



RELATÓRIO TÉCNICO [REV. 00]

MODELAGEM HIDRODINÂMICA | Bloco
BM-PAMA-17

MODELAGEM HIDRODINÂMICA

Preparado para:
OGX | Habtec

Preparado por:
Maurício da Rocha Fragoso

20 de agosto de 2008

PROOCEANO

AV. RIO BRANCO, 311 / 1224 CENTRO
CEP 20.0040-009 RIO DE JANEIRO RJ
TEL | FAX +55 21 2532-5666
WWW.PROOCEANO.COM.BR

RELATÓRIO TÉCNICO [REV.00]

MODELAGEM HIDRODINÂMICA
Bloco BM-PAMA-17

MODELAGEM HIDRODINÂMICA

Preparado para:
OGX | Habtec

Preparado por:
Maurício da Rocha Fragoso

20 de agosto de 2008

ÍNDICE:

I. INTRODUÇÃO.....	4
I.1. CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS	4
II. MODELO NUMÉRICO UTILIZADO	8
III. DOMÍNIO DO MODELO	12
IV. CONDIÇÕES INICIAIS	13
V. RESULTADOS.....	25
V.1. Comparação com Observações	26
VI. CONCLUSÃO.....	30
VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	30

I. INTRODUÇÃO

Para simular o transporte de qualquer material no oceano é necessário conhecer o comportamento das correntes marinhas da região em questão. Para tal, pode-se recorrer à técnica conhecida como fluidodinâmica computacional, que consiste em reproduzir o comportamento de fluidos em resposta às forçantes atuantes no meio, através da solução numérica das equações que governam os processos envolvidos. Com isso, podem ser obtidos resultados sinóticos e sob diferentes condições de contorno e iniciais, como por exemplo, condições de verão e inverno, de maré de sizígia e quadratura etc.

A capacidade de simular diferentes condições, aliada à obtenção de resultados sinóticos em quatro dimensões (as três do espaço e o tempo), faz da fluidodinâmica computacional uma opção interessante, e em determinados casos, como em regiões com pouca ou nenhuma medição, a única para obter os resultados necessários à modelagem de transporte de materiais no oceano. É imprescindível, no entanto, a realização de comparações dos resultados obtidos pelo modelo hidrodinâmico com dados observados na região, para se ter uma medida da representatividade do modelo em relação ao observado.

Esse relatório apresenta a descrição da simulação hidrodinâmica e seus resultados, utilizados nas modelagens de transporte de óleo para o Bloco BM-PAMA-17.

I.1. CARACTERÍSTICAS OCEANOGRÁFICAS

A região onde está localizado o Bloco BM-PAMA-17 sofre a influência direta da Corrente Norte do Brasil (CNB). A CNB é formada a partir da bifurcação do ramo sul da Corrente Sul-Equatorial (CSE), que flui para oeste em direção ao cabo de São Roque (ponto mais a leste da América do Sul), dividindo-se em duas partes: a Corrente Norte do Brasil (CNB) e a Corrente do Brasil (CB) (STRAMMA, 1991), como pode ser observado na Figura 1.

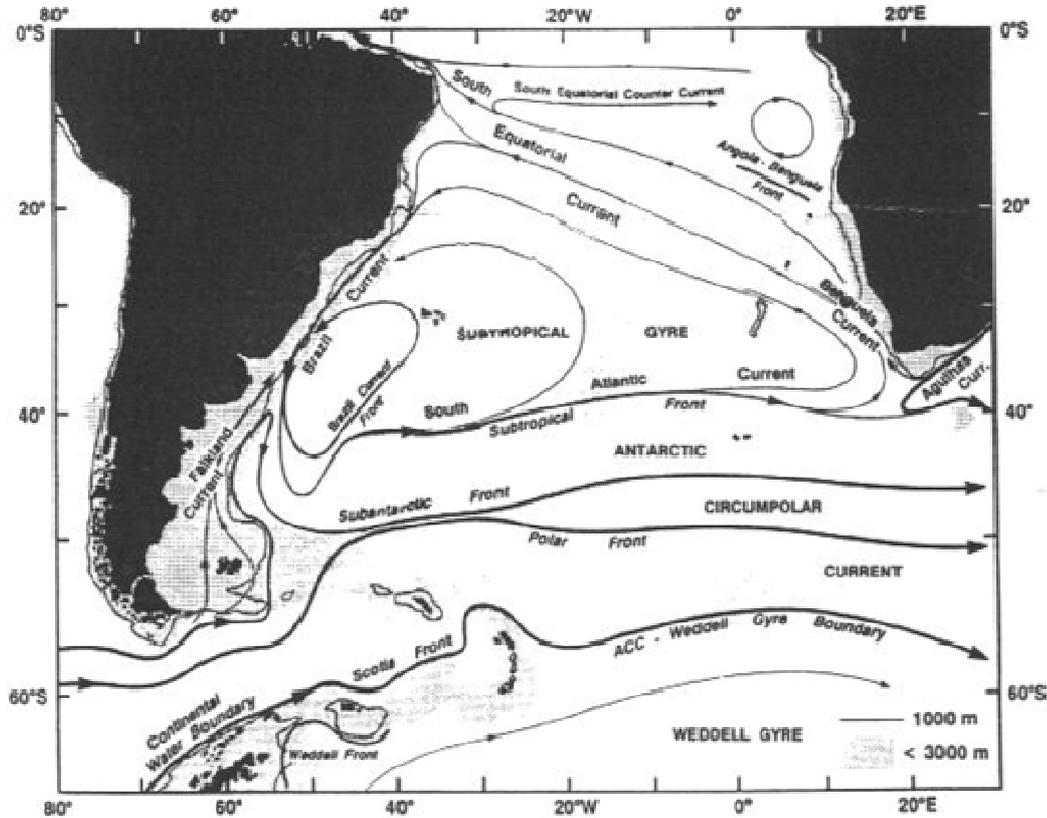


Figura 1: Ilustração Esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul.
Fonte: STRAMMA, 1991

Segundo Molinari (1982), *apud* Castro e Miranda (1998), três braços da Corrente Sul Equatorial (CSE) aproximam-se da costa da América do Sul entre 7°S e 17°S: sul (CSES), central (CSEC) e norte (CSEN). A Corrente Norte do Brasil (CNB) é formada logo ao sul de 10° 30'S, onde os braços central e sul da CSE convergem (SILVEIRA *et al*, 1994 *apud* CASTRO e MIRANDA, 1998).

A partir daí, a CNB flui para norte até encontrar o braço norte da CSE, virando para noroeste e transportando cerca de 37Sv (1Sv=106 m³/s). A velocidade da CNB tende a aumentar, à medida que flui para noroeste ao longo da quebra da plataforma, alcançando valores superiores à 1m/s ao norte do Equador (RICHARDSON e WALSH, 1986 *apud* CASTRO e MIRANDA, 1998; JOHNS *et al.*, 1990 *apud* CASTRO e MIRANDA, 1998).

Para uma melhor caracterização da dinâmica das correntes na região do bloco BM-PAMA-17 e adjacências, foram analisados os dados obtidos do programa WOCE (World Ocean Circulation Experiment), dos fundeios K327, K339, K340, K359 e K360. Esses dados foram obtidos em campanhas de aproximadamente um ano, nas proximidades da região de interesse, como pode ser observado na Figura 2.

Para as análises dos dados, foram elaborados histogramas de velocidade e direção de correntes para as profundidades amostradas em cada fundeio. Como os fundeios K327 e

K339 estão localizados na mesma posição geográfica, porém em períodos diferentes, seus dados foram analisados em conjunto.

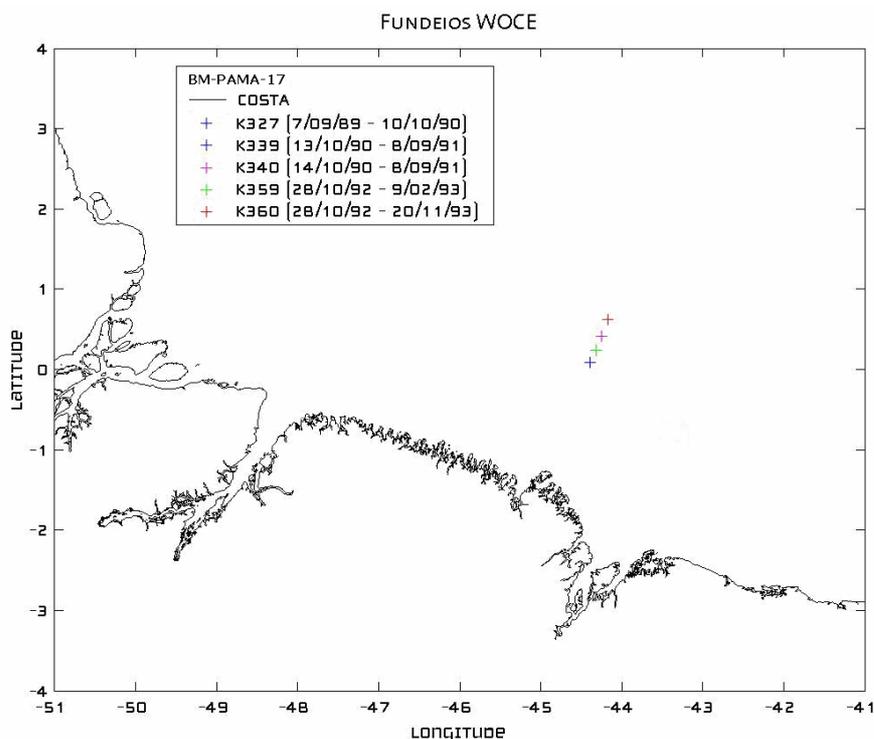


Figura 2: Localização e período de amostragem dos fundeios do WOCE utilizados.

Os resultados obtidos pelos fundeios do WOCE mostram que, entre 50 e 150 m, a corrente apresenta direção NW em quase todo o período e velocidades em torno de 100 cm/s (1 m/s). A partir dessa profundidade, a corrente torna-se mais fraca e a direção mais variável. A partir do nível de 850 m, a corrente passa a apresentar um fluxo bi-direcional, variando ora para NW, ora para SE. Nas profundidades maiores do que 1.500 m, a corrente volta a ser unidirecional, sendo o fluxo principal de quadrante S, com velocidades em torno de 50 cm/s (0,5 m/s), a 1.500 m, diminuindo até menos de 5 cm/s (0,05 m/s) em 3.000 m. A Figura 3 apresenta uma síntese do comportamento das correntes na região estudada.

REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO COMPORTAMENTO DAS CORRENTES NA REGIÃO DO BLOCO BM-PAMA-17

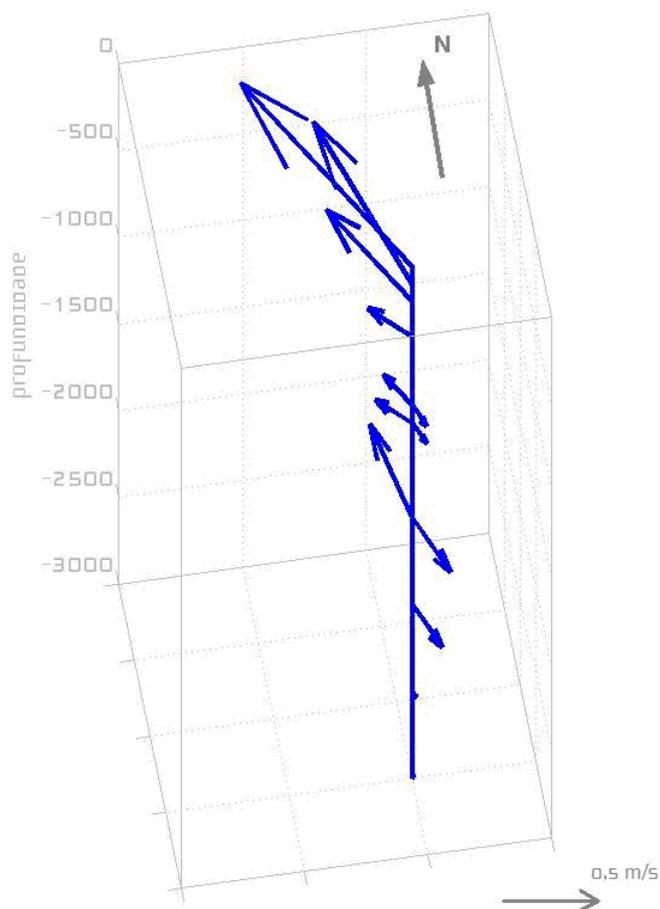


Figura 3: Ilustração do comportamento das correntes dos fundos do WOCE.

Para a caracterização dos níveis superficiais foram utilizados dados de bóias de deriva, obtidos do The Global Drifter Center, do Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory (AOML), do National Oceanic and Atmospheric Research (NOAA), com resolução espacial de 1° (LUMPKIN e GARZOLI, 2003). Os dados mostram o comportamento de retroflexão da CNB ao longo de todo o ano, como também observado por FRANTATONI e GLICKSON (2002). Estes mesmos autores indicaram também que os vórtices presentes oscilam sua posição e intensidade ao longo do ano.

De acordo com os dados analisados, a CNB tem seu fluxo intensificado nos meses de maio a agosto. Nesse período a retroflexão é menos intensa, ocorrendo em latitudes mais

ao sul, entre 6° e 4° S. Nos meses de setembro a dezembro a retroflexão intensifica-se, ocorrendo em latitudes mais a norte, entre 7° e 8° S.

Outro fator a ser destacado é a presença de vórtices anti-ciclônicos na região. Esses vórtices, segundo FRANTATONI e GLICKSON (2002), possuem vida média de aproximadamente 04 meses, deslocando-se ao longo da bacia norte brasileira.

Na região específica do bloco BM-PAMA-17, a variação da intensidade de corrente acompanha a variação da CNB, sendo mais intensa entre maio a agosto, com valores de velocidade entre 60 e 80 cm/s (0,6 e 0,8 m/s) e direção predominante para NW, ocorrendo algumas oscilações para WNW.

Nos meses entre setembro a abril, a corrente é mais fraca, apresentando valores entre 40 e 60 cm/s (0,4 e 0,6 m/s) e direção predominante de NW.

II. MODELO NUMÉRICO UTILIZADO

Para as simulações hidrodinâmicas da região do Bloco BM-PAMA-17 foi utilizado o modelo conhecido como Princeton Ocean Model - POM (Blumberg & Mellor, 1987). O POM é um modelo numérico hidrodinâmico não-linear, de equações primitivas, com superfície livre, tridimensional, de diferenças finitas, projetado para simular correntes costeiras e oceânicas. O tratamento dos efeitos turbulentos é realizado com o modelo de fechamento turbulento de segunda ordem, nível 2.5 de Mellor & Yamada (1982), o que permite uma representação mais realística da camadas de Ekman de superfície e de fundo (Blumberg & Mellor, 1987). Como este modelo foi projetado para incluir os efeitos decorrentes de profundidades irregulares, o sistema de coordenadas cartesianas é modificado com a introdução do conceito da coordenada generalizada sigma, no qual a coordenada vertical z , orientada no sentido contrário à aceleração da gravidade, é substituída pela coordenada sigma (σ), que tem como referência, ao mesmo tempo, o fundo e a superfície livre do mar. Os modelo de coordenada sigma, ou "seguidores-de-terreno" são especialmente adequados em regiões com topografia de fundo variável e nas quais os processos de interação com a camada-limite de fundo são importantes. A principal atração de tais modelos reside na representação suave da topografia e em sua habilidade em simular as interações entre o fluxo e a batimetria (Ezer et al., 2002). A transformação de z para sigma é realizada conforme indicado a seguir:

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \quad \text{II.1}$$

onde η é a elevação da superfície livre e H é a profundidade local. Assim, σ varia de 0, na superfície, a -1, no fundo. Desta maneira, o modelo consegue representar bem os efeitos do relevo de fundo e do contorno de costa sobre a circulação (Figura 4), o que é importante quando se está modelando regiões onde ocorra variações topográficas significativas.

onde η é a elevação da superfície livre e H é a profundidade local. Assim, σ varia de 0, na superfície, a -1, no fundo. Desta maneira, o modelo consegue representar bem os

efeitos do relevo de fundo e do contorno de costa sobre a circulação (Figura 4), o que é importante quando se está modelando regiões onde ocorra variações topográficas significativas.

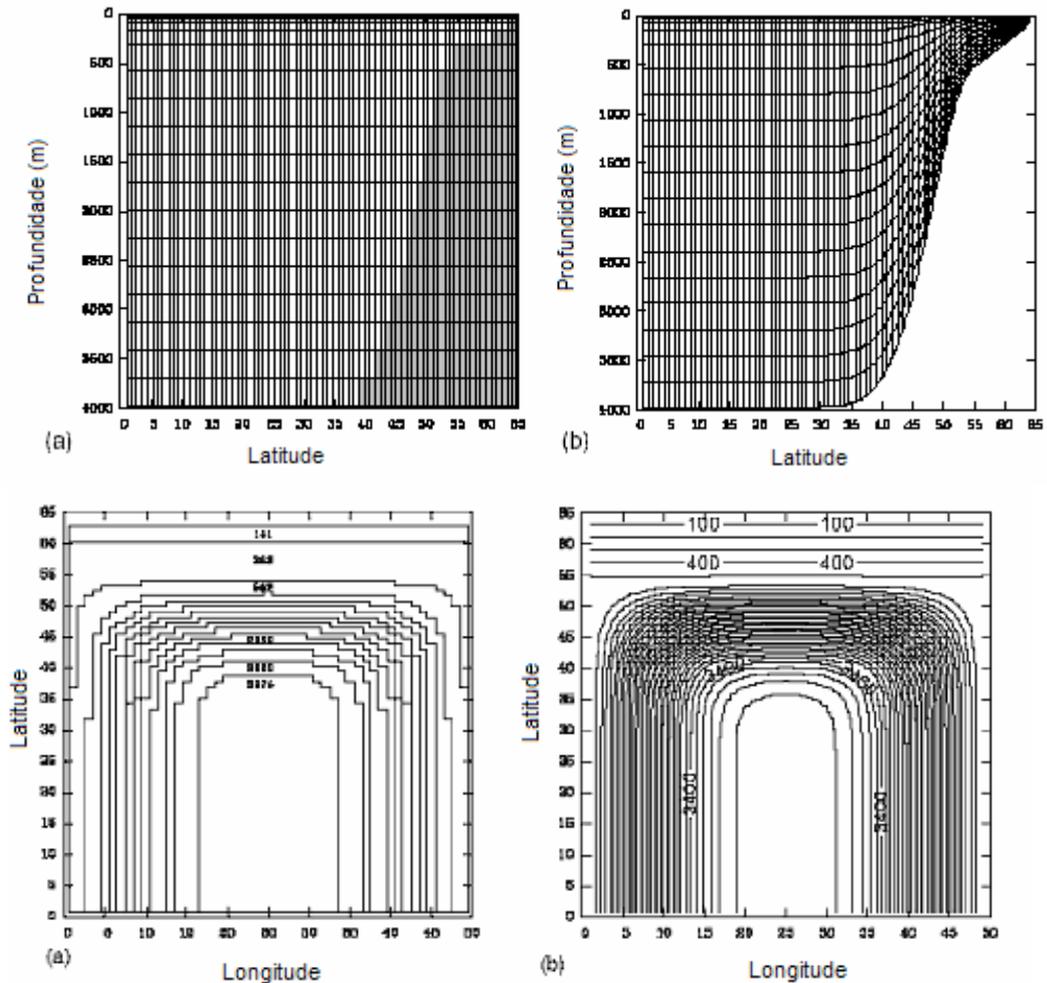


Figura 4: Representação da topografia de fundo em perfil (painel superior) e em planta (painel inferior) em grades com coordenada vertical cartesiana Z (a) e coordenada vertical sigma (b). Fonte: Ezer & Mellor, (2004).

O POM é portanto, um modelo adequado para simular as correntes em baías, estuários, regiões costeiras, Plataforma Continental e bacias oceânicas como pode ser visto nos artigos que tratam das simulações em regiões de oceano profundo (Ezer & Mellor, 1994; Gan *et al.*, 1998; Ezer, 2001).

O conjunto de equações governantes do POM é formado pelas equações primitivas do movimento, fazendo uso das aproximações de Boussinesq, plano β e hidrostática. Referenciando-se a um sistema de coordenadas cartesianas ortogonais com valores positivos de x no sentido leste e de y no sentido norte e realizando a transformação para

coordenada sigma, tem-se o conjunto de equações básicas utilizadas pelo POM (Mellor, 2004).

Equação da continuidade:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad \text{II.2}$$

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção zonal:

$$\frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD^2}{\rho_o} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x \quad \text{II.3}$$

Equação da conservação da quantidade de movimento na direção meridional:

$$\frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD^2}{\rho_o} \int_{\sigma}^{\sigma'} \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y \quad \text{II.4}$$

Equação da conservação de calor:

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta UD}{\partial x} + \frac{\partial \theta VD}{\partial y} + \frac{\partial \theta \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} \right] + F_{\theta} - \frac{\partial R}{\partial z} \quad \text{II.5}$$

Equação da conservação de sal:

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_s \quad \text{II.6}$$

Equação de estado da água do mar:

$$\rho = \rho(S, \theta, P) \quad \text{II.7}$$

Nestas equações $D = H + \eta$, U e V são os componentes zonal e meridional da velocidade, respectivamente, f é o parâmetro de Coriolis, g é a aceleração da gravidade, ρ é a densidade, ρ_o é a densidade de referência, ρ' é a anomalia de densidade, θ é a temperatura potencial, S é a salinidade, KM é o coeficiente de viscosidade cinemática vertical, KH é o coeficiente de difusão de calor vertical, $\partial R / \partial z$ é o termo de fluxo de calor radiativo e ω é a velocidade vertical transformada, correspondente à componente de velocidade normal às superfícies sigma. Essa transformação se dá segundo:

$$W = \omega + U \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad \text{II.8}$$

Os termos F_x , F_y , F_θ e F_S (atrito turbulento) são os chamados termos sub-grade, ou seja, com resolução menor do que a grade, sendo então necessárias parametrizações para resolvê-los (Calado, 2000), representadas nas equações **II.9** a **II.10**.

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left(2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad \text{II.9}$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left(2A_M \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad \text{II.10}$$

$$F_{S,\theta} = \frac{\partial}{\partial x} \left[A_H \frac{\partial(S,\theta)}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_H \frac{\partial(S,\theta)}{\partial y} \right] \quad \text{II.11}$$

O termo A_M é resolvido utilizando a solução de Smagorinsky:

$$A_M = C \Delta x \Delta y \left[\left(\frac{\partial U}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad \text{II.12}$$

Onde C é a constante de Smagorinsky e A_H é o coeficiente de difusão de calor horizontal.

Esse conjunto de equações é resolvido utilizando-se uma diferenciação centrada no tempo e no espaço, também conhecida como Leap-frog, que é capaz de resolver apropriadamente os processos altamente dependentes do tempo e não-lineares (Blumberg & Mellor, 1987). O POM faz uso da técnica de separação de modos (mode splitting), na qual as equações do movimento são separadas em modo externo (ou barotrópico) e modo interno (ou baroclínico), permitindo que sejam utilizados intervalos de tempo (t) diferentes na integração do modelo. O intervalo de tempo para o modo interno pode ser bem maior do que a do modo externo, já que a velocidade da onda interna é bem menor do que a externa.

Assim, essa técnica propicia uma economia significativa de tempo de processamento ao mesmo tempo que não compromete a estabilidade do modelo, satisfazendo a condição de Courant-Friedrichs-Levy (CFL).

O sistema de coordenadas horizontal utiliza coordenadas ortogonais curvilíneas, que permite resolução variável de grade e o esquema de diferenciação aplicado é o conhecido como grade C de Arakawa. A linguagem de programação utilizada na versão oficial do modelo é Fortran77.

O grupo de usuários registrados do POM é constituído por mais de dois mil pesquisadores de dezenas de países, que já publicaram quase 700 artigos com aplicações do modelo para estudos da circulação em estuários, regiões costeiras, e oceano aberto, enfocando fenômenos de pequena escala até grande escala e com escalas temporais da ordem de horas até escalas sazonais.

III. DOMÍNIO DO MODELO

O domínio do modelo (Figura 5) foi escolhido de maneira a poder representar a maior parte da CNB e também para que os contornos abertos da grade pudessem ficar longe o suficiente da área de maior interesse (a menor distância entre o contorno, leste nesse caso, e o bloco é de mais de 100 km). A resolução espacial escolhida para o POM foi de 4 minutos de arco (aproximadamente 7,4 km), pois tal resolução é refinada o suficiente para capturar os fenômenos oceanográficos de mesoescala, responsáveis por mais de 99% da energia cinética dos oceanos (Munk, 2002)

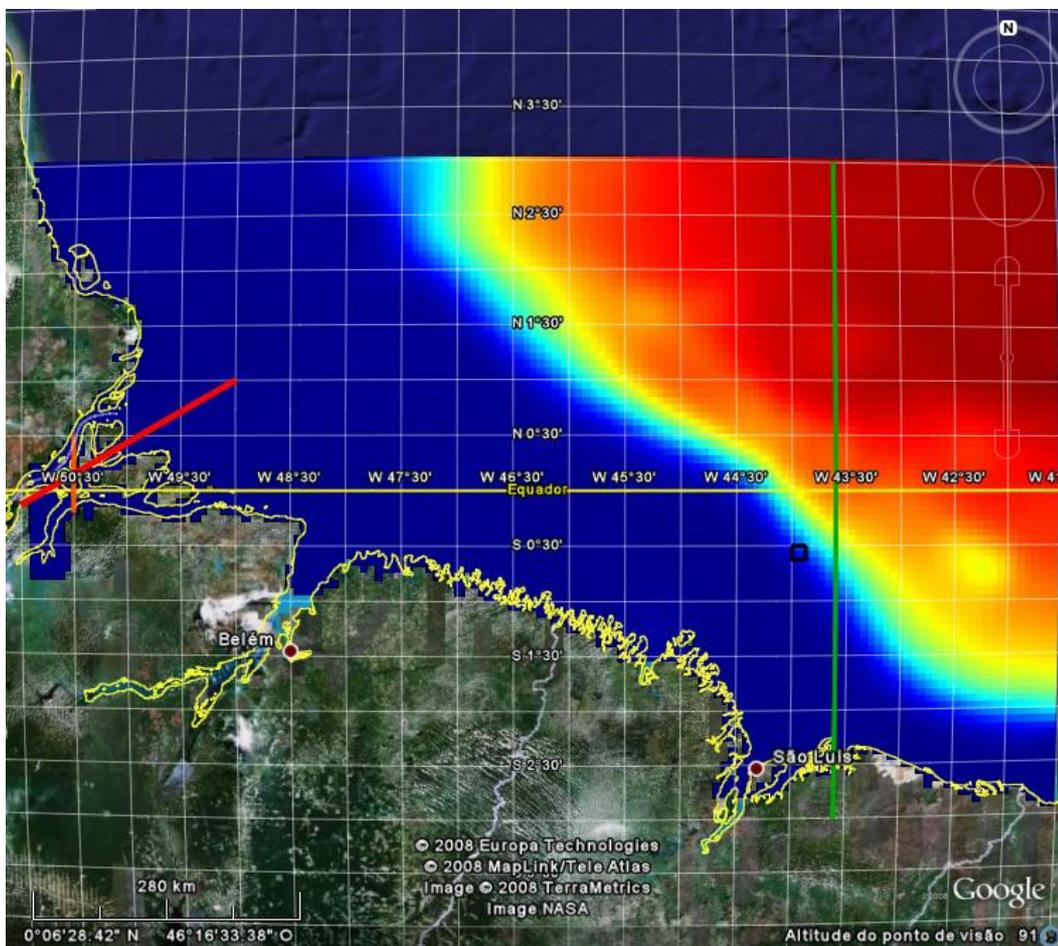


Figura 5: Domínio do modelo hidrodinâmico. O Bloco BM-PAMA-17 está representado pelo polígono de linha preta. O Perfil 1 está em vermelho, o Perfil 2 em laranja e o Perfil 3 em verde.

IV. CONDIÇÕES INICIAIS

A situação ideal para se inicializar um modelo seria obter-se dados de temperatura e salinidade em cada ponto de grade (nas três dimensões), observados simultaneamente, o que é inviável. Desta forma, deve-se procurar uma alternativa, como a obtenção de informações de bancos de dados que contenham o máximo de observações simultâneas com a resolução mais próxima à grade do modelo em questão. Isso nos traz à escolha dos dados de condição inicial do modelo do BM-PAMA-17. Existem alguns bancos de dados que contêm informações de temperatura e salinidade em todo o globo e muitos com informações sazonais ou mensais. Os dados disponíveis são resultantes da aplicação de técnicas de Análise Objetiva aos dados obtidos de variadas fontes como navios, bóias, satélites e fundeios. Com isso, obtêm-se matrizes de dados globais em várias profundidades e tempos. Dentre esses bancos de dados, podemos citar o Levitus do Centro Nacional de Dados Oceanográficos dos Estados Unidos (National Oceanographic Data

Center - NODC) como exemplo. Os dados de temperatura e salinidade são disponibilizados sem custo ao público através da Internet em matrizes cuja mínima resolução espacial é de $1^\circ \times 1^\circ$ (cerca de 110×110 km).

Para o caso do BM-PAMA-17, optou-se pela utilização dos dados gerados pelo modelo de circulação oceânica global OCCAM (Ocean Climate Circulation Advanced Model) para representar o estado inicial. Tais dados são parte dos resultados de um experimento de simulação climática das correntes globais que cobre os anos entre 1985 e 2003 (19 anos) realizado pelo Centro Inglês de Oceanografia em Southampton.

O OCCAM é um modelo formulado matematicamente pelas equações primitivas completas, escritas em coordenadas esféricas, que utilizam as aproximações hidrostática e de Boussinesq e que simula as correntes em todo o globo. Os dados do OCCAM mostraram-se como uma alternativa mais atraente, pois o modelo utiliza os campos Levitus para sua inicialização, realizando também assimilação de dados ao longo da rodada e, além disso, está em balanço com as correntes que servirão de condição de contorno para o POM.

O fator primordial que levou à escolha dos dados do OCCAM é a alta resolução espacial (cerca de 25 km), que permite a representação dos fenômenos de meso-escala, importantes na circulação local.

Desta forma, a inicialização do modelo foi realizada com o campo médio dos períodos de janeiro a dezembro interpolados para a resolução espacial (vertical e horizontal) do POM, o que é considerado um aninhamento de modelos. Nesse caso, se está aninhando o modelo regional para a região do BM-PAMA-17 (POM) em um modelo global (OCCAM).

Os gráficos da Figura 6 a Figura 13 mostram os dados utilizados para as condições iniciais.

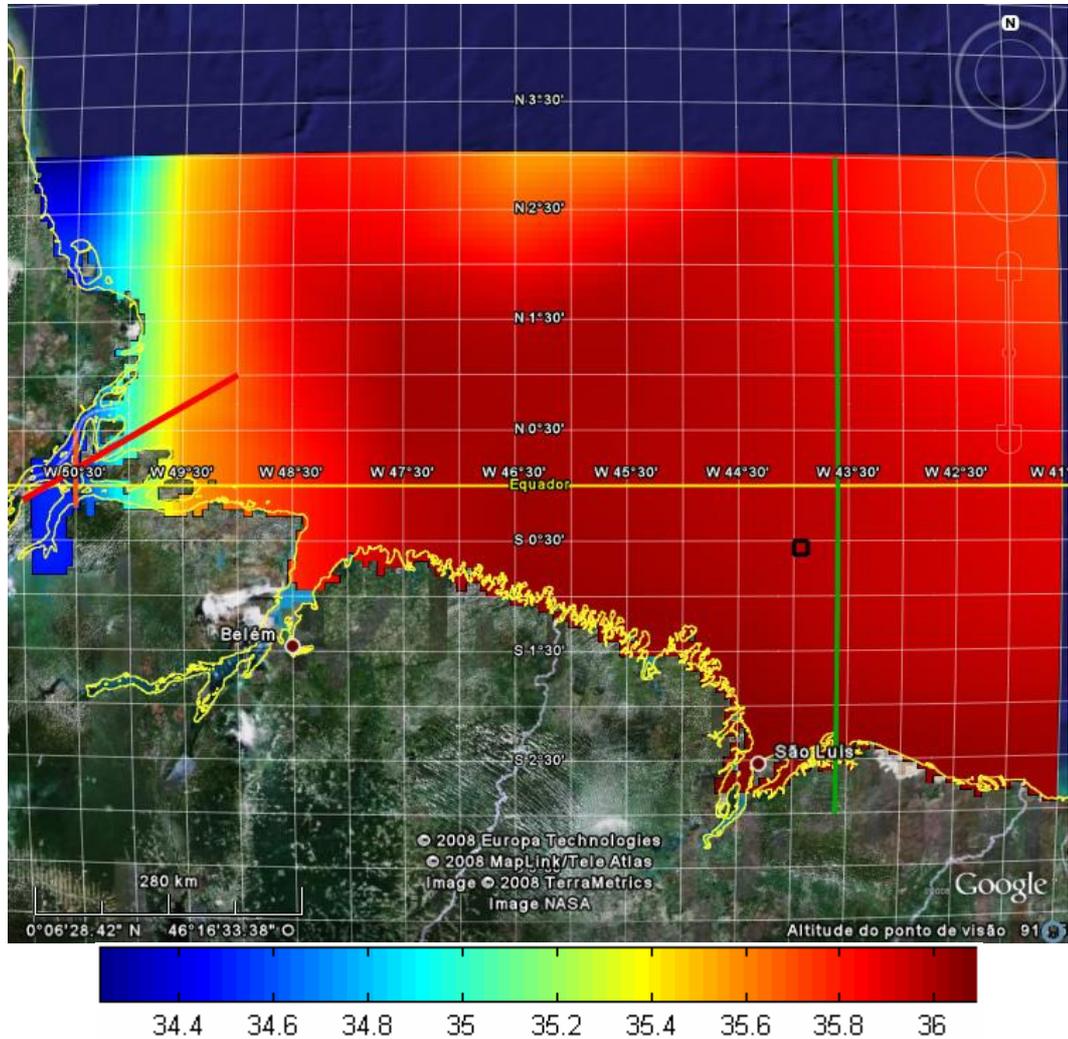


Figura 6: Condição Inicial de salinidade em superfície em todo domínio da grade.

Nota-se a menor salinidade decorrente da influência do Rio Amazonas e a maior salinidade referente ao núcleo da CNB.

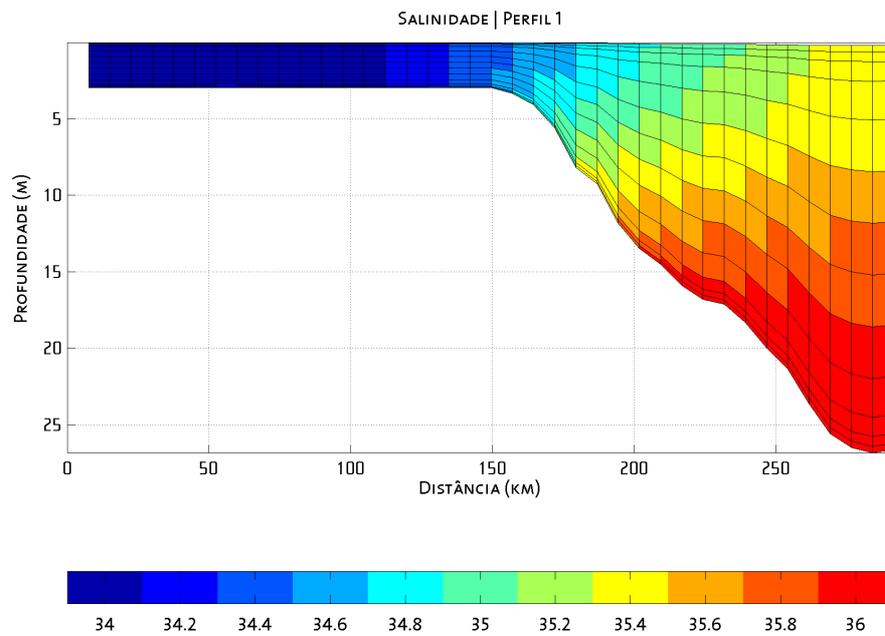


Figura 7: Condição Inicial de salinidade no perfil longitudinal à foz do Rio Amazonas (Perfil 1).

Observa-se através desse perfil que a salinidade aumenta progressivamente desde a foz até a região mais ao largo, com influência de cerca de 150 km.

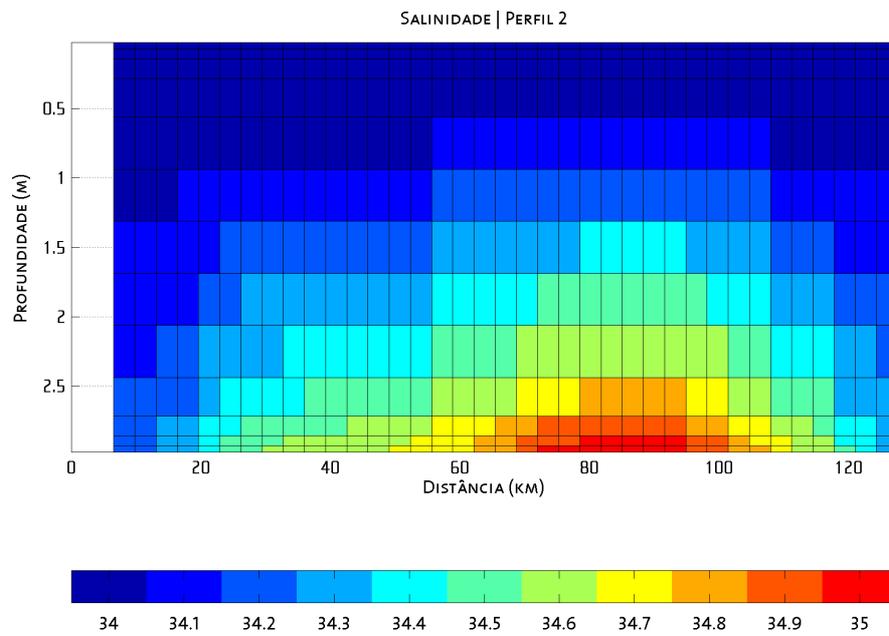


Figura 8: Condição Inicial de salinidade no perfil transversal à foz do Rio Amazonas (Perfil 2).

Neste perfil pode-se observar a cunha salina na foz do Rio Amazonas, com maiores valores no fundo e menores na superfície.

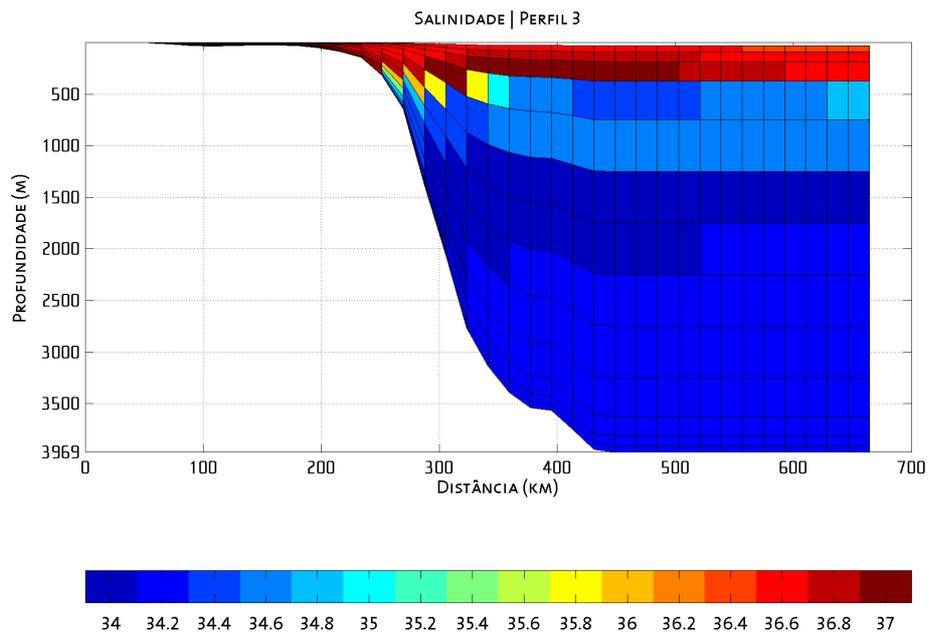


Figura 9: Condição Inicial de salinidade no perfil transversal à Plataforma Continental (Perfil 3).

No perfil da região da Plataforma Continental pode-se notar a maior salinidade das águas superficiais e o mínimo de salinidade entre 700 e 1500 metros caracterizando a Água Intermediária Antártica que flui nessa região.

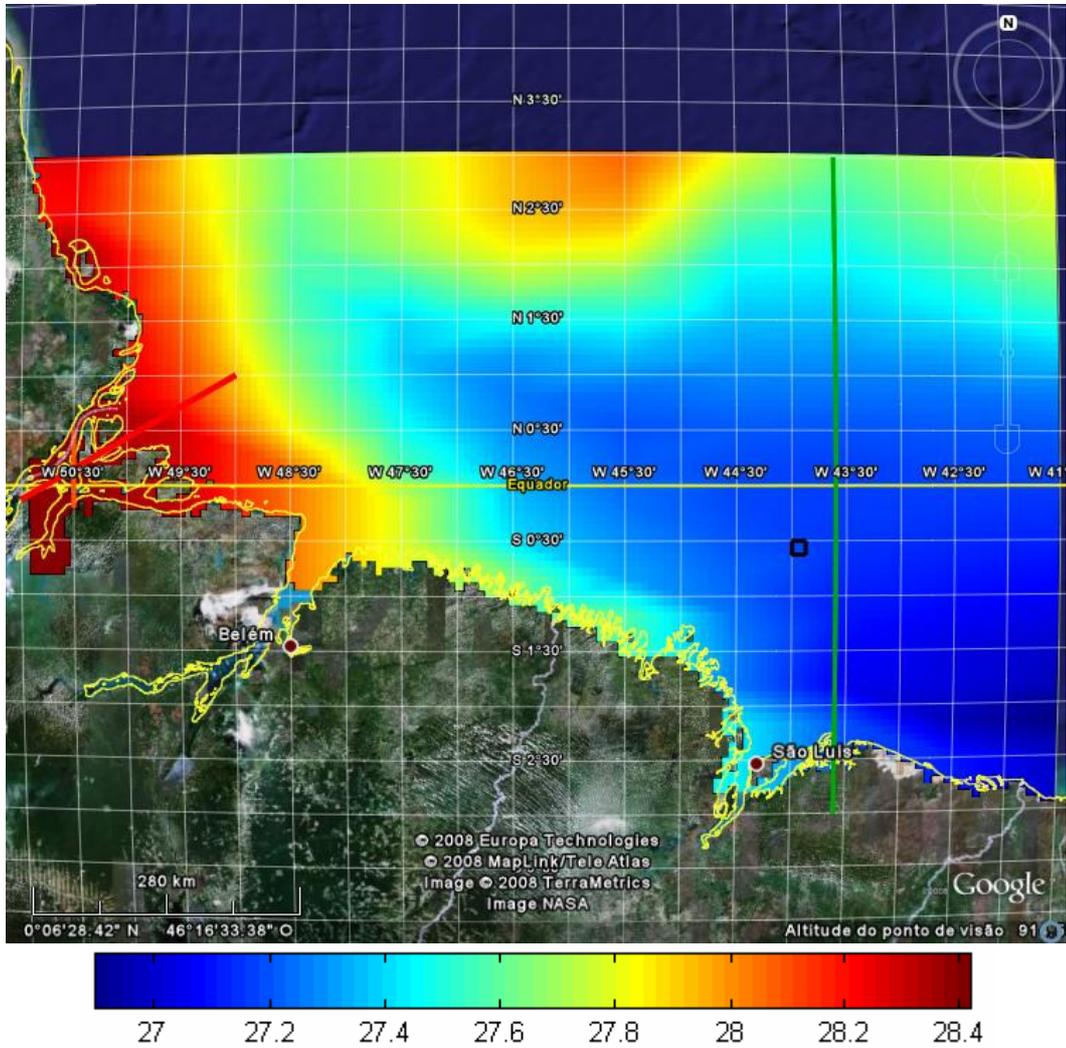


Figura 10: Condição Inicial de temperatura ($^{\circ}$ C) em superfície em todo domínio da grade.

Nota-se a maior temperatura decorrente da influência do Rio Amazonas, na extremidade oeste da grade.

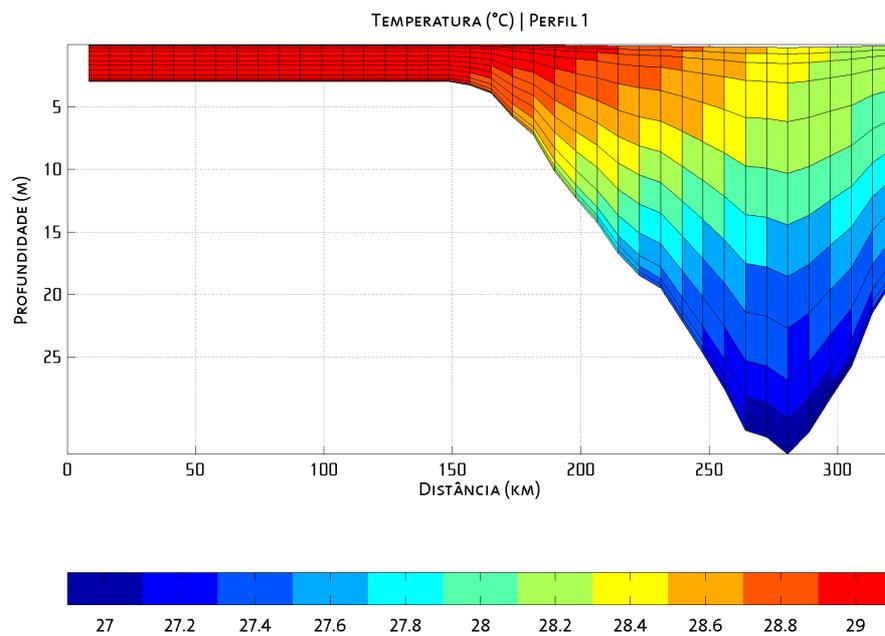


Figura 11: Condição Inicial de temperatura (° C) no perfil longitudinal à foz do Rio Amazonas (Perfil 1).

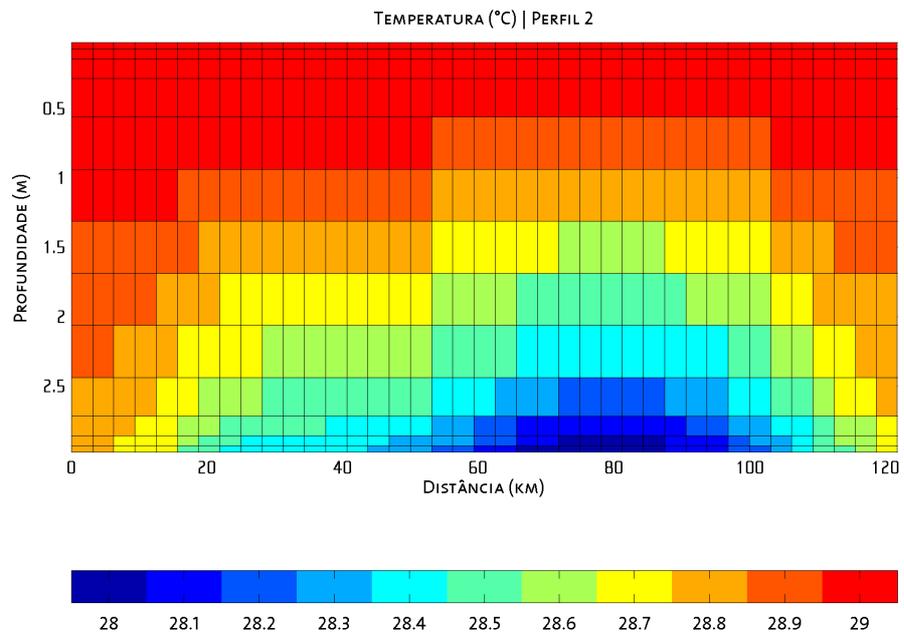


Figura 12: Condição Inicial de temperatura (° C) no perfil transversal à foz do Rio Amazonas (Perfil 2).

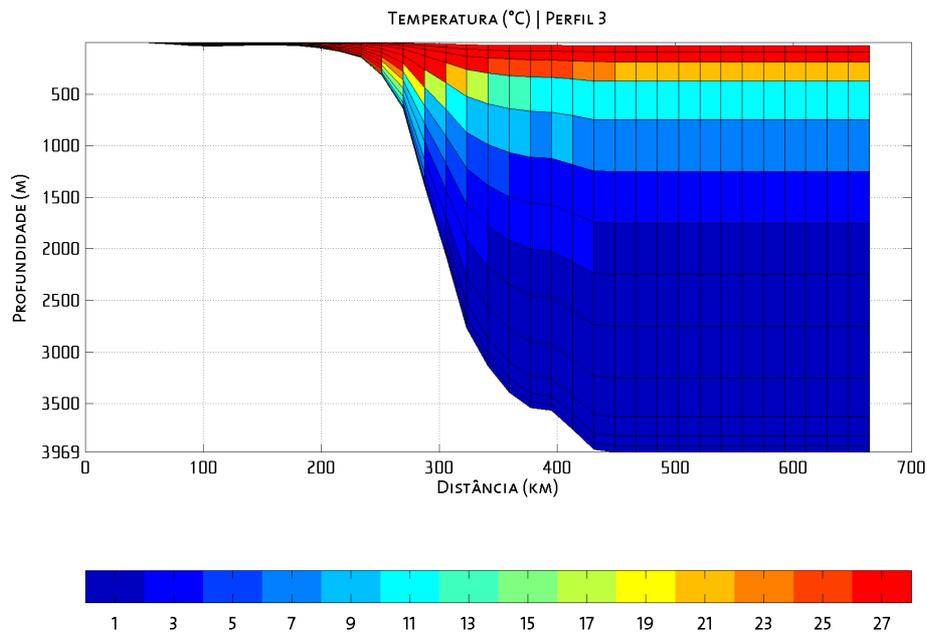


Figura 13: Condição Inicial de temperatura (° C) no perfil transversal à Plataforma Continental (Perfil 3).

A condição de contorno de fundo foi obtida da base de dados ETOPO2 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html>), que possui dados de batimetria e topografia globais com resolução de 2 minutos de arco (cerca de 3,6 km) e interpolada para a grade do modelo (Figura 14).

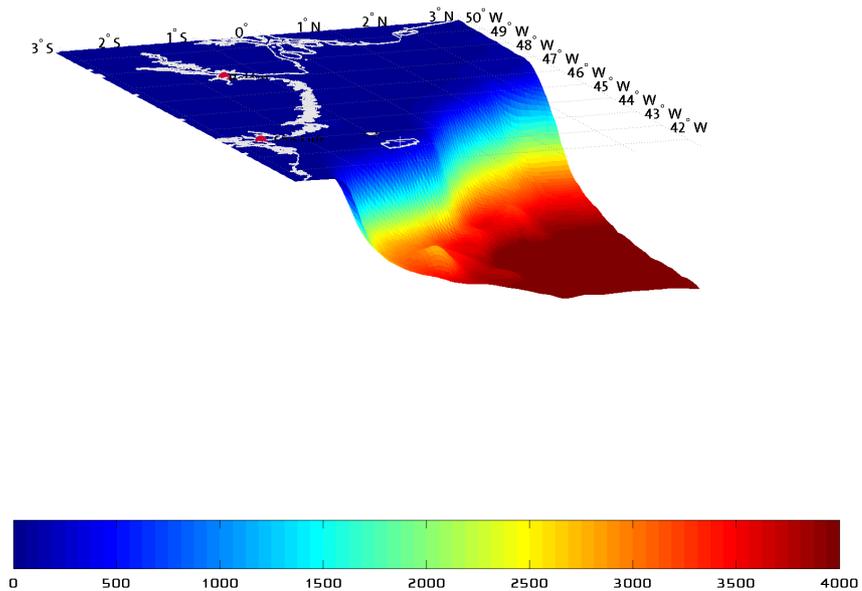


Figura 14: Condição de contorno de fundo (batimetria) do modelo hidrodinâmico. Profundidade em metros.

Para as condições de contorno laterais, foram utilizados os dados de corrente provenientes do OCCAM (descritos no item anterior). Os dados de correntes foram tratados da mesma maneira que os de temperatura e salinidade, mas como se trata de uma condição de contorno, foi utilizada apenas a face leste dos dados (Figura 15).

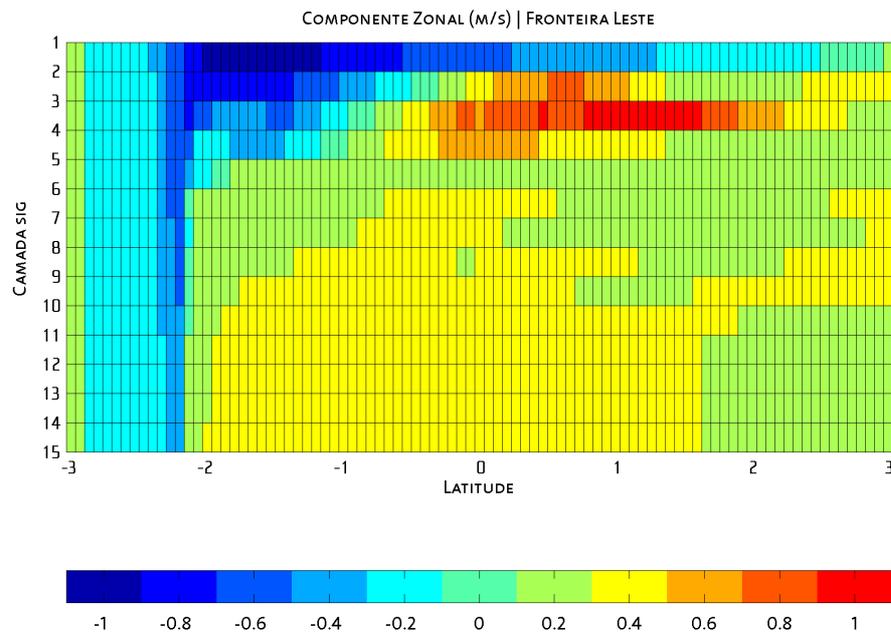


Figura 15: Condição de contorno lateral (fluxo de momento) do modelo hidrodinâmico. Velocidade em (m/s).

Os valores negativos indicam fluxo para oeste e os positivos para leste. Nota-se maiores valores em superfície entre as latitudes de 1° e 2° S com direção oeste, associados à CNB. Entre as latitudes de 0° a 2° N nas camadas sigma de 2 a 5 existe uma contra corrente com direção leste, associada ao fluxo da Água Intermediária Antártica.

Para incluir a propagação da onda de maré, foi utilizada a condição de contorno de elevação na fronteira norte do modelo. Esses dados foram obtidos através das constantes harmônicas fornecidas pelo modelo FES95 modelo (de "Finite Element Solutions"). As equações governantes do FES95 são as equações de águas rasas, barotrópicas e não-lineares, resolvidas utilizando método de elementos finitos. Para a fricção com o fundo é utilizada parametrização quadrática, mais adequada para regiões de águas rasas. A forçante de maré é baseada no desenvolvimento astronômico do potencial de maré, levando em conta as correções dos efeitos de maré terrestre (earth tides) e maré de carga (load tides) sendo ainda realizada assimilação de dados de altimetria de satélite (Le Provost *et al.* 1995). A batimetria é retirada do banco de dados ETOPO5 do National Geophysical Data Center (NGDC) do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

São simuladas oito constituintes de maré (M2, S2, N2, K2, N2, K1, O1 e Q1) em todo globo, excluindo-se alguns mares interiores e baías como a Baía de Fundy. Os resultados obtidos pelo FES95 mostraram erros médios quadráticos da ordem de poucos centímetros em águas com profundidades maiores que 1000m, quando comparados com dados medidos

por estações fixas de maré em várias partes do globo. A grade do modelo FES95 apresenta resolução variável, porém os resultados que foram colocados a disposição da comunidade científica estão em grades de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. A partir destes, foram então retirados os dados de fase e amplitude de sete componentes (M2, S2, N2, K2, K1, O1 e Q1) para os pontos da fronteira norte da grade. Com esses dados foi realizada a previsão de maré, incluída como condição de contorno de elevação no POM (Figura 16).

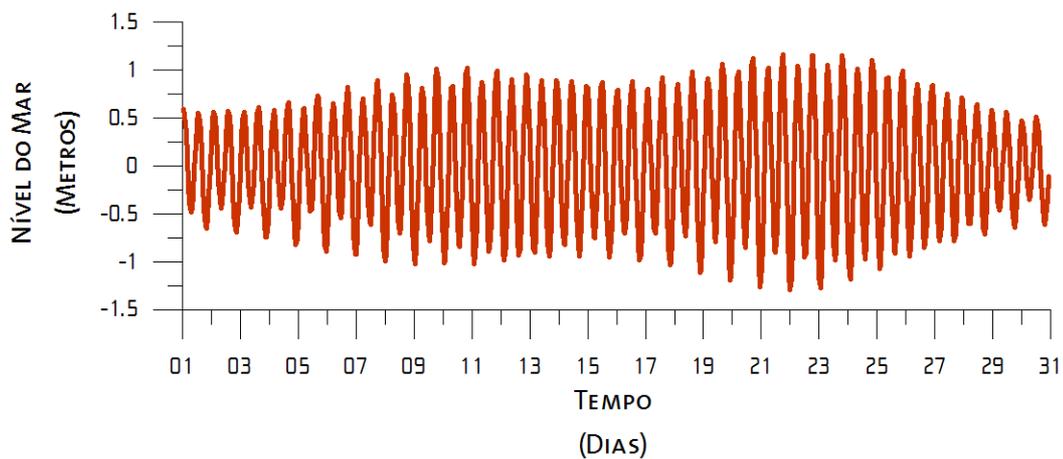


Figura 16: Condição de contorno de topo (elevação do nível do mar) do modelo hidrodinâmico.

Outro fator considerado foi a descarga dos rios Amazonas e Pará. Para o Amazonas foi utilizada a vazão de $130 \text{ m}^3/\text{s}$ e para o Pará de $45 \text{ m}^3/\text{s}$, dados obtidos do site da Agência Nacional de Águas – ANA (<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb/>).

V. RESULTADOS

Para que os resultados do modelo pudessem estar livres da interferência de soluções transientes devidas a inicialização, utilizou-se o critério de estabilização proposto por Miller (1995) (*apud* Calado, 2000). Desta forma, quando a energia cinética apresentar pouca variação, pode-se dizer que o modelo está estável. A estabilidade do modelo levou cerca de 100 dias. Após esse período, foram introduzidas as condições de contorno de topo e laterais. A Figura 17 mostra um exemplo do resultado obtido pelo POM para as correntes da região. Pode-se observar a presença de CNB e das correntes de maré nas regiões mais rasas.

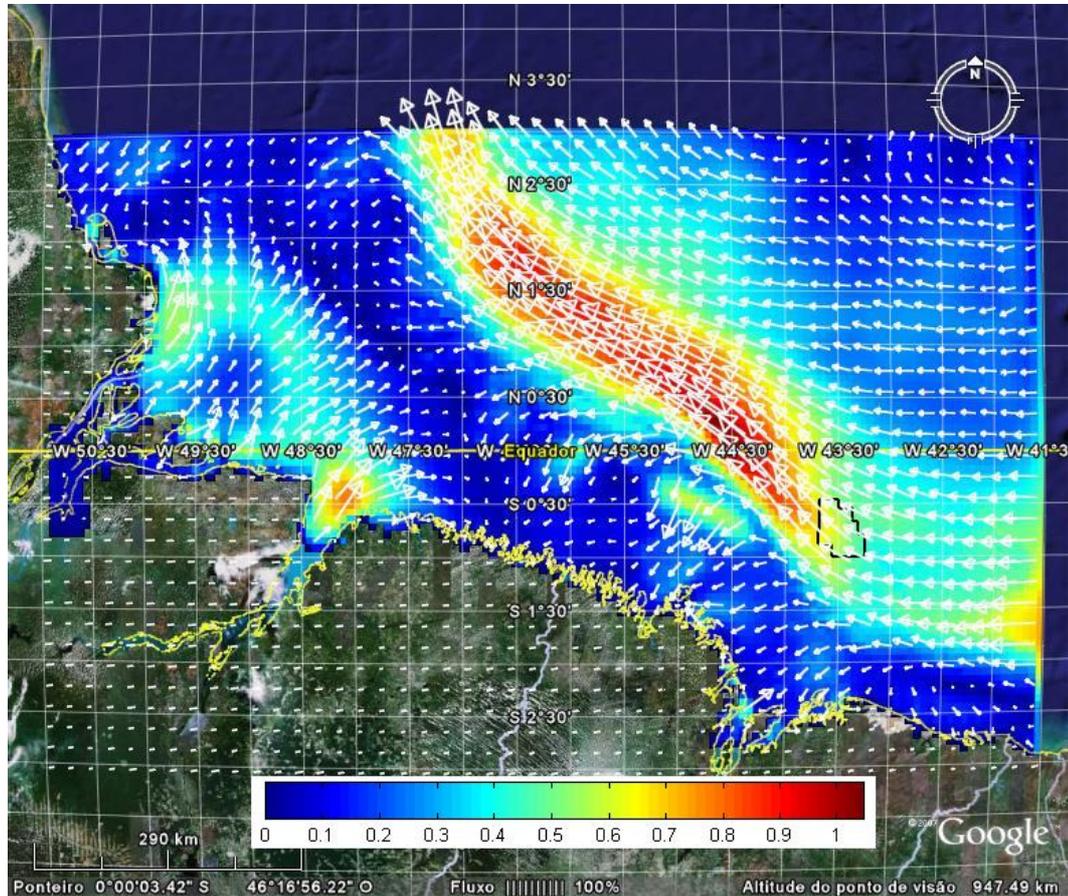


Figura 17: Campo de correntes de superfície obtido pelo modelo hidrodinâmico. Velocidade em (m/s).

V.1. Comparação com Observações

Foram realizadas comparações com dados de corrente medidos e com a maré prevista para avaliar a representatividade dos dados simulados para a região.

Para a comparação da maré foram utilizadas as constantes harmônicas obtidas da FEMAR para o ponto situado na latitude $03^{\circ} 00' N$ e longitude $49^{\circ} 17.1'$. Esse ponto embora seja mais distante do que o Parcel Manuel Luiz, apresenta um período maior de amostragem, o que possibilita o cálculo de um maior número de constantes e com uma precisão maior.

Na Figura 18 e na Figura 19 podem ser observadas as comparações para a maré.

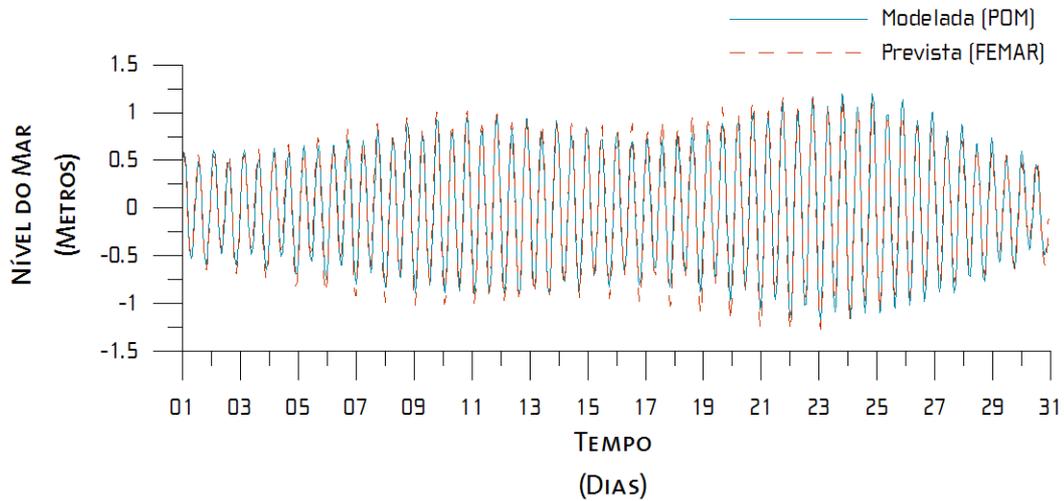


Figura 18: Evolução temporal e comparação entre a elevação do nível do mar calculada pelo modelo e prevista pelas constantes harmônicas obtidas da FEMAR.

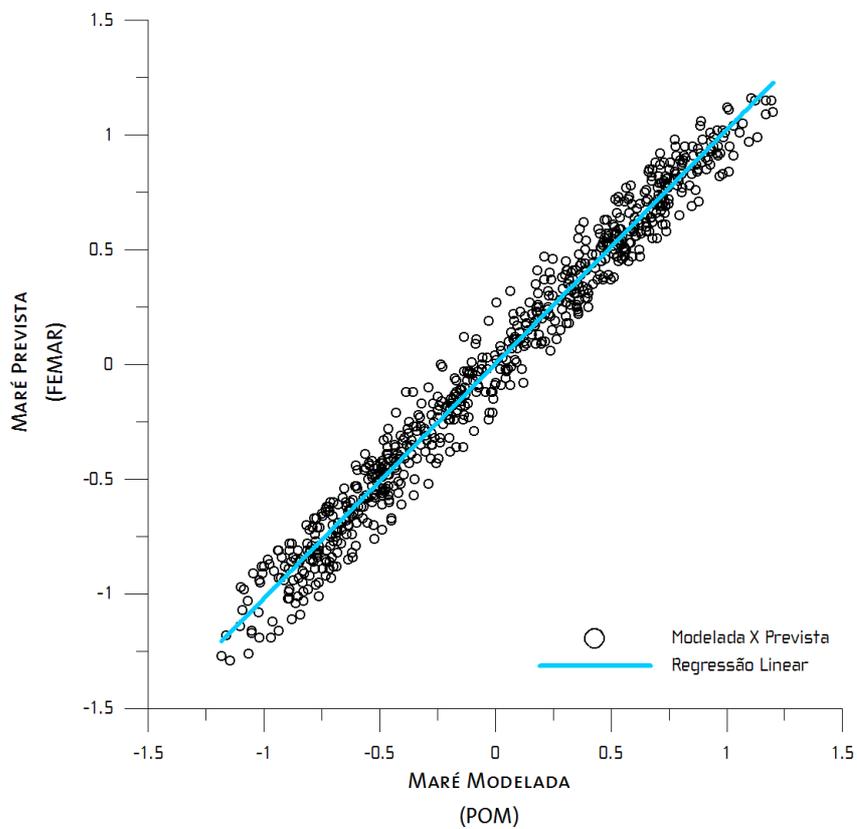


Figura 19: Regressão linear entre a elevação do nível do mar calculada pelo modelo e prevista pelas constantes harmônicas obtidas da FEMAR.

A correlação entre as curvas modelada e prevista é de 0.974 e o Erro Médio Quadrático (RMS) é de 0.0096 metros (9 mm).

Para a comparação entre dos valores de corrente foram utilizados os dados de bóias de deriva, obtidos do *The Global Drifter Center*, do *Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory (AOML)*, do *National Oceanic and Atmospheric Research (NOAA)*, com resolução espacial de 1° (LUMPKIN e GARZOLI, 2003) e os dados do programa WOCE (World Ocean Circulation Experiment), dos fundeios K327, K339, K340, K359 e K360.

Como os dados de bóias são médias mensais, fenômenos com maior resolução temporal, como a maré, são filtrados. Dessa forma, optou-se por comparar os resultados do modelo, sem as informações da plataforma, região de domínio da corrente de maré, considerando, como exposto anteriormente que esse fenômeno está bem representado pelo modelo.

Na Figura 20 é apresentada essa comparação. Observa-se que os resultados são coerentes com as observações, tanto na direção como na intensidade das correntes.

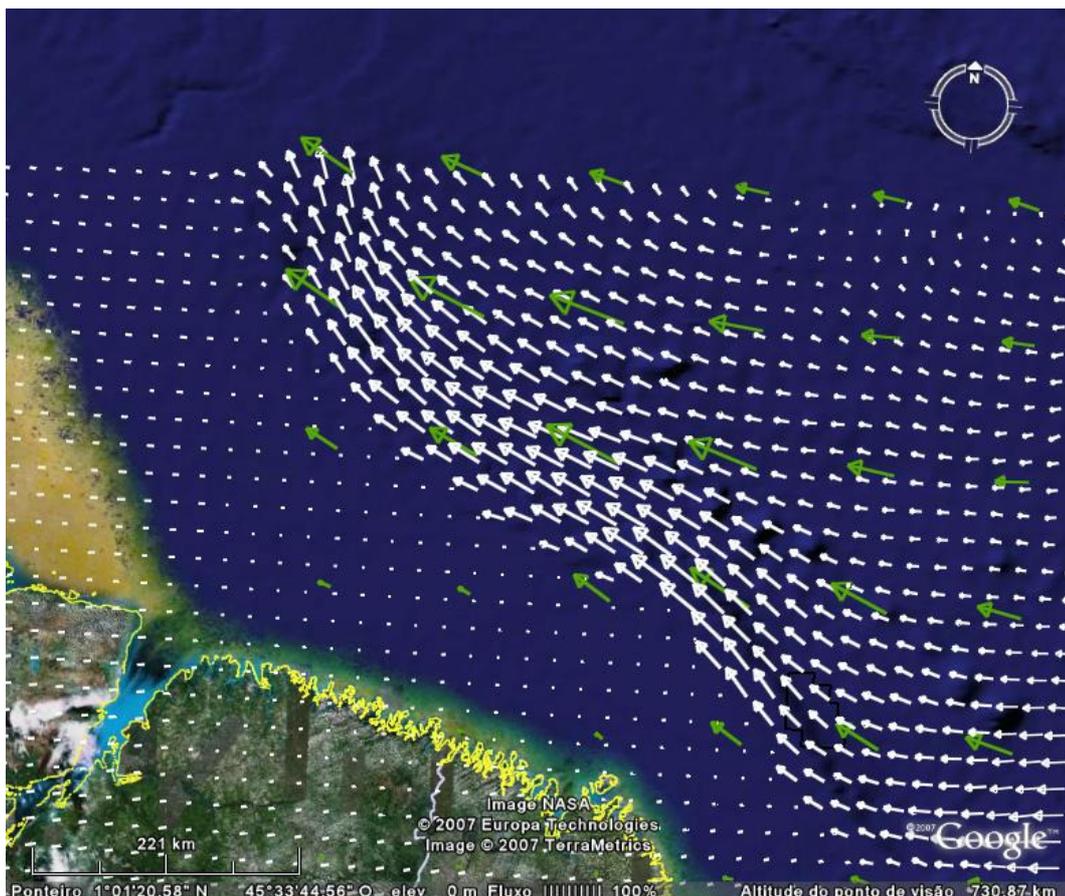


Figura 20: Comparação entre o campo de correntes calculado pelo POM (setas brancas) e o obtido das bóias de deriva (setas verdes) (LUMPKIN e GARZOLI, 2003).

Para a comparação dos resultados do modelo em profundidade foram utilizados os dados de WOCE. Nessa comparação foram calculados os valores médios dos fundeios anteriormente mencionados e comparados com as médias obtidas do POM para a região dos fundeios. Esse resultado pode ser observado na Figura 21.

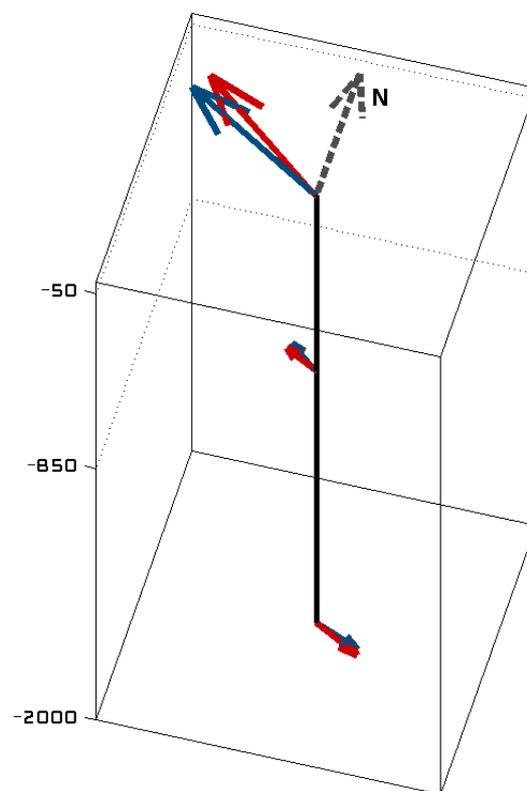


Figura 21: Comparação entre o perfil de correntes calculado pelo POM (setas azuis) e o obtido dos fundeios do WOCE (setas vermelhas).

Novamente os dados do modelo mostraram-se coerentes com os medidos ao longo de toda a coluna d'água. Nota-se inclusive a representação da inversão no sentido das correntes, próxima a 2000 m de profundidade.

VI. CONCLUSÃO

Os resultados das comparações entre os dados simulados pelo POM e os observados mostram que o modelo hidrodinâmico para a região do BM-PAMA-17 está bem ajustado com os fenômenos oceanográficos que ocorrem na região, tanto em superfície, quanto em profundidade. Sendo assim, os dados do POM podem ser utilizados para as simulações de transporte de material no oceano para o bloco BM-PAMA-17.

VII. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Blumberg, A. F. and G. L. Mellor, A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, In Three-Dimensional Coastal Ocean Models, N. S. Heaps (Ed.), 1-16, American Geophysical Union, Washington, DC, 1987.

Calado, L., 2000. Dinâmica da Formação dos Meandros e Vórtices da Corrente do Brasil ao Largo do Sudeste Brasileiro. Dissertação de Mestrado em Oceanografia Física. Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, SP, 86 p.

Ezer, T. and G. L. Mellor, Simulations of the Atlantic Ocean with a free surface sigma coordinate ocean model. J. Geophys. Res., 102(C7), 15,647-15,657, 1997

Ezer, T., On the response of the Atlantic Ocean to climatic changes in high latitudes: Sensitivity studies with a sigma coordinate ocean model, In: The Oceans and Rapid Climate Change: Past, Present and Future, D. Seidov, B. J. Haupt and M. Maslin (Eds.). American Geophysical Union, 199-215, 2001

Ezer, T., and G. L. Mellor, 2004: A generalized coordinate ocean model and a comparison of the bottom boundary layer dynamics in terrain-following and in z-level grids. Ocean Modelling, 6(3-4), 379-403.

Gan, J., L. A. Mysak and D. N. Strub, Simulation of the South Atlantic Ocean circulation and its seasonal variability. J. Geophys. Res., 103(C5), 10,241-10,251, 1998

Le Provost, C., M.L. Genco, F. Lyard, P. Vincent & P. Canceil, 1994. Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model. Journal of Geophysical Research, 99(C12): 24.777-24.797.

LUMPKIN, R. e S. L. GARZOLI, 2003: Near-surface Circulation in the Tropical Atlantic Ocean, Part II: time-mean currents and seasonal variability. Submitted to Deep-Sea Res (Oceans). Disponível no endereço eletrônico: http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/drifter_climatology.html (acessado em abril de 2004)