], densidade [$\rho=\rho(z,t)$] e de correntes [direção, intensidade e componentes longitudinais [$u=u(z,t)$] e transversais [$v=v(z,t)$] de velocidade] foram disponibilizadas pelo Laboratório de Hidrodinâmica Costeira (LHiCo) do Departamento de Oceanografia Física (DOF). Embora interpretados e analisados em relatórios submetidos ao FNMA e em trabalhos científicos (Miranda et al., 2004; Miranda et al., 2005 e Miranda et al., 2006), julgamos conveniente o reprocessamento dos dados e a apresentação neste trabalho dos perfis das propriedades S , T , ρ e dos componentes de velocidade u e v , tendo-se em vista a sua importância fundamental para a validação dos resultados teóricos do modelo numérico.

No reprocessamento foram refeitas as discretizações dos perfis de salinidade, temperatura, densidade e dos componentes de velocidade em intervalos eqüidistantes de 0,25 m e 0,1 m na coordenada vertical (com Oz orientado no sentido oposto à aceleração da gravidade, \vec{g}) e as profundidades foram

transformadas em profundidades adimensionais (ou coordenada $Z = \frac{z}{h(t)}$ ou Sigma- σ) e também interpoladas em intervalos de 0,1 ($0 \leq Z \leq -1$ ou $0 \leq \sigma \leq -1$). Para o tratamento das velocidades, \vec{v} , foi necessária a realização de sua decomposição com rotação (45° no sentido anti-horário) dos eixos coordenados Ox e Oy de modo a orientar o primeiro na direção paralela ao movimento longitudinal na estação fixa. Os componentes u e v de velocidades foram calculados com as seguintes expressões:

$$u = U \cos(90^\circ - (dd \pm D) \pm \gamma)$$

$$v = U \sin(90^\circ - (dd \pm D) \pm \gamma)$$

onde U é a magnitude da velocidade, dd é o ângulo medido pelo instrumento, D a declinação magnética ($\approx 22^\circ W$) e $\gamma = 45^\circ$. Após a decomposição das velocidades, estas foram discretizadas assim como nos perfis citados anteriormente.

Dos perfis horários das propriedades hidrográficas e dos componentes de velocidade foram obtidos os correspondentes valores médios no tempo e em profundidade com as seguintes expressões, genéricas:

$$\langle P(Z_j, t) \rangle = P(Z_j) = \frac{1}{T} \int_{t_{ini}}^{t_{fin}} P(Z_j, t) dt \quad (2.1)$$

$$\overline{P(Z_j, t)} = P(t) = \int_{-1}^0 P(Z_j, t) dZ \quad (2.2)$$

$$\langle \overline{P(Z_j, t)} \rangle = P = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_{ini}}^{t_{fin}} \left[\int_{-1}^0 P(Z_j, t) dZ \right] dt \quad (2.3)$$

onde $P(Z_j)$, $P(t)$ e P indicam as médias temporal, espacial e no espaço/tempo, respectivamente, da propriedade escalar genérica $P(Z, t)$ discretizada em intervalos de profundidade. $T = n\Delta t = t_{fin} - t_{ini}$ e h indicam o intervalo de tempo (com $\Delta t = 1$ h e $n \approx 25$)

e a altura da coluna de água entre os limites de integração de Z ($0 \leq Z \leq -1$). Como a integração é aplicada em valores discretos no tempo e/ou espaço, os cálculos são feitos por integrações numéricas, ou seja:

$$\langle P(Z_j, t) \rangle = \frac{1}{25} \left[\frac{P(Z_j, t_{ini})}{2} + \sum_k P(Z_j, t_k) + \frac{P(Z_j, t_{fin})}{2} \right] \quad (2.4)$$

$$P(t_j) = \frac{1}{10} \left[\frac{P(Z_0, t_j)}{2} + \sum_k P(Z_k, t_j) + \frac{P(Z_{-1}, t_j)}{2} \right] \quad (2.5)$$

$$\langle \overline{P(Z_j, t)} \rangle = P = \frac{1}{25} \left[\frac{P(t_{ini})}{2} + \sum_k P(t_k) + \frac{P(t_{fin})}{2} \right] \quad (2.6)$$

A partir do tratamento preliminar dos dados hidrográficos foram realizados gráficos de variações temporais, de variações de médias espaciais e/ou temporais com o intuito de obter parâmetros tais como: os componentes residuais de velocidade (u_a e v_a), principais componentes do transporte advectivo de sal.

Os gráficos das isopletas serão utilizados para a comparação das saídas do modelo calculado nos modos barotrópico e baroclínico. É importante ressaltar que análises desses dados já foram apresentadas em trabalhos citados no início deste capítulo, os quais serviram de apoio para este trabalho. Determinados valores obtidos no decorrer da análise serão aplicados nas condições iniciais e de contorno do modelo, cuja saída modelo será discretizada em 10 camadas sigma de modo a realizar a comparação com os dados *in situ*. Ambas simulações nos modos barotrópico e baroclínico tiveram início no dia 22 de abril de 2001.

2.2 – Dados batimétricos

Os dados batimétricos (Fig. 2.1) utilizados para a obtenção das profundidades em cada célula da grade numérica foram cedidos pelo Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Esses dados foram obtidos por ecosondagem da rede hidrográfica composta pelos rios Cunhaú, Curimataú e Guaratuba e apresentados no trabalho (Souza, 2004). Para obter dados

batimétricos da região costeira adjacente foi utilizada a carta náutica DHN No. B 800, publicada em 1978 (Fig. 2.2), e na obtenção dos dados da região da pluma estuarina foi utilizado o mapa batimétrico da desembocadura do rio (Fig. 2.3).

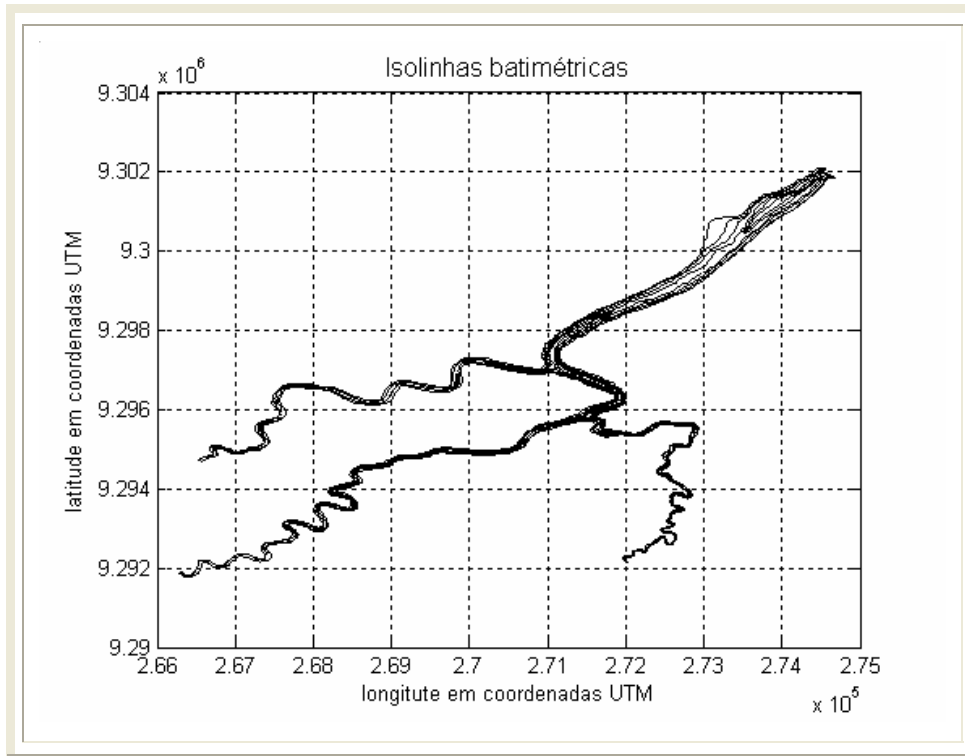


Figura 2.1 – Levantamento batimétrico do estuário Curimataú, de acordo com Souza, 2004.

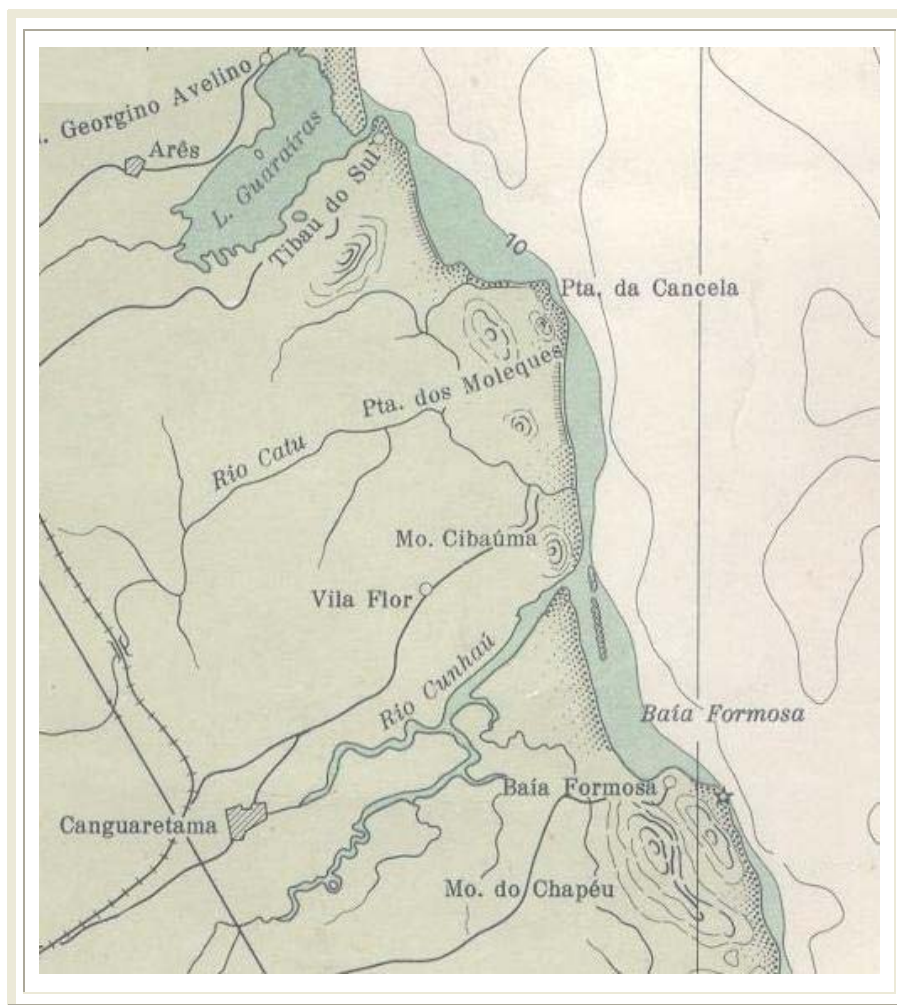


Figura 2.2 – Carta náutica da região costeira ao largo da boca do rio Curimataú utilizado para a extrapolação da batimetria da grade (carta DHN No. B-800, de 15/12/1978).

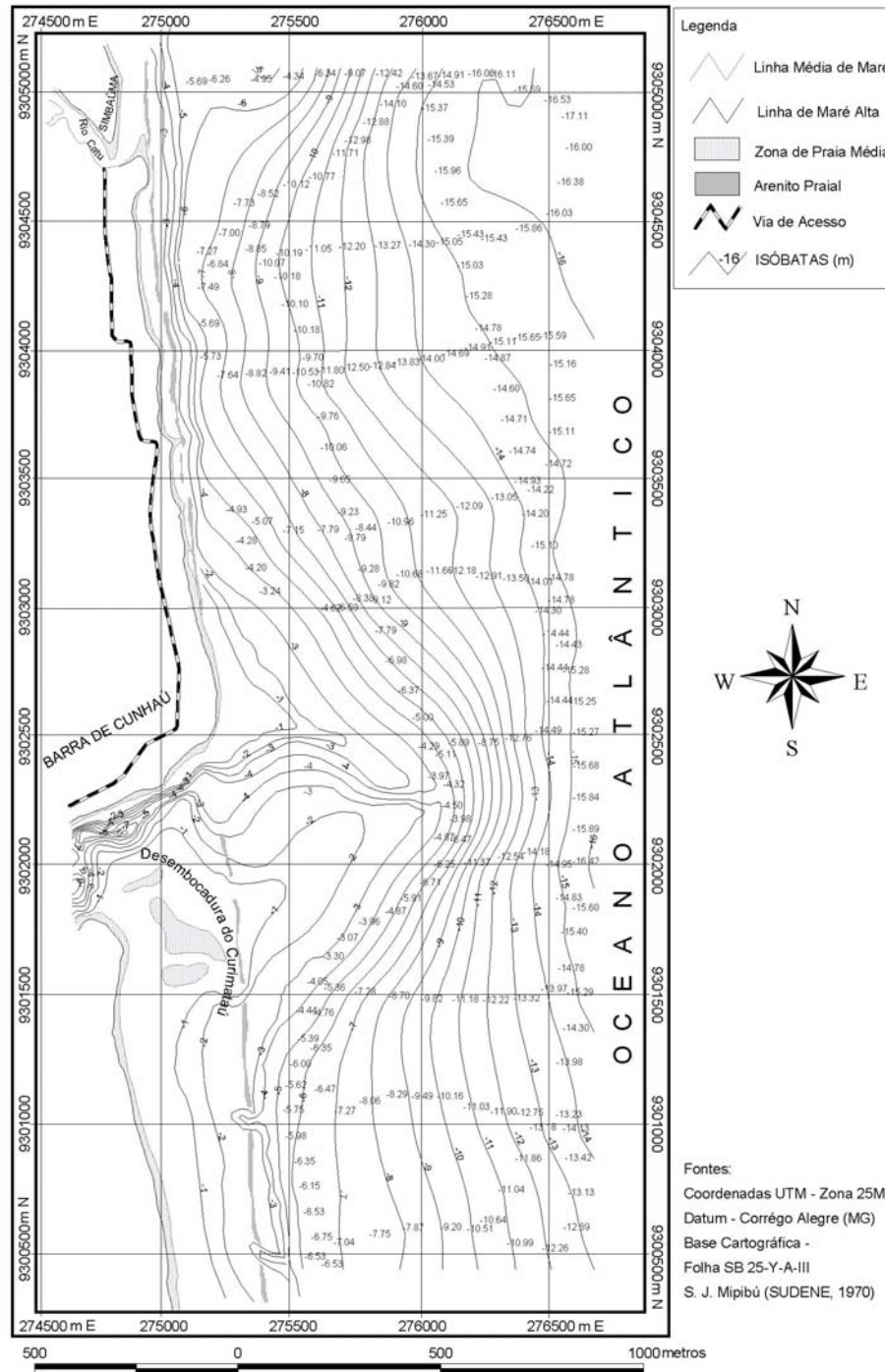


Figura 2.3 – Mapa batimétrico ao longo do estuário do rio Curimataú utilizado para a extrapolação da batimetria até a região da desembocadura do estuário. Batimetria realizada em 04/05/2003 (SUDENE, 1970).

Depois de reunidos estes dados de batimetria, uma distribuição espacial mais bem elaborada das linhas isobatimétricas foi obtida de modo a abranger o domínio da grade desde o estuário até a região costeira adjacente.

2.3 – Dados de maré

Como não houve disponibilidade de dados de maré no próprio estuário do rio Curimataú foi utilizada uma série de dados maregráficos da estação do Porto de Natal/RN, localizada ao norte do estuário (lat. 05° 45,6' S e long. 035° 35' 22,2" W). Essa série, com início em 01/07/1977, contém 666,67 dias com um total de 16.056 valores horários da altura da maré com o fuso horário de 3 horas.

Os dados de maré foram processados com o programa de previsão de marés Pacmaré (Franco, 2000), o qual possibilita a análise de séries curtas através da análise clássica de Fourier e de séries longas (acima de 32.762 dados) com a técnica inédita desenvolvida e que utiliza a Transformada Rápida de Fourier (TRF). Como a série disponível conta com apenas 16.056 dados, foi utilizado o primeiro modo de processamento. O nível médio calculado pelo Pacmaré foi de 178,70 cm, e as principais componentes diurnas e semidiurnas são apresentadas na tabela 2.3.

Tabela 2.3 – Componentes de maré para forçar o contorno adjacente à costa, calculadas de acordo com Franco (2000).

Símbolo	Freq.(gr./h)	H (cm)	Desv.+/-	G (gr.)	K (gr.)	GW(gr.)	Desv.+/-
Modos semidiurnos							
M ₂	28,9841042	80,60	0,30	123,71	139,92	210,66	0,21
S ₂	30,0000000	27,63	0,30	141,79	161,05	231,79	0,62
N ₂	28,4397295	16,54	0,30	113,63	128,21	198,95	0,98
K ₂	30,0821373	8,21	0,30	138,52	158,02	228,76	2,78
Modos diurnos							
K ₁	15,0410686	4,81	0,15	234,28	244,03	279,40	2,08
O ₁	13,9430356	5,08	0,15	163,19	169,65	205,02	2,11
P ₁	14,9589314	1,58	0,15	228,75	238,25	273,62	5,49
Q ₁	13,3986609	1,30	0,15	122,74	127,56	162,93	8,20

M_2 : Principal Lunar;
 S_2 : Principal Solar;
 N_2 : Elíptica Lunar;
 K_2 : Declinação Lunar Solar;
 K_1 : Declinação Lunar Solar;
 O_1 : Principal Lunar;
 P_1 : Principal Solar;
 Q_1 : Elíptica Lunar.

Para confirmar a possibilidade de utilização dos dados de maré da estação de Natal, foi realizada uma análise comparativa entre as medidas horárias da profundidade $h(t)$ realizadas durante os experimentos e os resultados de previsão de maré acrescidos da média da espessura da coluna de água durante a coleta. Os resultados dessa análise são apresentados nas figuras 2.4 e 2.5 para os correspondentes períodos de quadratura e sizígia.

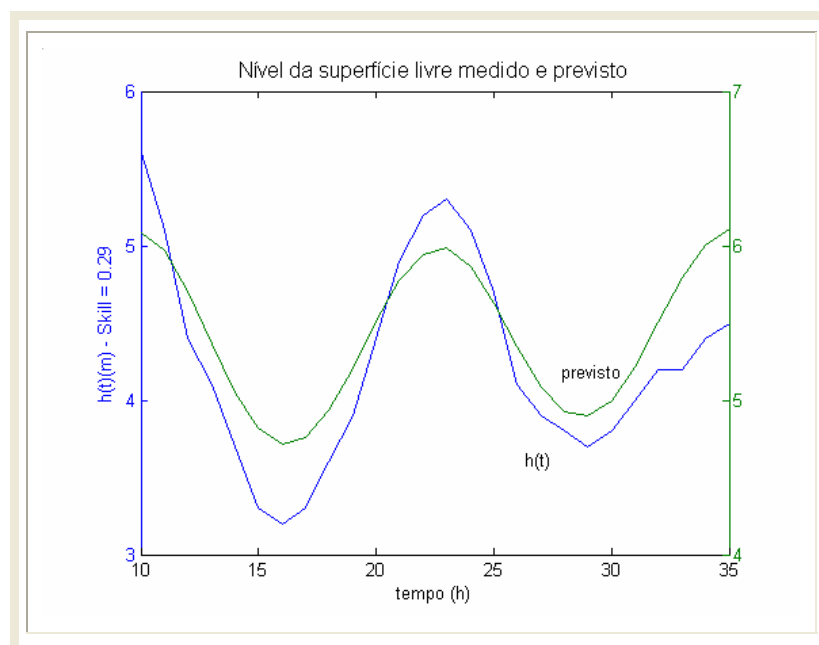


Figura 2.4 – Comparação das profundidades medidas no estuário do rio Curimataú (estação fixa) e as alturas da maré astronômica previstas pelo programa Pacmaré para o porto de Natal, durante a maré de quadratura.

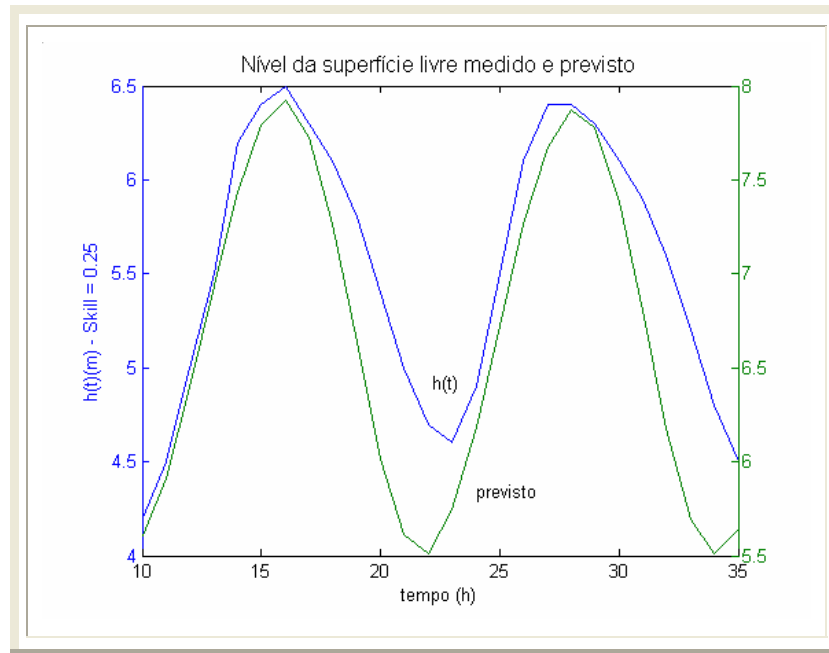


Figura 2.5 – Comparação das profundidades medidas no estuário do rio Curimataú (estação fixa) e as alturas da maré astronômica previstas pelo programa Pacmaré para o porto de Natal, durante a maré de sizígia.

Comparando os dados medidos e os resultados da previsão verificam-se que ambas indicam uma periodicidade semidiurna da maré, tendo-se em vista a boa correlação entre as fases; entretanto, as amplitudes são diferentes, fato este atribuído à geometria do canal e a eventuais erros na medida da profundidade. Com isso, podemos admitir que a série de dados de maré em Natal está sendo razoavelmente aplicada para a obtenção dos componentes de maré, os quais serão utilizados nas condições de contorno da parte costeira do modelo mediante ajustes para fase e amplitude, quando necessários.

2.4 – A modelagem matemática

A necessidade pela utilização da modelagem numérica cresceu bastante nos últimos anos, pois a análise matemática minuciosa de um modelo matemático e suas propriedades, viabilizada pelo desenvolvimento tecnológico dos computadores, permite uma melhor compreensão do evento modelado e, além disso, a modelagem viabiliza a simulação de alterações nos parâmetros do modelo e a análise da

respectiva resposta, que não seriam possíveis na situação real. Por exemplo, no caso do estuário do rio Curimataú, onde esta sendo usado o modelo de simulação Delft-3D vê-se que modificações das forçantes do modelo em sua magnitude ou até mesmo no seu posicionamento trarão conseqüentemente certas alterações nas respostas do modelo, entretanto, para a validação de um modelo tanto numérico quanto analítico (Miranda, et al., 2005), se faz necessário à utilização de dados in situ para validação dos resultados teóricos e assim verificar se este esta sendo representativo ou não, e até mesmo o quanto representativo esta sendo o modelo empregado.

2.5 – Descrição do modelo de simulação Delft-3D

O modelo Delft-3D foi desenvolvido por pesquisadores da Delft Hydraulics (Delft, 2001) como uma forma de integração disciplinar. O modelo hidrodinâmico básico traz consigo simulações de transporte de sedimentos, ondas, fluxos, controle de qualidade de água, desenvolvimentos morfológicos, ecológicos e outros mais. Delft-3D é composto por vários módulos, agrupados ao redor de uma mesma interface, onde cada módulo e capaz de interagir com um outro. Sua aplicabilidade se estende pelos campos das oceanografias físicas, biológicas, químicas, geológicas e outras áreas afim. Os módulos que compõe o modelo são apresentados por:

Delft3D-Flow: controle de fluxos

Delft3D-Wave: propagação de ondas curtas

Delft3D-Waq: qualidade da água em grandes reservatórios

Delft3D-Part: qualidade da água em reservatórios médios e trajetória de partículas

Delft3D-Eco: modelo ecológico

Delft3D-Sed: transporte de sedimentos

Delft3D-Chem: componentes químicos e interações

Delft3D-Mor: simulações morfodinâmicas

2.6 – Descrição do módulo Delft-3D Flow

O módulo numérico Delft3D-Flow é um modelo de simulação hidrodinâmica em duas ou três dimensões, que utiliza a técnica de diferenças finitas para calcular discretamente fluxos numa grade retilínea ou curvilínea, resultante de inúmeras forçantes, como por exemplo: meteorológicas, marés, gradientes de densidades, descarga fluvial entre outros. A coordenada vertical empregada pelo modelo é definida como coordenada σ ou profundidade adimensional, $Z=z/h(t)$, variando entre -1 e 0, de modo a tornar a dimensão vertical independente da profundidade, e desta forma evita que os elementos de grades interceptem a topografia de fundo, o que representaria um desperdício de tempo computacional, além de evitar o efeito dos degraus próximo ao fundo.

O Delft-3D-Flow foi desenvolvido para um grande número de aplicações, podendo ser utilizado para a solução de problemas da circulação em 2 ou 3 dimensões espaciais como já mencionado, e o mesmo pode ser aplicado sob inúmeras condições de geometria, inerentes as varias regiões de estudo dentre os quais podemos mencionar:

— Estudo de correntes geradas marés (forçante barotrópica) e/ou ventos, de gradientes horizontais de densidades devido ao balanço entre as forçantes rio e maré, do transporte de materiais dissolvidos e poluentes, da intrusão de sal em baías e estuários, do efeito descarga de água doce em baías e estuários, das circulações em regiões costeiras (plataformas continentais), estuários, baías e rios, podendo incluir estruturas que dificultem a circulação como o caso de barreiras e ilhas.

O modelo tem por hipótese, as seguintes aproximações aplicadas em regiões de águas rasas:

- Acelerações verticais desprezíveis quando comparadas com a aceleração da gravidade, pois a razão de aspecto é muito pequena (escala vertical/escala horizontal);
- A variação longitudinal do campo de densidade é considerada no cálculo do componente baroclínico da força de gradiente de pressão (aproximação de Boussinesq);

- Um atrito moderado e aplicado como condição de contorno no fundo (condição de não livre escorregamento);

Os movimentos a serem simulados pelo Delft-3D Flow podem ser forçados pela maré nas fronteiras abertas, pela tensão de cisalhamento do vento na superfície, gradientes de pressão devido à inclinação da superfície livre (campo barotrópico), por gradientes horizontais de densidade (campo baroclínico) e por correntes.

2.7 – Equações governantes do modelo

O modelo resolve as equações de Navier-Stokes adicionadas do efeito de rotação da Terra para um fluido incompressível, sob as aproximações de Boussinesq e águas rasas. Na componente vertical da equação do movimento tem-se a aceleração negligenciada quando comparada as demais acelerações. Os movimentos verticais são computados através da equação da continuidade.

O Delft3D-Flow oferece três sistemas a serem trabalhados:

- Sistema de coordenadas cartesianas (x,y,z).
- Sistema de coordenadas curvilíneas ortogonais (ξ,η,σ).
- Sistemas de coordenadas esféricas (λ,ϕ,σ).

No caso do sistema esférico tem-se:

$$Z = \sigma$$

$$\xi = \lambda$$

$$\eta = \phi$$

$$\sqrt{G_{\xi\xi}} = R \cos \phi$$

$$\sqrt{G_{\eta\eta}} = R$$

onde ϕ é a latitude, λ é a longitude e R é o raio da Terra (R = 6370 km).

Na coordenada vertical σ é utilizada a relação proposta por (Philips, 1957), onde:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{d + \zeta} = \frac{z - \zeta}{H}. \quad (2.7)$$

A equação da continuidade sob condições de uma média vertical é representada por:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) U \sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \\ & + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) V \sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} = H \int_{-1}^0 (q_{in} - q_{out}) d\sigma + P - E \end{aligned} \quad (2.8)$$

onde q_{in} e q_{out} são respectivamente fontes e sorvedouros de água por unidade de volume. Os termos P e E representam fontes e sorvedouros devido à precipitação e evaporação.

As expressões analíticas a seguir são as equações tridimensionais de conservação de quantidade de movimento (2.9 à 2.11) nas direções ξ , η e σ respectivamente, sendo que a componente vertical esta reduzida a equação da pressão hidrostática na qual acelerações verticais devido à variações repentinas da topografia não são levados em conta:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial u}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\xi\xi}}}{\partial \eta} + \\ & - \frac{v^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} - fv = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} + F_{\xi} + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_v \frac{\partial u}{\partial \sigma}) + M_{\xi} \end{aligned} \quad (2.9)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial v}{\partial \xi} + \frac{v}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\omega}{d + \zeta} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + \frac{uv}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \sqrt{G_{\eta\eta}}}{\partial \xi} + \\ & - \frac{u^2}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} + fu = - \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_{\eta} + F_{\eta} + \frac{1}{(d + \zeta)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_v \frac{\partial v}{\partial \sigma}) + M_{\eta} \end{aligned} \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -g\rho H \quad (2.11)$$

Nas equações (2.9) à (2.11) as variáveis dependentes u e v denotam os componentes horizontais da velocidade em relação ao referencial em coordenadas $O_{\xi,\eta,\sigma}$ e ρ_0 denota a densidade de referência a qual negligencia as variações da estrutura de densidade. As variáveis P_ξ e P_η representam os gradientes de pressão, f o parâmetro de Coriolis o qual depende da latitude ϕ , $f = 2\Omega \sin\phi$, sendo Ω a velocidade angular da Terra ($7,2722 \cdot 10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$). O termo K_V de dimensão $[L^2T^{-1}]$ representa o coeficiente cinemático vertical de viscosidade turbulento. As parcelas restantes dessas equações (F_ξ e F_η) e (M_ξ e M_η) indicam respectivamente a força dissipativa de energia devido à viscosidade no plano horizontal (tensões de Reynold's) e fontes e sorvedouros de momentum devido à eventuais obstruções ou contribuições ao movimento (forças promovidas por descarga de rios, ondas, estruturas hidráulicas etc).

A equação (2.11) indica que na direção O_σ o modelo assume condições de equilíbrio hidrostático. Após a integração vertical de (2.11), a pressão total é dada por:

$$P = P_{\text{atm}} + gH \int_{\sigma}^0 \rho(\xi, \eta, \sigma', t) d\sigma' \quad (2.12)$$

Considerando primeiramente a água com uma densidade constante obtém-se

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_\xi = \frac{g}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial \xi} \quad (2.13)$$

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_\eta = \frac{g}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial \eta} \quad (2.14)$$

Os gradientes da elevação da superfície livre são chamados gradientes barotrópicos de pressão. Os gradientes de pressão atmosféricos são inclusos em

determinados eventos. Variações temporais e espaciais do vento e do campo de pressão atmosférico são importantes em surgimentos de tempestades.

No caso da estrutura de densidade não uniforme, a densidade local esta relacionada à estrutura térmica e salina da massa de água. Aplicando a regra de Leibnit'z encontramos as seguintes equações para o gradiente de pressão horizontal nas direções ξ e η .

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} P_{\xi} = \frac{g}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial \xi} + g \frac{d + \zeta}{\rho_0 \sqrt{G_{\xi\xi}}} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial \xi} + \frac{\partial \sigma}{\partial \xi} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma' \quad (2.15)$$

$$\frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} P_{\eta} = \frac{g}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} + \frac{1}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial P_{\text{atm}}}{\partial \eta} + g \frac{d + \zeta}{\rho_0 \sqrt{G_{\eta\eta}}} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \rho}{\partial \eta} + \frac{\partial \sigma}{\partial \eta} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right) d\sigma' \quad (2.16)$$

ao lado direito da igualdade são apresentados respectivamente os gradientes de pressão barotrópico, atmosférico e baroclínico.

A velocidade vertical ω , referente à superfície sigma, é obtida adaptando a componente vertical σ da equação do momento com a equação da continuidade. Assim temos:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) U \sqrt{G_{\eta\eta}}]}{\partial \xi} + \\ + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}} \sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial [(d + \zeta) V \sqrt{G_{\xi\xi}}]}{\partial \eta} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = H(q_{\text{in}} - q_{\text{out}}) \end{aligned} \quad (2.17)$$

efeitos da precipitação e evaporação são levados em conta pelos termos q_{in} e q_{out} . A coordenada vertical ω é relacionada ao movimento das iso-superfícies de σ . A coordenada vertical de velocidade no sistema cartesiano é calculada através das velocidades horizontais, das oscilações do nível e da velocidade ω de acordo com a equação.

$$w = \omega + \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}G_{\eta\eta}}} \left[u\sqrt{G_{\eta\eta}} \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial \xi} + \frac{\partial \zeta}{\partial \xi} \right) + v\sqrt{G_{\xi\xi}} \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial \eta} + \frac{\partial \zeta}{\partial \eta} \right) \right] + \left(\sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \quad (2.18)$$

As parcelas F_ξ e F_η , das equações (2.9) e (2.10) representam as tensões de cisalhamento horizontais de Reynolds, são simuladas analiticamente por,

$$F_\xi = K_H \left(\frac{1}{G_{\xi\xi}} \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} + \frac{1}{G_{\eta\eta}} \frac{\partial^2 u}{\partial \eta^2} \right) \quad (2.19)$$

$$F_\eta = K_H \left(\frac{1}{G_{\xi\xi}} \frac{\partial^2 v}{\partial \xi^2} + \frac{1}{G_{\eta\eta}} \frac{\partial^2 v}{\partial \eta^2} \right) \quad (2.20)$$

em que K_H , com dimensão L^2T^{-1} , denota o coeficiente cinemático horizontal de viscosidade turbulento. Podendo ser reescritas (2.19 e 2.20) nas formas:

$$F_\xi = \frac{1}{\sqrt{G_{\xi\xi}}} \frac{\partial \tau_{\xi\xi}}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \tau_{\xi\eta}}{\partial \eta} \quad (2.21)$$

$$F_\eta = \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \tau_{\eta\xi}}{\partial \xi} + \frac{1}{\sqrt{G_{\eta\eta}}} \frac{\partial \tau_{\eta\eta}}{\partial \eta} \quad (2.22)$$

Aplicando o modelo no modo tridimensional sob condições de águas rasas o coeficiente de viscosidade horizontal (K_H) é muito maior que o coeficiente de viscosidade vertical (K_V), sendo que (K_H) é decomposto em três parcelas: a primeira devido às trocas turbulentas de quantidade de movimento no plano horizontal (K_{2D}), a segunda devido às trocas de quantidade de movimento nas três dimensões (K_{3D}) e mais uma parcela que leva em conta a viscosidade molecular (K_{mol}). Sendo assim,

$$K_H = K_{2D} + K_{3D} + K_{mol} \quad (2.23)$$

O coeficiente K_v , esta sendo determinado através do modelo de fechamento turbulento definido pelo como ($K - \varepsilon$ modelo de fechamento turbulento), o qual tem K como a energia cinética turbulenta, ε como o raio de dissipação da energia cinética turbulenta e o comprimento de mistura L . A viscosidade vertical é dada na forma:

$$K_v = c'_\mu L \sqrt{K} \quad \text{ou} \quad K_v = c_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (2.23)$$

em que c'_μ é uma constante determinada por calibração $c'_\mu = c_\mu / c_D$, obtida através da constante empírica $c_\mu = 0,09$ (Rodi, 1984) e $c_D = c_\mu^{3/4} \approx 0,1925$;

onde L é o comprimento de mistura calculado por $L = c_D \frac{k\sqrt{k}}{\varepsilon}$;

Da mesma forma que foi estabelecido o coeficiente de viscosidade, a difusividade também foi definida através do modelo ($K - \varepsilon$) de fechamento turbulento. A expressão aplicada para o coeficiente D_v é dada por:

$$D_v = \frac{v_v}{\sigma_c} \quad (2.24)$$

onde o parâmetro σ_c é o número de Prandtl-Schmidt, o qual depende da substância C . A expressão para este número é vista por:

$$\sigma_c = \sigma_{c_0} F_\sigma(Ri). \quad (2.25)$$

Veja que a constante σ_{c_0} é dependente da substância e $F_\sigma = F_\sigma(Ri)$ é dependente da estratificação da estrutura de densidade através do gradiente do número de Richardson. Para o modelo ($K - \varepsilon$) tem-se $\sigma_{c_0} = 1,3$ e a determinação de $F_\sigma(Ri)$ se faz por:

$$F_\sigma(Ri) = \begin{cases} \frac{(1 + 3,33Ri)^{3/2}}{\sqrt{1 + 10Ri}}, & Ri \geq 0, \\ 1, & Ri < 0. \end{cases} \quad (2.26)$$

O modelo utiliza como equação de estado da água do mar à pressão atmosférica, $\rho=\rho(S,T,0)$, a equação desenvolvida empiricamente por Eckart (1958) com base nos resultados da clássica equação de estado de Knudsen-Ekman; essa equação é comumente referida na literatura como equação de estado na forma de Tumlirz, sendo expressa por:

$$[\alpha(S,T,0) - \alpha_0] p_0 = \lambda, \quad (2.27)$$

em que $\alpha(S,T,0)=1/\rho(S,T,0)$ é o volume específico da água do mar, $\alpha_0=0,698$ é uma constante, tanto para água do mar como para a água pura, e as quantidades $p_0=p_0(S,T)$ e $\lambda=\lambda(S,T)$ são dadas pelas seguintes expressões:

$$p_0(S,T) = 5.890 + 38.T - 0.375.T^2 + 3,0.S \quad (2.28)$$

e

$$\lambda(S,T) = 1779,5 + 11,25.T - 0,0745.T^2 - (3,80 + 0,01.T).S, \quad (2.29)$$

logo,

$$\rho(S,T) = \frac{5.890 + 38.T - 0,375.T^2 + 3,0.S}{1779,5 + 11,25.T - 0,0745.T^2 - (3,8 + 0,01.T).S + 0,698(5.890 + 38.T - 0,375.T^2 + 3,0.S)}$$

com T em °C e S em partes por mil (‰) e a densidade em g.cm⁻³. A conversão da densidade para o Sistema Internacional (SI) de unidades (kg/m³) é feita simplesmente com a multiplicação do valor determinado por essa equação pelo fator 10³.

2.8 – Características da grade

Buscando evitar o efeito dos ruídos oriundos de degraus na grade e o cálculo excedente de pontos de terra, será aplicada uma grade curvilínea com a coordenada vertical σ . Para tratar o modelo são necessárias aplicações adequadas das equações sobre domínio pelo qual elas são válidas. Como não é possível obter

soluções numéricas sobre no domínio contínuo, uma rica discretização apresentará soluções pontuais que podem representar bem o problema modelado. A (Fig. 2.6) representa a grade aplicada nas simulações do estuário do rio Curimataú. A grade contém células que variam em cerca de 5×5 m até 600×600 m (Fig. 2.7). A grade inicial é composta de 279 elementos na direção M e 323 na direção N, os quais representavam um total de 90.117 elementos de grade na estrutura horizontal. A quantidade de pontos úmidos da grade é 6.001. A maior resolução está nas regiões dos canais dos rios Cunhaú, Curimataú e Guaratuba além de uma razoável resolução na desembocadura do estuário para um melhor estudo da dinâmica da pluma estuarina sob a influência dos arrecifes nas suas proximidades. Para os canais dos rios Cunhaú e Guaratuba foram aplicadas 5 células de grade na direção transversal e no rio Curimataú a quantidade de células na transversal varia de 6 na parte mais estreita até 8 no canal principal.

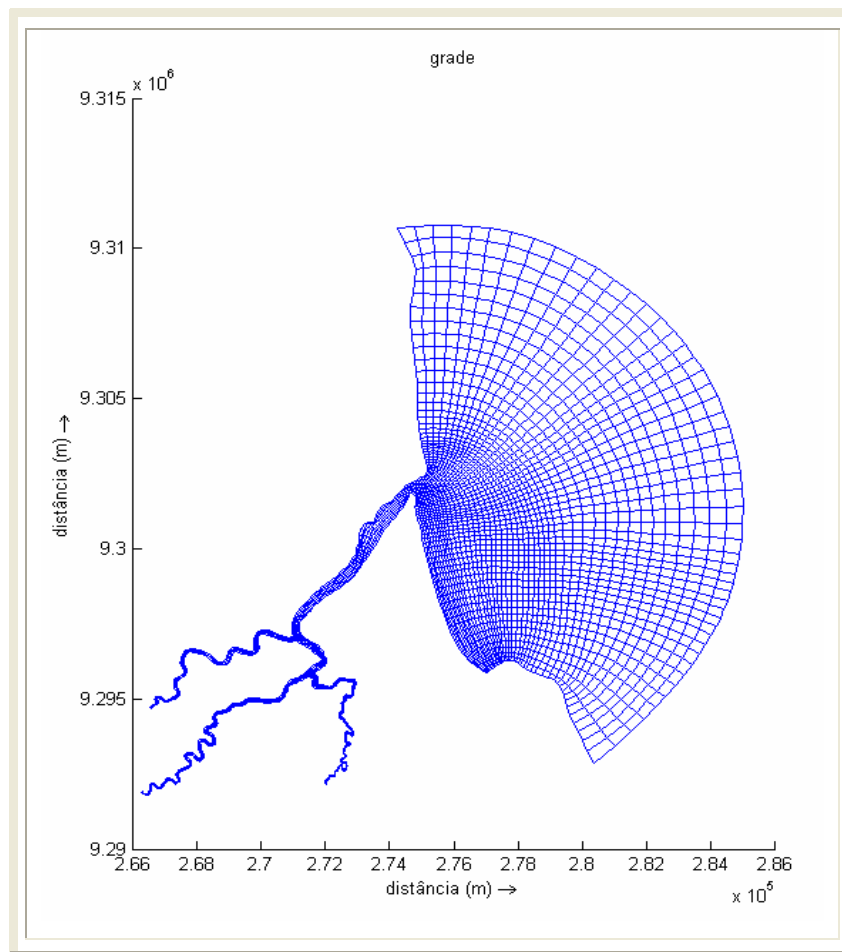


Figura 2.6 – Representação do domínio horizontal da grade curvilínea.

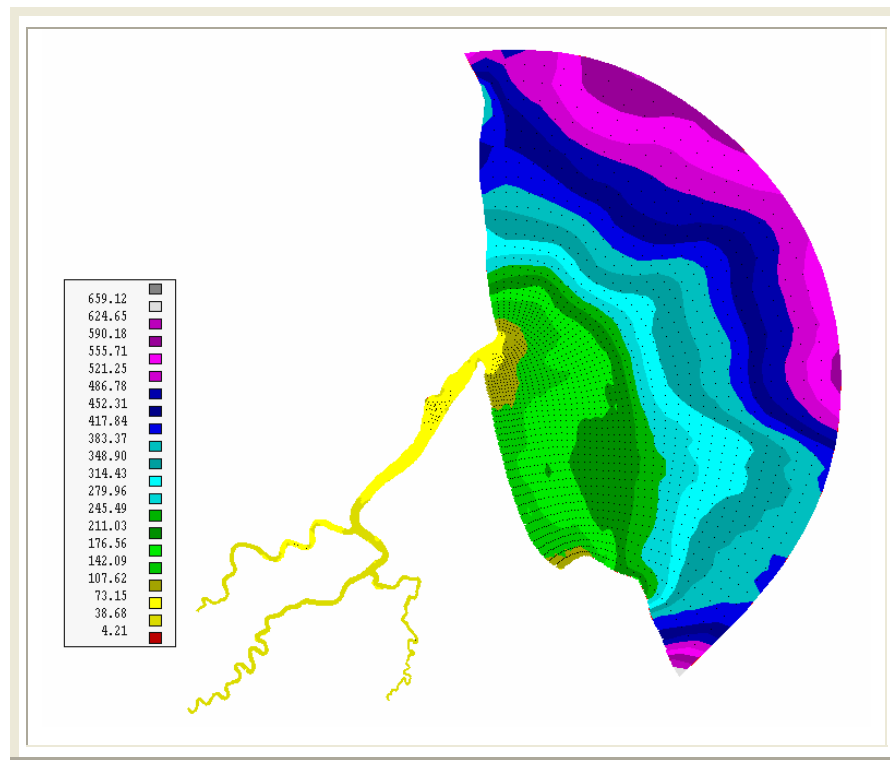


Figura 2.7 – Representação da resolução diagonal espacial da grade (metros).

A seguir são apresentadas as figuras que representam o grau de ortogonalidade da grade (Fig. 2.8) e a topografia de fundo (Fig. 2.9). Os valores máximos de ortogonalidade não superam 0,19, como $\cos(\theta) < 0,18$, as variações se encontram entre os limites de $90,00^\circ$ e $79,63^\circ$, deste modo as curvaturas da grade não estão prejudicando muito os resultados do modelo. As profundidades variam de 0,16 m até 20,0 m; dentro do estuário do rio Curimataú as profundidades máximas não superam 8,0 m, enquanto que na região da plataforma continental adjacente a profundidade máxima é de 20,0 m. As profundidades tornam-se menores conforme avançamos estuário acima, sendo o rio Guaratuba o que contém os trechos mais estreitos e rasos. Pode-se observar também a presença do banco de areia ao lado da desembocadura do estuário.

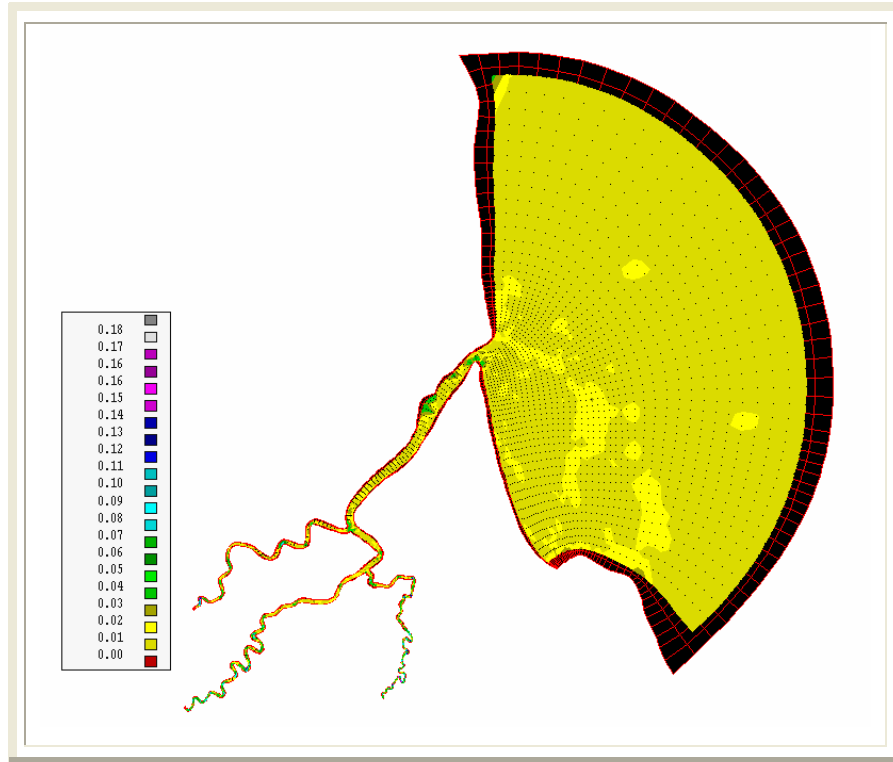


Figura 2.8 – Representação do grau de ortogonalidade do domínio horizontal da grade curvilínea.

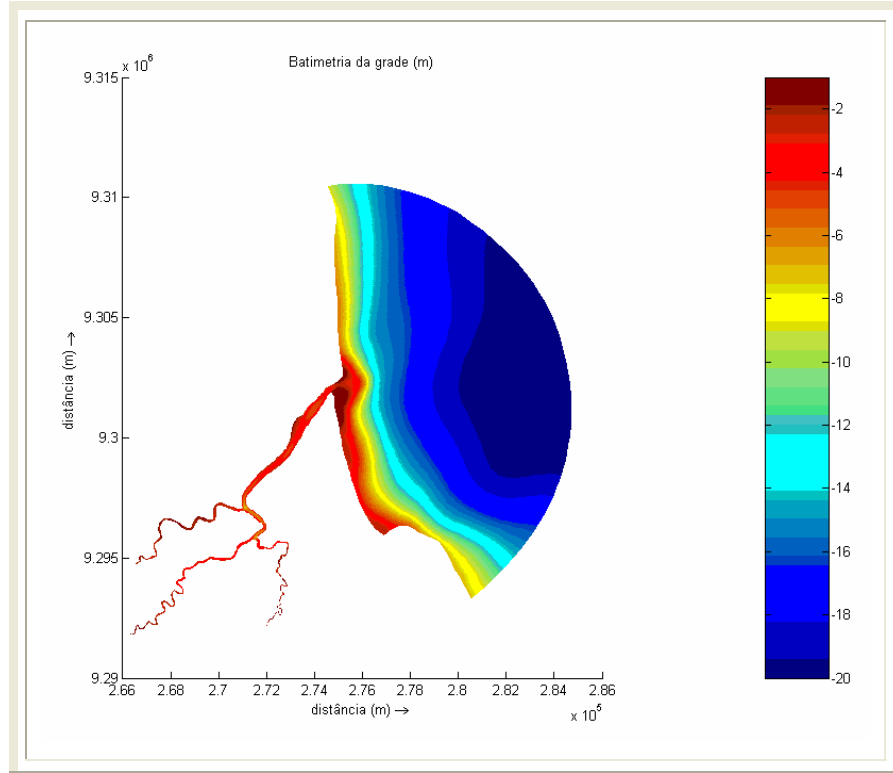


Figura 2.9 – Representação da topografia de fundo (metros).

2.9 – Condições de contorno

Condições de contorno verticais:

- no fundo ($z = -d$) as condições de contorno são dadas por:

- cinemática: $\omega_{z=-d} = 0$ (2.30)

- tensão exercida no fundo: $\bar{\tau}_b = \frac{\rho_0 g \bar{u}_b |\bar{u}_b|}{C_{3D}^2}$ (2.31)

em que $|\bar{u}_b|$ é a magnitude da velocidade horizontal na camada de fundo e C_{3D} o coeficiente de Chézy 3D é determinado da forma

$$C_{3D} \approx C_{2D} + \frac{\sqrt{g}}{k} \ln\left(\frac{\Delta z_b}{2H}\right). \quad (2.32)$$

onde H é a altura da coluna de água, k é a constante adimensional de von Kármán ($k = 0,4$). O primeiro ponto da grade acima do fundo situa-se na fronteira do perfil logarítmico e Δz_b representa a distância deste ponto até o fundo. Neste caso C_{2D} é o coeficiente de Chézy 2D ($m^{1/2} / s$).

O coeficiente de Chézy (C_{2D}) está sendo utilizado para a calibração do C_{3D} assumindo-se o perfil logarítmico:

$$|\bar{U}| = \frac{|\bar{u}_*|}{k} \ln\left(1 + \frac{H}{z_0}\right) \quad (2.33)$$

em que C_{2D} pode ser convertido na altura da rugosidade de fundo z_0 com a relação:

$$z_0 = \frac{H}{e^{\frac{1 + KC_{2D}}{\sqrt{g}} z} - e} \quad (2.34)$$

- na superfície ($z = 0$) a formulação matemática aplicada foi:

- cinemática: $\omega_{z=\zeta} = 0$ (2.35)

- tensão de cisalhamento do vento: $|\vec{\tau}_s| = \rho_{ar} C_d U_{10}^2$ (2.36)

onde ρ_{ar} é a densidade do ar, U_{10} é a velocidade do vento 10 m acima da superfície e C_d como coeficiente de arrasto dependente de U_{10} .

Condições de contorno horizontais: Para as simulações barotrópicas e baroclínicas é aplicada uma solução de contorno radiativa no contorno lateral de modo a permitir a propagação da onda de maré rio acima. No contorno aberto sobre a plataforma (Fig. 2.10) esta sendo aplicada à condição de contorno de Reimann onde:

$$u(t) = U \pm \zeta \sqrt{\frac{g}{d}} \quad (2.37)$$

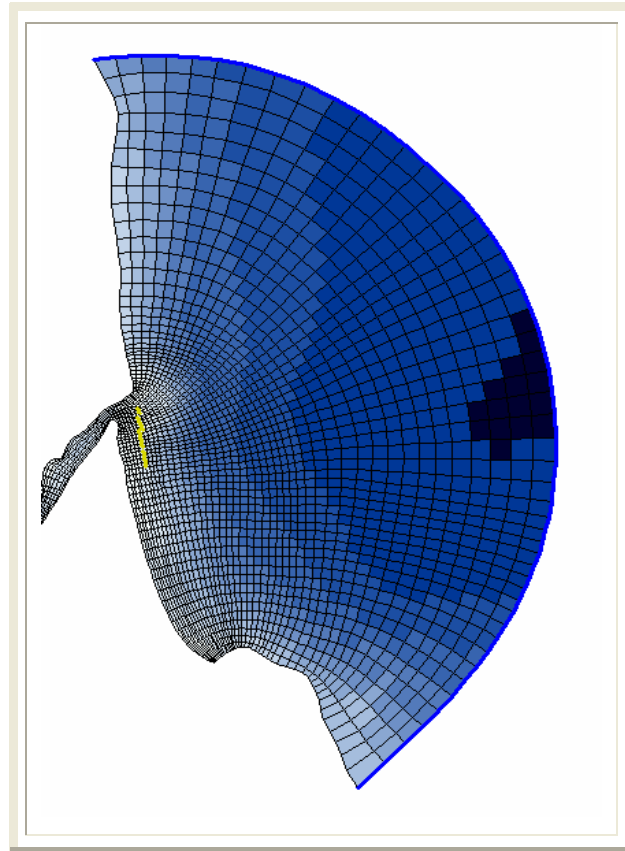


Figura 2.10 – Representação do contorno aberto na plataforma continental adjacente a ser forçado por maré. Os traços em amarelo representam os arrecifes na desembocadura do estuário.

Para os contornos abertos dos rios Cunhaú, Curimataú e Guaratuba (Fig. 2.11) será imposto como condição de contorno um transporte de volume constante no tempo para ambos os regimes de quadratura e sizígia da maré.

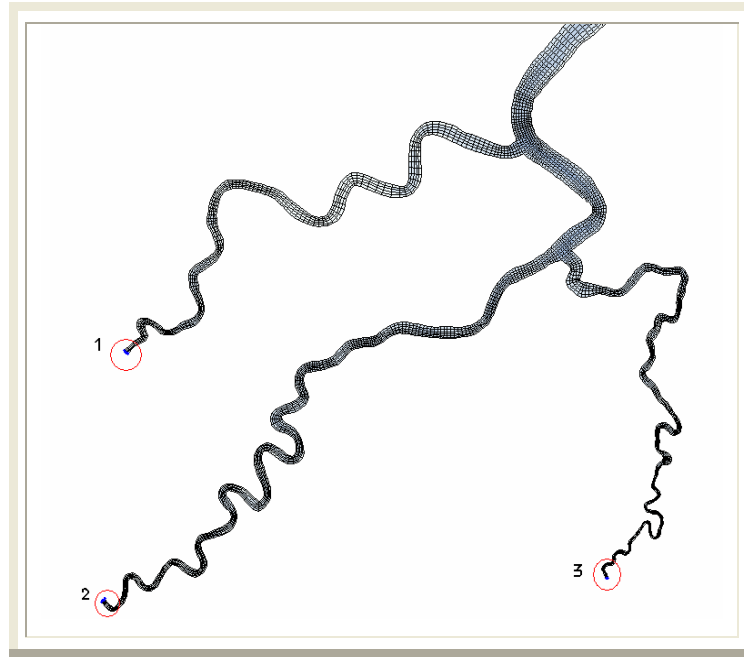


Figura 2.11 – Círculos vermelhos indicando os contornos abetos dos rios Cunhaú (1), Curimataú (2) e Guaratuba (3).

2.10 – Condições iniciais e parâmetros físicos

Distribuição espacial das propriedades hidrográficas no interior do domínio

É importante ressaltar que as condições iniciais apresentadas a seguir foram obtidas através de semanas de simulações a partir de condições iniciais homogêneas ($S=25\text{‰}$ e temperatura de $T=28^{\circ}\text{C}$) para toda grade. Deste modo foi possível pular o período transiente de ajuste do modelo para a estrutura termohalina e de densidade. A temperatura foi assumida inicialmente como um parâmetro constante de 28°C , pois como já mencionado, dados observacionais indicaram uma massa de água quase isotérmica e muito próxima desse valor. As figuras (2.12 e 2.13) representam, respectivamente, estruturas de salinidade e densidade para as condições iniciais na camada superficial do modo baroclínico. Sendo que esta estrutura é bem semelhante às demais camadas por ser um estuário parcialmente misturado (tipos 2a e 2b), de acordo com os resultados de Miranda et al. (2005) e também semelhante à estrutura inicial do modelo de uma camada.

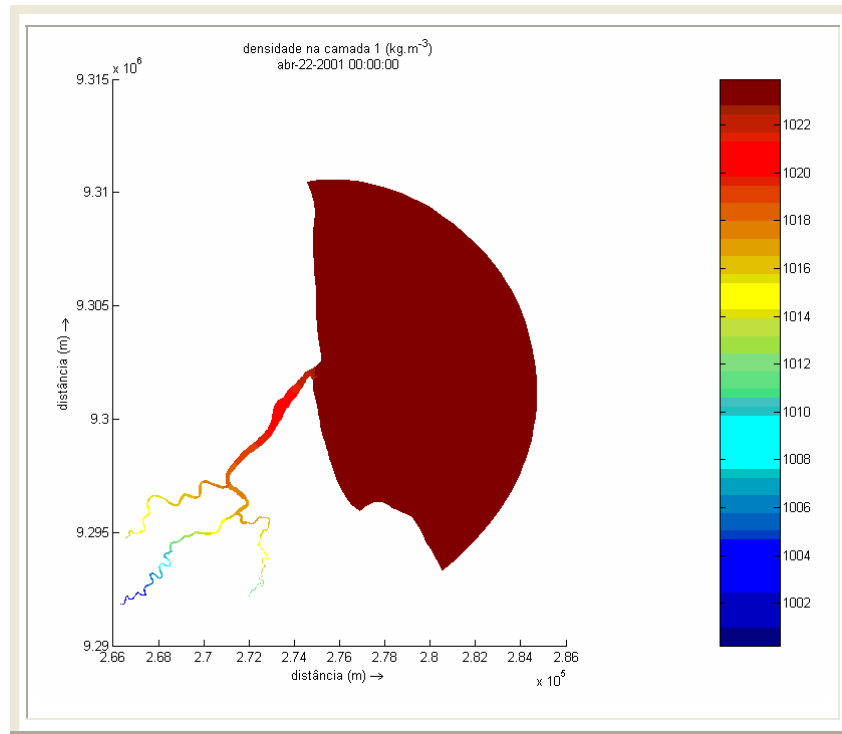


Figura 2.12 – Distribuição de densidade (kg.m^{-3}) como condição inicial.

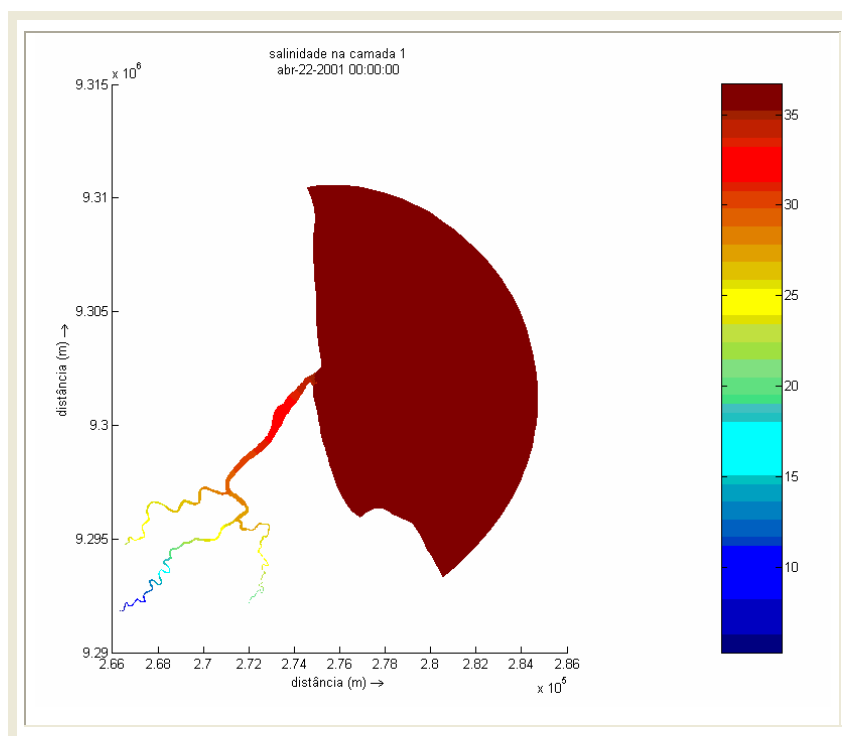


Figura 2.13 – Distribuição da salinidade como condição inicial.

Propriedades hidrográficas nos contornos dos rios

Para forçar os contornos dos rios Cunhaú, Curimataú e Guaratuba foi aplicado um contorno fechado para cada um deles, entretanto, aplicando-se um certo volume de água ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) no decorrer do tempo, com magnitude de velocidade ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), direção (graus) e salinidade. Isto foi aplicado para cada célula do contorno em cada um dos três rios. Os valores inferidos para cada célula dos contornos destes rios tais como o volume e a salinidade, foram obtidos mediante dezenas de simulações. Visando assim alcançar uma estrutura de sal que melhor representa-se à distribuição espacial de salinidade (Fig. 2.14) que foi obtida experimentalmente. Nessa figura observa-se, pela ausência de haloclinas e a intrusão de sal, a maior eficiência da difusão da maré em relação à quadratura. Em adição, buscou-se a melhor aproximação possível através da análise comparativa da variação temporal dos perfis das propriedades hidrográficas durante a maré de sizígia na estação 3. Durante a coleta na maré de quadratura ocorreu uma grande influência de um regime de chuva atípico na região, sendo assim, estes dados não estarão sendo utilizados para validação do modelo.

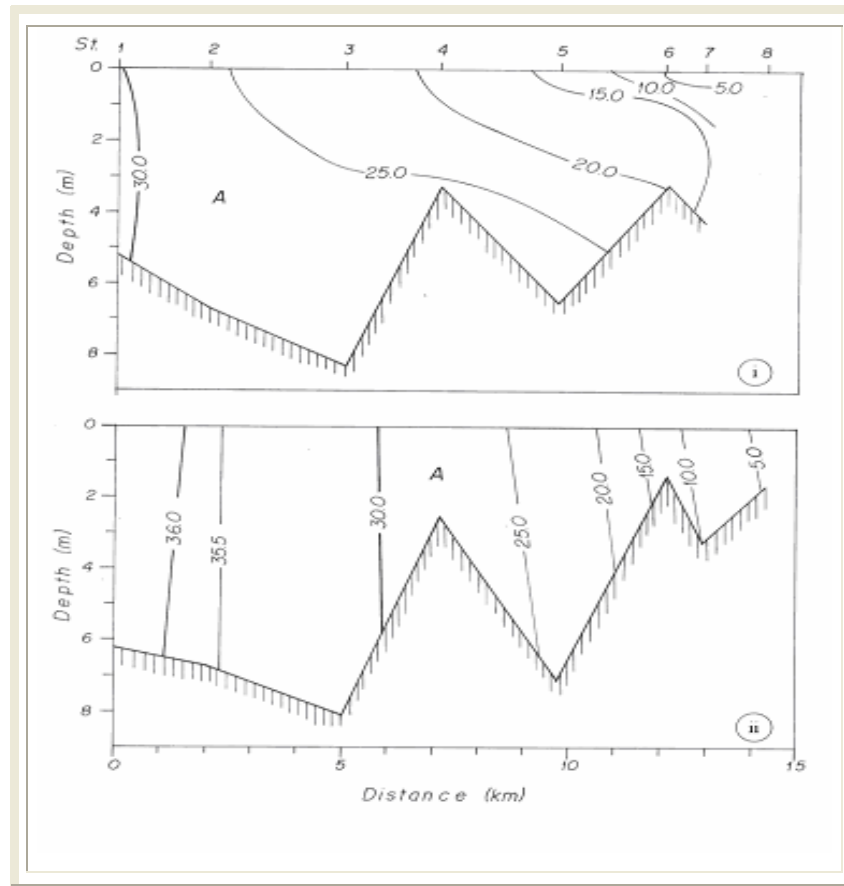


Figura 2.14 – Distribuição longitudinal de salinidade observada durante os regimes de quadratura (i) e sizígia (ii) desde a desembocadura (esq.) até a cabeceira (dir.) do rio Curimataú. (A) delimita o campo de salinidade entre as isohalinas 25 e 30.

A tabela 2.4 apresenta os valores aplicados nas células dos contornos dos três rios os quais foram previamente ajustados para a validação do modelo (Capítulo 3). Para ambos os modos barotrópico e baroclínico mantiveram-se os mesmos valores contidos na tabela.

Tabela 2.4 – Condição de contorno aplicada para os rios Cunhaú, Curimataú e Guaratuba do sistema estuarino.

rio	pts na hor.	pts na vert.	vol. (m^3s^{-1})	vel. (ms^{-1})	ângulo (gr.)	salinidade
Cunhaú	5	5	0,05	0,1	45	10
Curimataú	6	5	0,14	0,15	300	0
Guaratuba	5	5	0,03	0,05	110	8

Obs: Os valores citados na tabela foram aplicados para cada célula da camada superior no contorno do rio em questão, com exceção do modo barotrópico que contém uma camada vertical.

Propriedades hidrográficas no contorno da região costeira

Para forçar o contorno da região costeira adjacente ao estuário foi aplicado um contorno aberto forçado pelos componentes harmônicos de maré. Os componentes de maré aplicados são os seguintes: M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 e O_1 , cujos valores de amplitude (m), frequência (graus/horas) e fases (graus) são apresentados na tabela 2.3. A fase aplicada no modelo foi a local com o fuso horário de três horas. Desse modo o modelo corrige a fase com relação ao meridiano de Greenwich. A salinidade foi assumida como variando linearmente de 36,5 na superfície até 37 no fundo.

Parâmetros físicos

Alguns parâmetros físicos usados no modelo foram:

aceleração da gravidade $g = 9,8130 \text{ m.s}^{-2}$;

densidade da água $\rho_{\text{água}} = 1024,0 \text{ kg.m}^{-3}$;

densidade do ar $\rho_{\text{ar}} = 1,0 \text{ kg.m}^{-3}$;

temperatura da água $T = 28^{\circ} \text{C}$.

A rugosidade no fundo esta sendo calculada pelo método de Chezy já mencionado nas condições de contorno de fundo, sendo que a velocidade de

referência na camada de fundo é $u^* = 0,65 \text{ m.s}^{-1}$. Os valores assumidos para os coeficientes cinemáticos de viscosidade e difusividade horizontais são iguais a $10 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Na aplicação do modelo de cinco camadas utilizam-se, adicionalmente, os correspondentes coeficientes cinemáticos de viscosidade e difusividade verticais que são calculados através do fechamento turbulento.

2.11 – Comparação dos resultados *in situ* e modelado

A qualidade dos resultados teóricos depende dos dados disponíveis para a validação e calibração do modelo. Visando uma apropriada metodologia de comparação de ajuste dos resultados teóricos, foi utilizado o método proposto por Willmott (1981) que se baseia no cálculo da quantidade adimensional ou índice, originalmente denominado *Skill* (Eq. 3.32), cujo método foi discutido em Warner et al. (2005):

$$\text{Skill} = 1 - \frac{\sum |X_{\text{modelo}} - X_{\text{obs}}|^2}{\sum (|X_{\text{modelo}} - \langle X_{\text{obs}} \rangle| + |X_{\text{obs}} - \langle X_{\text{obs}} \rangle|)^2} \quad (2.38)$$

onde X representa a variável sendo comparada com a média temporal $\langle X \rangle$.

Para a validação dos resultados foram feitas modificações na equação (2.32), sendo a forma mais adequada para este trabalho a seguinte:

$$\text{Skill} = 1 - \frac{\sum |X_{\text{modelo}} - X_{\text{obs}}|^2}{\sum (|X_{\text{modelo}} - \overline{\langle X_{\text{obs}} \rangle}| + |X_{\text{obs}} - \overline{\langle X_{\text{obs}} \rangle}|)^2} \quad (2.39)$$

em que a variável X esta sendo comparada a média no espaço e no tempo $\overline{\langle X_{\text{obs}} \rangle}$.

Quando o índice *Skill* tende ao valor 1 (um) ou 0 (zero) verifica-se da equação (2.33) que o modelo representa bem os resultados observacionais ou existe uma completa discordância, respectivamente.