

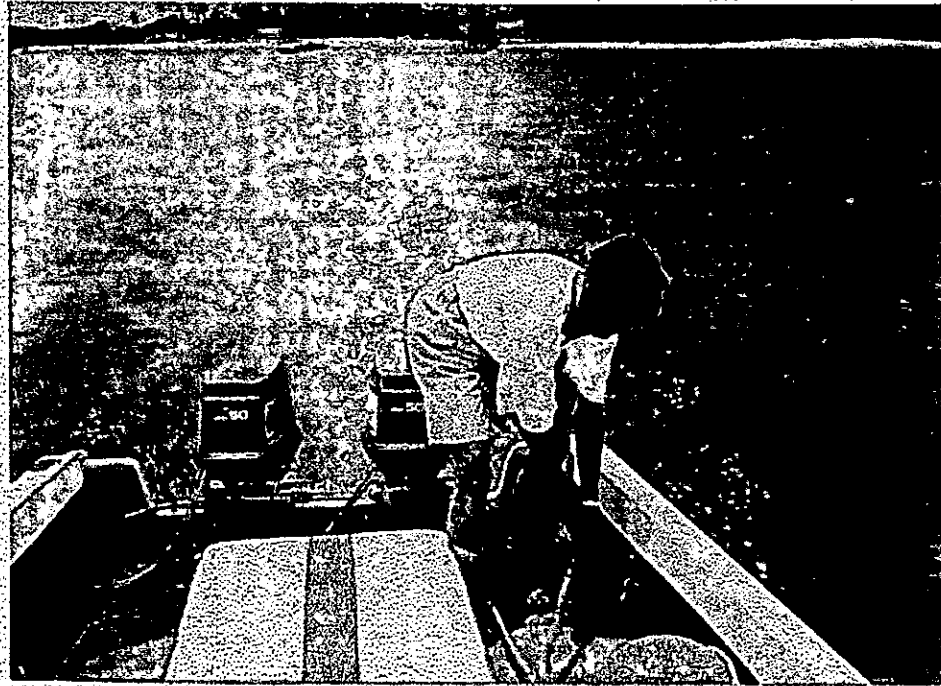
FIS-26



**UNIVERSIDADE EDUARDO MONDLANE
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA**

Trabalho de licenciatura

CORRENTES DE MARÉS E CIRCULAÇÃO GERAL DA BAÍA DE MAPUTO



Cândida Inês Sete Nhapulo

Maputo, Maio de 2000



**UNIVERSIDADE EDUARDO MONDLANE
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA**

Trabalho de licenciatura

CORRENTES DE MARÉS E CIRCULAÇÃO GERAL DA BAÍA DE MAPUTO

Cândida Inês Sete Nhapulo

Maputo, Maio de 2000



**UNIVERSIDADE EDUARDO MONDLANE
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA**

Trabalho de licenciatura

CORRENTES DE MARÉS E CIRCULAÇÃO GERAL DA BAÍA DE MAPUTO

**Supervisor: Dr. António Mubango Hogueane
Co-supervisor: dr. David F. Chemane**

Maputo, Maio de 2000

DECLARAÇÃO DE HONRA

Este trabalho foi realizado pela candidata com base no material por ela colhido, excepto em casos que ao longo do mesmo se faz referência. As ideias originais nele expressas, são de inteira responsabilidade da autora.

Maputo, Maio de 2000

A autora:

Cândida Inês Sete Nhapulo

(Cândida Inês Sete Nhapulo)

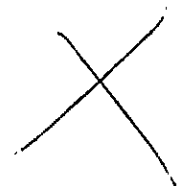
DEDICATÓRIA

*Ao meu esposo Adélio Sarmento Nhapulo,
ao meu filho Léslio Adélio Nhapulo
e aos meus pais
Domingos Sete e Laura Cossa.*

Agradecimentos

Este trabalho é resultado do material que tive e do apoio moral, daqueles que depositaram confiança na minha formação. Pelo que agradeço:

- Ao Doutor Hogueane, meu Supervisor, pelo incansável apoio, pelos enestimáveis pontos de vista e pela elevada paciência que teve ao longo da realização deste trabalho.
- À Cátedra da Unesco de Ciências Marinhas e Oceanografia da UEM, nas pessoas do Dr. Hogueane e do Sr. Zulu pelo apoio material prestado ao longo da realização deste trabalho.
- À Direcção do Departamento de Física, nas pessoas do dr. Hermínio Tembe e do Dr. Inocente Mutimucuiu, pela agilidade no desbloqueamento dos aspectos burocráticos.
- À todos aqueles que foram meus professores ao longo do curso, particularmente ao Dr. Hogueane, ao dr. Tembe, ao dr. Saíde, ao dr. Queface, ao dr. Mavume, ao dr. Mahumane, ao dr. Ibraimo, ao Dr. Jagan por serem a fonte da minha projecção no campo científico.
- Ao Enoque Malate, pelo apoio e encorajamento que me prestou ao longo do curso.
- À todos os meus colegas de curso, particularmente Esmeralda Namburete, António Uaissone, Obadias Cossa, Tomás Munhazana, Francisco Brizito e ao António Mavie pelo apoio que me prestaram ao longo do curso.
- À todos os funcionários do Departamento de Física, pela ajuda que me deram ao longo da minha formação.
- À Direcção do Instituto Nacional de Hidrografia e Navegação (INAHINA), nas pessoas do Eng^o. Albano Gove e dr. Ilídio Nguenha pelo incansável apoio moral e material que me prestaram durante a realização do deste trabalho.
- Ao meu Co-Supervisor, dr. David Chemane, pelos pontos de vista que me prestou durante a realização deste trabalho.
- À todos os meus colegas do Departamento de Oceanografia (INAHINA), em particular ao Senhor António Olívio Siteo, pelo incansável apoio moral e material que me concederam durante a realização do deste trabalho.
- Ao Instituto de Investigação pesqueira (IIP), nas pessoas da dr^a. Verónica Dove, dr. Emídio e aos senhores Daniel e Adriano pelo apoio moral e material que me prestaram durante a realização do deste trabalho.
- Ao Dr. Inácio Maposse, pelo apoio material e encorajamento que me deu ao longo da realização deste trabalho.
- À toda a família Munhequete, Cossa e Nhapulo, especialmente ao meu pai Domingos Sete 'a minha mãe Laura cossa, aos meus tios José Munhequete e Trestina Mutevuie, por terem dado apoio moral e material ao longo de todos os anos da minha formação.
- Aos meus irmãos, Manuel Sete, Adelina Sete, Lucas Sete, Domingas Sete e Lúcia Tereza Sete pelo apoio moral e material que me prestaram ao longo de todos os anos da minha formação.
- Aos meus primos, em particular ao Sarmento João Matsinhe pelo apoio moral e material que me prestou ao longo de todos os anos da minha formação.
- Às minhas avós Rosita Enosse e Cândida Valói pelo apoio moral e encorajamento que me deram ao longo de todos os anos da minha formação.
- À todas as minhas amigas, Carlota Nhampule, Gizela de Oliveira Pinto, Carolina Dolores Simbine, Marta Januário Inguane, Irene Magrimussa, Fátima Southo e Aida Edite Muianga pelo apoio moral e encorajamento que me deram ao longo da minha formação.
- À família Espírito Santo.
- À Deus todo poderoso.



RESUMO

O desenvolvimento industrial, urbano e turístico a volta da Baía de Maputo tem resultado em problemas ambientais. O estudo da circulação geral da Baía de Maputo tem importância para um melhor conhecimento das características oceanográficas da baía assim como das suas variações. Estes conhecimentos poderão contribuir para adopção de medidas de gestão ambiental sustentáveis

Neste trabalho fez-se uma caracterização geral das massas de água na baía (temperatura e salinidade), uma descrição geral da circulação, discute-se o papel dos ventos e de marés na circulação da baía. Mediram-se as correntes e marés na baía usando um correntómetro assim como a temperatura e a salinidade. Determinou-se a temperatura de água, salinidade e densidade da água em estações previamente marcadas por meio de um CTD. Determinou-se os parâmetros físicos que mais influenciam a circulação da Baía de Maputo, com ajuda do modelo hidrodinâmico bidimensional. O modelo tem uma subrotina de dispersão o que permitiu determinar a distribuição de poluentes na baía para os diferentes ventos.

Dos resultados obtidos, tanto do modelo como das observações de campo, conclui-se que a densidade de água é maior do lado Oriental do que do lado Ocidental da baía, o que origina o deslocamento de água para o lado Ocidental da baía; os ventos de Sul e de Sudeste, os mais predominantes na baía, deslocam a água para o lado Ocidental da baía, fazendo aumentar o nível de água neste lado; a circulação residual da baía é horária; o lado Ocidental da baía é mais vulnerável à concentração de poluentes que o lado Oriental.

ÍNDICE

1	INTRODUÇÃO E OBJECTIVOS.....	1
1.1	Principais processos Físicos na baía.....	1
1.2	Descrição das características oceanográficas da Baía de Maputo.....	2
1.3	Objectivos.....	4
2	MATERIAL E MÉTODOS.....	5
2.1	Modelos hidrodinâmicos.....	7
2.2	Modelos usados.....	15
3	RESULTADOS.....	16
3.1	Massas de água.....	16
3.2	Observações de correntes e marés	24
3.3	Resultados do modelo.....	24
4	DISCUSSÃO.....	28
4.1	Massas de água.....	28
4.2	Circulação.....	28
4.3	Marés e Correntes de marés.....	33
4.4	Distribuição de poluentes.....	34
4.5	Limitações do modelo.....	35
5	CONCLUSÕES.....	35
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	37
	ANEXOS I.....	39

1 INTRODUÇÃO E OBJECTIVOS

A Baía de Maputo pode ser considerada como um largo ecossistema que recebe água salina do mar, através das marés e recebe água dos rios, rica em nutrientes. A baía suporta uma importante pescaria que inclui peixe, camarão e moluscos. O desenvolvimento industrial, urbano e turístico a volta da Baía de Maputo tem resultado em problemas ambientais.

A principal causa da poluição na Baía de Maputo, reside na formação de grandes aglomerados urbanos nas áreas Industriais de Maputo, Matola e Machava; nas áreas agro-pecuárias ao longo dos rios Maputo, Incomati, Umbeluzi, Matola e Tembe; e nas zonas costeiras. Estes últimos são utilizados como centros de descargas dos resíduos líquidos domésticos, agrícolas e industriais.

Este estudo pretende duma maneira geral caracterizar as massas de água na Baía de Maputo (temperatura e salinidade), descrever a circulação na generalidade e identificar as funções que os ventos e as marés desempenham na circulação da baía. Espera-se que este estudo contribua para compreensão dos processos ecológicos, ajude na resolução de problemas ambientais e na interpretação de processos biológicos e químicos que ocorrem na baía. Conhecimentos oceanográficos são também importantes no estudo da sedimentação e nos processos bioquímicos.

O estudo da circulação geral da Baía de Maputo tem importância para um melhor conhecimento das características oceanográficas da baía assim como para as suas variações. Isso poderá contribuir para adopção de medidas de gestão ambiental sustentáveis.

1.1 Principais processos físicos na baía

As correntes são o principal processo através do qual o calor é transferido duma zona do mundo à outra, e é importante em estudos climáticos. As correntes influem na turbidez da água, e assim na produtividade da água do mar.

O vento desempenha um papel importante na circulação. O sistema de ventos na baía consiste principalmente de ventos do quadrante Este, onde a média mensal da velocidade do vento varia de 2 m/s no inverno, para 4 m/s no verão Sul (Hoguane, 1996). Geralmente, os ventos dentro da baía são fortes comparados com os observados em terra e fracos comparados com os observados no mar alto. Também, ao nível regional o sistema de ventos junto à superfície é importante, por ser responsável pelas principais correntes de camadas superficiais no mar. Mudanças no sistema de ventos implica mudanças nas correntes oceânicas. Os ventos influem na circulação na Baía de Maputo, e podem condicionar o transporte e distribuição de poluentes.

A salinidade é importante na determinação do movimento das massas de água na circulação e outras propriedades de água como seja a rapidez da renovação da água. A salinidade varia com as descargas dos rios.

O conhecimento da estrutura térmica da água do mar é essencial para entender a transferência de calor entre a atmosfera e o mar, e o transporte de calor no oceano. O conhecimento da estrutura térmica também é importante na compreensão da distribuição das pescarias, e na análise climática.

1.2 Descrição das características oceanográficas da Baía de Maputo

A Baía de Maputo tem em média uma área de 1200 Km², que corresponde à 40 Km de comprimento e 30 Km de largura. Ela está localizada na parte Sul de Moçambique, entre as latitudes 25° 55'S e 26° 10'S e as longitudes 32° 40'E e 32° 55'E de (Fig. 1). Tem uma embocadura larga que conecta com o mar do lado Norte. Está limitada do lado Leste pelas ilhas dos Portugueses e de Inhaca e pela península de Machangulo. Estas ilhas são uma barreira natural protegendo a baía do oceano. Do lado Oriental da baía a água é predominantemente oceânica, enquanto que do lado Ocidental ela é caracterizada por um ambiente estuarino (Hoguane, 1996).

A topografia da baía é basicamente caracterizada por vários bancos de areia e canais, orientados Norte/Sul. A baía é pouco profunda, a maior parte com profundidade menor do que 10 m. Em

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

canais e na entrada da baía a profundidade, em alguns casos, ultrapassa 20 m. As marés são semi-diurnas com a média das alturas de 3 metros (Hoguane, 1996).

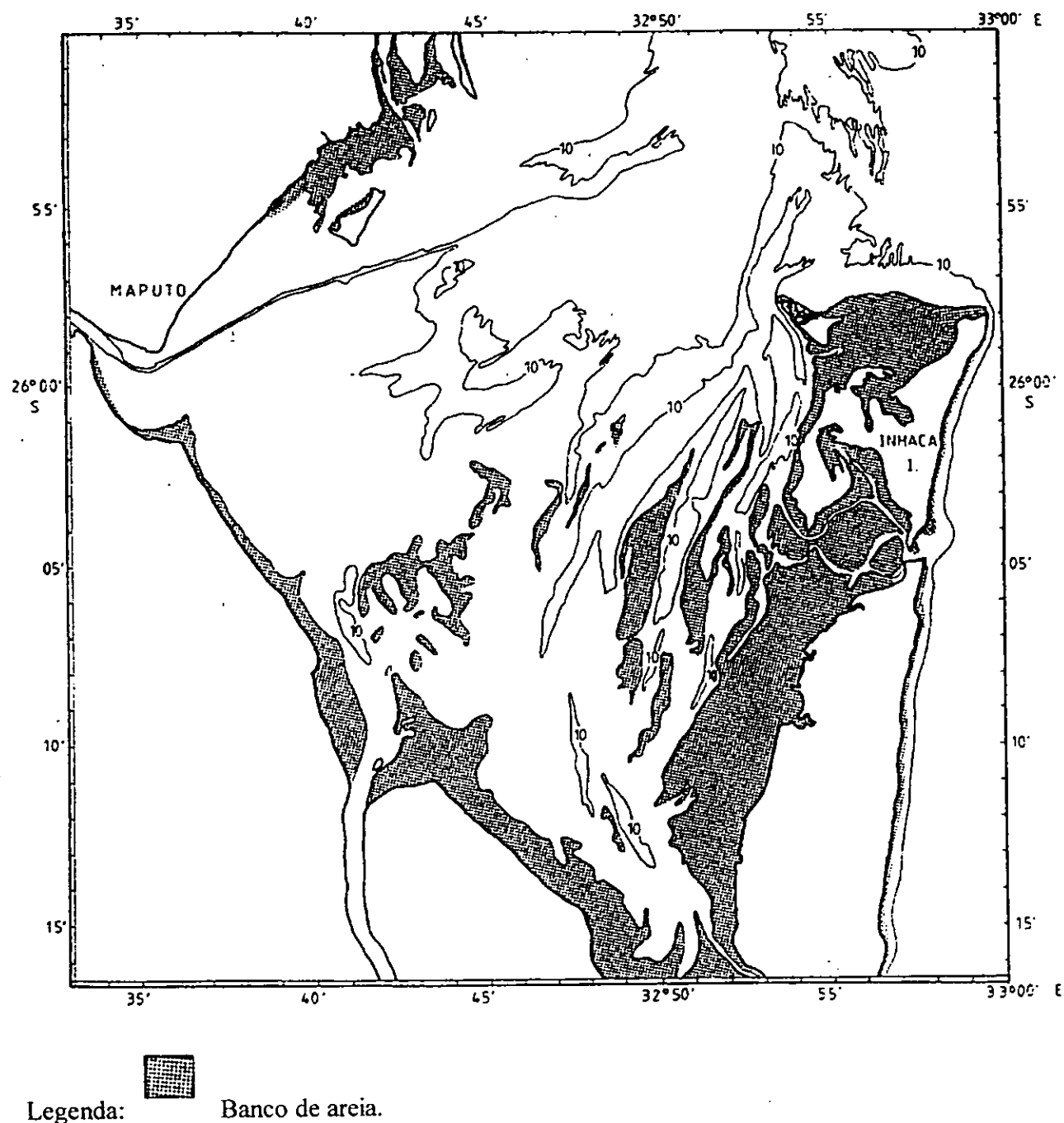


Figura 1. Mapa da Baía de Maputo mostrando a topografia do fundo.

Na Baía de Maputo drenam cinco rios, no lado Norte o rio Incomati, no lado Norte-Oeste o Umbeluzi, Tembe e Matola, e no lado Sul-Oeste o rio Maputo. Portanto, Umbeluzi, Tembe e Matola juntam-se no estuário Espírito Santo antes de alcançar a baía. Os rios mais significativos são: Maputo Incomati e Umbeluzi. A média mensal da descarga dos rios varia de 10 m³/s até 800 m³/s, onde a mais elevada descarga ocorre no rio Incomati, e a mais baixa descarga ocorre no rio Umbeluzi.

A Baía de Maputo pertence a região da África Austral de clima tropical com chuvas durante Janeiro e Fevereiro. Duas estações, húmida e seca caracterizam este clima. A estação chuvosa estende-se desde Outubro até Março enquanto que a estação seca ocorre entre Abril e Setembro. A média anual da pluviosidade é de 1100 mm e a maior contribuição regista-se durante o verão, aproximadamente 60 % de 20° C, no inverno para 25° C, no verão.

O sistema dos ventos na baía consiste principalmente de ventos Alíseos (SE), onde a média mensal da velocidade do vento varia de 2 m/s, durante o inverno até 4 m/s, no verão. Os ventos dentro da baía são geralmente mais fortes comparados com os observados em terra e mais fracos em relação aos observados no mar alto. A Figura 2 mostra a média mensal da frequência e velocidade do vento observados no Instituto Nacional de Meteorologia.

Considerando as distribuições da temperatura e salinidade na baía, os lados Oeste e Este são diferentes (Hoguane, 1994). O lado Oriental é caracterizado no tempo e no espaço por salinidade oceânica, e do lado Ocidental é caracterizado pela salinidade estuarina e mais influenciada pela descarga dos rios que varia consideravelmente no tempo e no espaço. A temperatura da água é alta durante o verão mas baixa durante o inverno.

1.3 Objectivos de estudo

O principal objectivo deste trabalho é descrever a circulação geral da Baía de Maputo e determinar os parâmetros físicos que mais influenciam na circulação da Baía de Maputo. Para alcançar estes objectivos usou-se dados oceanográficos (temperatura e salinidade) e um modelo hidrodinâmico

bidimensional. O modelo permitiu a análise da influência das marés e dos ventos na circulação geral da Baía de Maputo e a análise da influência dos ventos na distribuição de poluentes na baía.

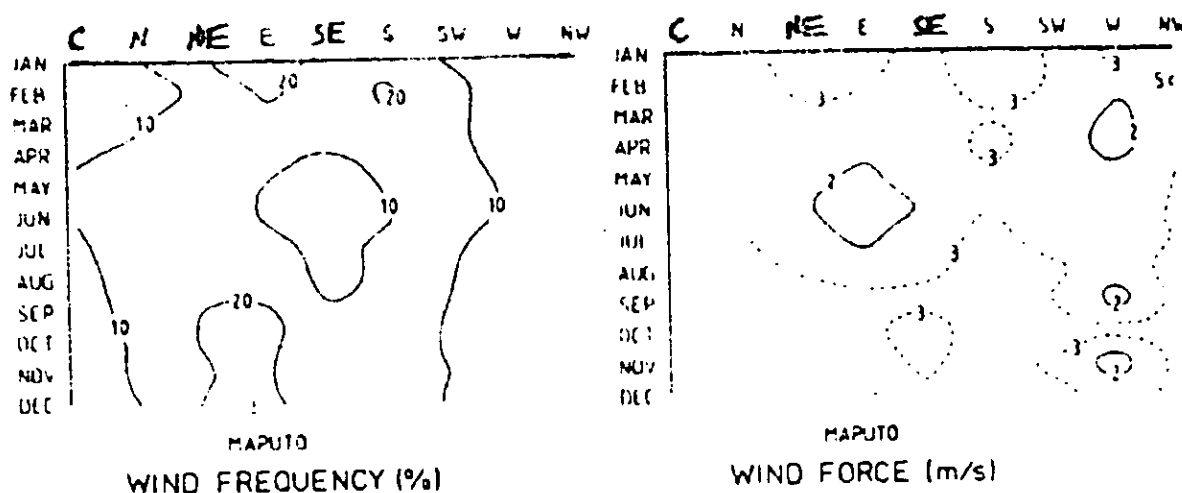


Figura 2. Média mensal da frequência e velocidade do vento observadas em Maputo no Instituto Nacional de Meteorologia.

2 MATERIAL E MÉTODOS

O método usado consistiu em combinar estudos de campo (calibração do modelo e determinação das condições de fronteira), fazendo o uso de correntómetro e marégrafo colocados por um período mínimo de 15 dias, para resolver marés, e pesquisa bibliográfica. Ancorou-se um correntómetro (RCM 10609) e um marégrafo (WLR 1406) de marca Aanderaa, para a medição da velocidade e direcção das correntes, temperatura, salinidade e elevação da superfície do mar na baía, o que possibilitou revelar flutuações na salinidade e temperatura, e estudar as massas de água. O correntómetro foi colocado a uma distância de 1 m do fundo do mar, enquanto que o marégrafo foi colocado no fundo do mar. Estes instrumentos foram equipados com sensores de temperatura e conductividade, a partir das quais é calculada a salinidade. A velocidade foi medida com 0.01 m s^{-1} de precisão. A temperatura, salinidade e pressão foram medidas com uma precisão de $\pm 0.10 \text{ }^\circ\text{C}$, 0.03 e 0.1 decibar respectivamente. Os instrumentos foram calibrados para medições em intervalos de 10 minutos.

Usando um CTD Norueguês, modelo SD200, mediram-se a temperatura, a salinidade e a densidade da água na baía (secções A, B, D e E) mostradas na Figura 3. O instrumento mediu a temperatura e a salinidade com ± 0.01 °C e ± 0.01 de precisão, respectivamente. Foram realizadas três viagens de barco, a primeira no dia 24 de janeiro de 2000 (medições nas secções B e D), a segunda no dia 30 de Março de 2000 (medições nas secções B, D e E) e a terceira no dia 1 de Abril de 2000 (medição na secção A).

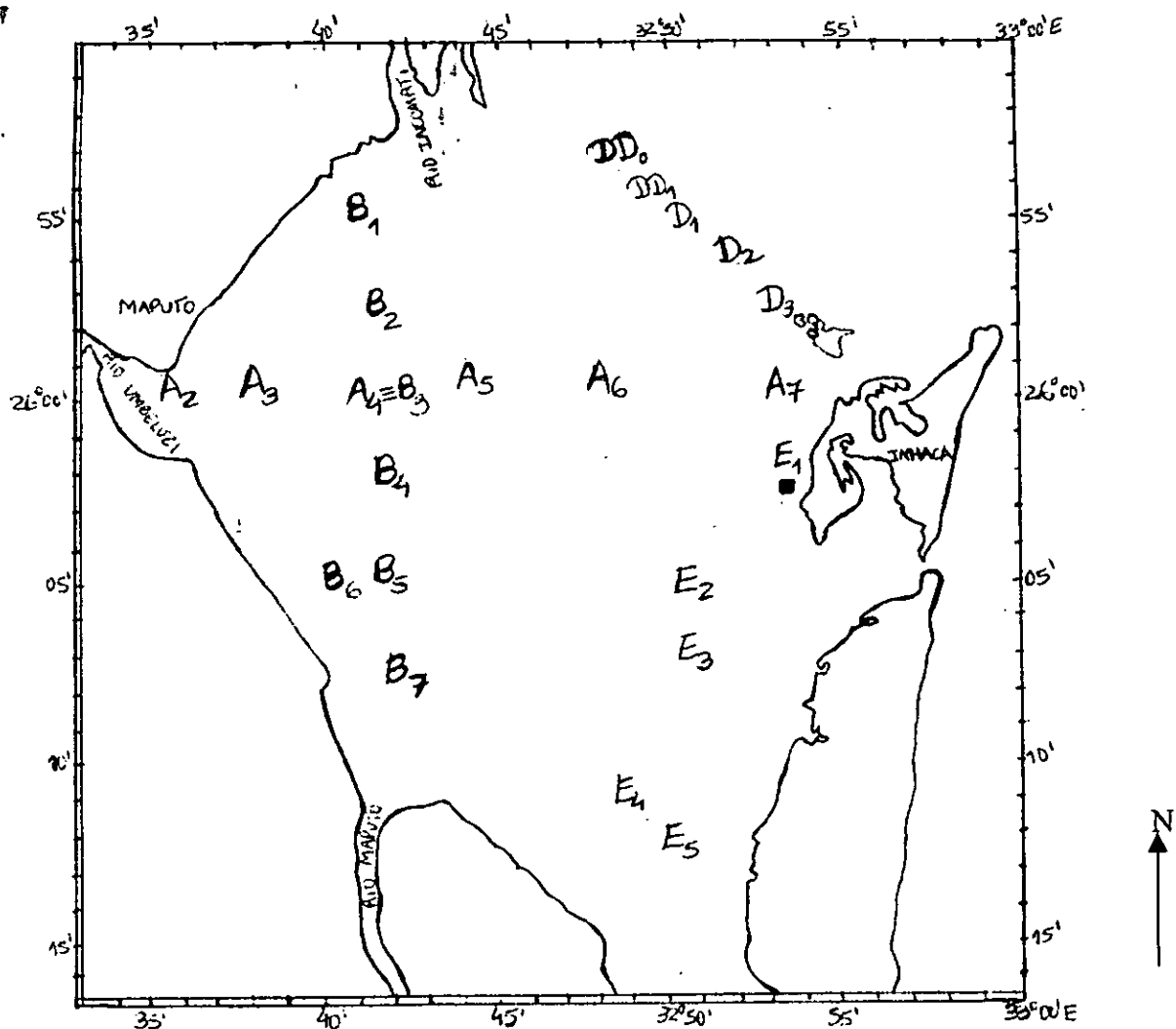
Determinou-se a posição de cada estação por meio de um GPS.

Os dados colhidos foram depois processados num computador, com ajuda dos pacotes (Microsoft Excel 97 e Surfer) e com ajuda dos programas Gwbasic e DSU.

Simulou-se várias vezes o modelo, com descargas máximas e mínimas dos rios (veja a tabela 1) e sob acção do vento de Sudeste (velocidade igual á 2.56 m s^{-1}) e do vento de Este (velocidade igual á 2.31 m s^{-1}).

Tabela 1. Descargas dos rios na baía de Maputo dadas em $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, no período (1960-1985).

Rio	Máxima	Média	Mínima
Incomati	800	42	40
Umbeluzi	120	65	10
Maputo	500	270	40



Legenda: ■ Localização do correntómetro e do marégrafo.

Figura 3. Baía de Maputo com as suas respectivas secções (A, B, D, e E).

2.1 Modelos hidrodinâmicos

Modelos matemáticos e físicos são importantes porque relacionam processos envolvidos, ajudando-nos a entender como estes processos interagem e se poder identificar quais os mais importantes

com vantagens técnicas de calcular ou simular séries temporais longas de processos envolvidos em interacções complexas que ocorrem simultaneamente. Tendências podem ser ávidas e, situações futuras podem ser previstas. Assim, trabalhar com modelos é um instrumento potencial para gestão.

Devido a vasta gama de processos que ocorrem no oceano, e suas correspondentes escalas espaciais e temporais, torna-se muito difícil construir um modelo universal para todos os fenómenos oceânicos. Este facto se deve à limitação de memória e de velocidade de cálculo dos computadores e também as descrições imperfeitas de alguns processos físicos, como por exemplo a turbulência.

No passado, estes modelos eram confinados a domínio de áreas limitadas cujas simulações prognósticas eram apenas em períodos curtos da ordem de poucos dias, sem a disponibilidade de novas informações em suas fronteiras e/ou no interior do domínio. Ultimamente, a utilização de computadores de maior capacidade combinada com as recentes e extensivas colectas de dados (como as de altimetria de satélite e imagens em infravermelho) promoveram um grande avanço na qualidade das simulações.

Para este trabalho está-se a procura dum modelo simples que possa resolver as marés, estimar a velocidade da corrente (longitudinal e transversal) e descrever a distribuição de poluentes na baía. A vantagem de modelos simples reside no facto de que ao reduzir-se o número de variáveis independentes e identifica as mais importantes. Enquanto que modelos complexos, embora possam reproduzir razoavelmente bem os processos, fica-se sem se saber quais os parâmetros mais relevantes.

Condições de fronteira

Condições de fronteira da superfície – Basicamente para todos os modelos, as condições de fronteira da superfície são uma série que permite trocas livres de momento, calor e água doce através da superfície. Estes compreendem a lei de arrasto quadrático da fricção do vento, o fluxo de radiação e fluxos de precipitação e evaporação. Portanto, as condições de fronteira na superfície num modelo unidimensional são dadas pelas seguintes equações:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_0 = \gamma \rho_a |W|W \quad (1)$$

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_N}{\rho_0 \cdot C_p} \quad (2)$$

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} = S_0 \frac{E - P}{\rho_0} \quad (3)$$

Sendo (1) para a troca de momento, (2) para a troca de calor e (3) para a troca de água doce.

Onde τ_0 é a fricção na superfície, N_z e K_H são coeficientes de viscosidade e difusidade da turbulência respectivamente, os quais podem ser considerados constantes ou estimados Mellor and Yamada (1982) e Simpson and Sharples (1991). γ é o coeficiente de fricção do vento. ρ_a e ρ_0 são as densidades do ar e da superfície, respectivamente, S_0 é a salinidade na superfície, C_p é a capacidade calorífica da água e Q_N é o fluxo líquido de calor através da superfície do mar. E e P são as taxas de evaporação e de precipitação em Kg por unidade de área e por unidade de tempo, respectivamente. Q_N pode ser dado pela seguinte expressão:

$$Q_N = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e \quad (4)$$

Onde Q_s é a taxa do fluxo que entra da energia solar através da superfície do mar, Q_b é a taxa líquida do calor perdido pelo mar em forma de radiação de ondas longas para a atmosfera, Q_h é a taxa de calor perdido ou ganho através da superfície do mar pela condução e Q_e é a taxa de calor perdido ou ganho no processo de condensação ou evaporação. Estes termos podem ser estimados de acordo com Kraus (1972), Perry e Walker (1977), Gill (1982) e, Elliott e Clarke (1990).

Condições de fronteira para o modelo usado – A elevação da superfície foi especificada na fronteira aberta. As trocas através da Ponta Torres foram desprezadas. A entrada da Ponta Torres contribui com um volume menor de água comparado com o da entrada da baía, a partir da fronteira Norte. Somente dois constituintes da maré foram consideradas (S_2 e M_2).

Condições de fronteira de fundo – Próximo do fundo as condições de fronteira são tais que a velocidade é zero, devido ao atrito. Não há fluxo de calor e sal através do fundo. A fricção do fundo é proporcional ao quadrado da velocidade da água no nível de referência (um metro) acima do fundo. Assim, o fluxo axial da condição de fronteira do fundo pode ter a forma seguinte:

$$N_z \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_b = k\rho|u_1|u_1 \quad (5)$$

Onde τ_b é a fricção do fundo, u_1 é a velocidade a um metro acima do fundo, k é o coeficiente de fricção e ρ é a densidade que depende da temperatura e de salinidade .

$$\rho = \rho(T, S) \quad (6)$$

Modelo de zero dimensão

A hidrodinâmica de uma baía ligada ao mar através de um número limitado de canais pode ser descrita razoavelmente através de processos físicos que ocorrem nos canais. Hill (1994) usou um modelo hidrodinâmico simplificado para pequena lagoa conectada com o oceano através de um canal. Daí a semelhança com uma baía, pois ela também é uma lagoa conectada ao oceano. Neste modelo ele assumiu que a hidrodinâmica do sistema é o resultado do balanço entre a fricção do fundo e o gradiente de pressão ao longo do canal que conecta a baía ao mar, ao longo da canal entre a lagoa e o oceano. Estas aproximações podem ser evidenciadas pela análise comparativa de termos de aceleração na equação de movimento por Robinson et al (1983), na qual ele concluiu que as forças mais dominantes, na hidrodinâmica das águas pouco profundas, são o gradiente de pressão e a fricção do fundo. As equações de momento e continuidade são dadas pelas seguintes expressões:

$$g \frac{\Delta\eta}{L} = -\frac{ku|u|}{H + \eta_m} \quad (7)$$

$$A \frac{\partial\eta_L}{\partial t} = -b(H + \eta_m)u \quad (8)$$

onde g é a aceleração de gravidade, L e b são o comprimento e a largura do canal que conecta a baía ao mar. A é a superfície da lagoa. H é a profundidade, η é a elevação da superfície, e os índices m e L entendem-se por “média” e “lagoa” respectivamente. (Fig. 4).

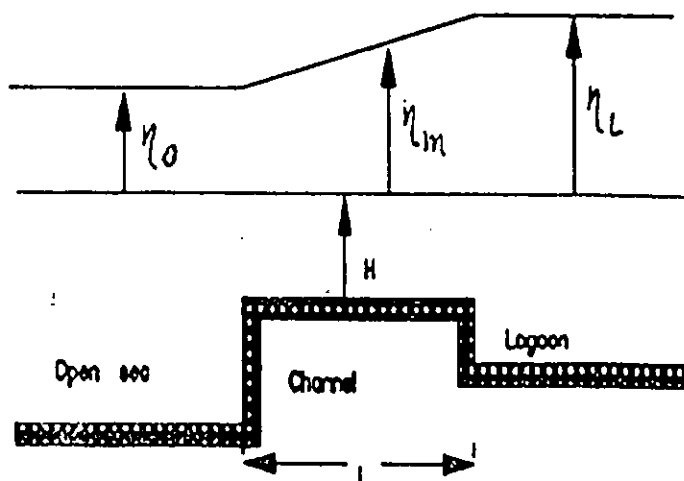


Figura 4. Representação esquemática do modelo da lagoa simplificada. De acordo com Hill (1994).

A temperatura e a salinidade de água na lagoa são determinadas pela água que entra e que sai. Este modelo considera que não há variações das propriedades de marés, de temperatura e de salinidade dentro da lagoa, o que não nos possibilita resolver as correntes no interior da lagoa. u é a velocidade longitudinal integrada em profundidade, assumida como sendo independente da posição ao longo do canal. Tais suposições simplificadas podem somente servir para uma pequena lagoa, mas para grandes lagoas as componentes u e v da velocidade iriam ser consideradas e, nenhum local a aceleração ou advecção do momento podem ser desprezadas dentro da lagoa. O modelo de Hill descreve bem as marés da lagoa de Glasinwen. Ela é uma pequena lagoa artificial, localizada no Norte de Wales. A lagoa é conectada ao oceano por meio de dois canais friccionais.

Porque este modelo não considera variações de propriedades no interior da lagoa, então não é adequado para a modelação da Baía de Maputo, para o fim a que este se pretende neste trabalho.

Modelo de uma dimensão

As propriedades variam ao longo do comprimento mas não variam ao longo da largura e nem em profundidade.

Talvez um exemplo clássico deste tipo de modelos é o apresentado por Robison et al. (1983) no qual ele considera corrente variável, integrada na vertical e lateralmente, incluindo os termos advectivos e desprezando a fricção do vento. Assim, as equações para o momento e para a continuidade tem a forma seguinte:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{ku|u|}{H + \eta} \quad (9)$$

$$b_1 \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} [b_2 (H + \eta) u] \quad (10)$$

onde b_1 e b_2 são a superfície da lagoa e a largura média do canal. Robison (1983) resolveu estas equações numericamente usando um esquema de diferença finita para as marés de uma lagoa na costa Sul de Inglaterra. Este modelo reproduziu satisfatoriamente as observações. Porque este modelo não permite resolver as correntes na largura, então não é adequado para a modelação da Baía de Maputo.

Modelo de duas dimensões (x,z)

Este modelo considera um estuário estreito, lateralmente homogéneo mas a fricção vertical não é desprezada. Este modelo é aplicado nos casos em que a água doce é abundante e ainda em estuários fundos. Um exemplo clássico deste tipo de modelo é o de Rattray e Hansen (1962) e Hansen e Rattray (1965) no qual eles consideram o movimento governado pelo balanço dinâmico entre o gradiente de pressão e a fricção do fundo, ao longo do eixo longitudinal do estuário e equilíbrio hidrostático, no eixo vertical. Portanto, as equações de momento e de continuidade são dadas por:

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (11)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (Bu) + \frac{\partial}{\partial z} (Bw) = 0 \quad (12)$$

onde B é a largura do estuário, u e w são as componentes longitudinal e vertical da velocidade, respectivamente.

Hansen e Rattray (1965) desenvolveram uma solução analítica para velocidade de água ao longo do canal do estuário no qual eles assumiram constante o gradiente de densidade e coeficiente da difusão turbulenta, e desprezaram a fricção na superfície. A velocidade vertical foi depois calculada a partir da equação da continuidade. O modelo representou e reproduziu bem a velocidade média e a salinidade longe das fronteiras do seu domínio. O defeito próximo das fronteiras pode ter sido devido ao facto do gradiente de densidade e coeficiente de difusão turbulenta não serem constantes. O modelo pode ser aplicado a estuários verticalmente homogéneos ou estratificados, onde o gradiente da densidade é constante e as velocidades da secção cruzada são desprezadas. A solução analítica dá vantagem para este modelo, pois tem alto poder de resolução.

Modelo de duas dimensões (x, y)

As propriedades variam ao longo do comprimento, e também em largura, mas não variam em profundidade. Nesta classe de modelos a aceleração e gradiente verticais são desprezados. Isto aplica-se à baías largas, de águas pouco profundas com marés e ventos relativamente fortes.

Este é o tipo de modelo ideal para a Baía de Maputo por poder esperar que as propriedades tanto podem variarem com a largura e também com o comprimento, mas devido a pequena profundidade a água seria verticalmente homogénea.

As equações de momento integradas na vertical tem a forma :

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} - fV = A_H \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} - \frac{g(d+\eta)}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{(\tau_{bx} - \tau_{ox})}{d+\eta} \quad (13)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + fU = A_H \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + A_H \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} - \frac{g(d+\eta)}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{(\tau_{by} - \tau_{oy})}{d+\eta} \quad (14)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = g \quad (15)$$

A equação da conservação de massa, integrada na vertical é a seguinte:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(d+\eta)U + \frac{\partial}{\partial y}(d+\eta)V = 0 \quad (16)$$

onde:

$$\tau_{ox} = \rho_a \gamma |W| W_x \quad (17)$$

$$\tau_{oy} = \rho_a \gamma |W| W_y \quad (18)$$

$$\tau_{bx} = \rho k |U| U \quad (19)$$

$$\tau_{by} = \rho k |V| V \quad (20)$$

de acordo com (1) e (5).

$k = 2.3 \times 10^{-3}$ é o coeficiente de fricção.

τ_{ox} e τ_{oy} são as fricções na superfície nas direcções x e y, respectivamente.

τ_{bx} e τ_{by} são as fricções do fundo nas direcções x e y, respectivamente.

$\eta(x, y, t)$ - é a elevação da superfície (m) em relação ao nível médio do mar.

U e V são as componentes da velocidade da água nas direcções x e y (m/s), respectivamente.

$d + \eta$ - é a profundidade total.

g é a aceleração de gravidade ($m s^{-2}$) e γ é o coeficiente de fricção do vento.

W_x, W_y são as componentes da velocidade do vento nas direcções x e y, ao nível médio do mar ($m s^{-1}$).

$f(x, y)$ é o parâmetro de Coriolis, depende da latitude (s^{-1}).

ρ_a é a densidade do ar e ρ é a densidade da água ($Kg m^{-3}$), respectivamente.

x, y são as coordenadas do espaço (m).

t é o tempo (s).

A_H é o coeficiente da viscosidade cinética horizontal.

onde τ_0 e τ_b são as fricções na superfície e no fundo como já definidos na equação (1) e (5). Flather e Heaps (1974) usaram este modelo mas sem fricção da superfície para calcular marés na Baía de Morecambe. Os resultados que tiveram estavam de acordo com as observações.

Este modelo é adequado para a modelação da Baía de Maputo, porque ele permite resolver correntes tanto na largura e comprimento, e porque dada pouca propiedade da baía ela pode ser considerada verticalmente homogénea.

Modelo de três dimensões (x, y, z)

Modelos mais completos são aqueles que consideram as variações espaciais (x, y, z) das propriedades. Isto é, as propriedades variam tanto ao longo do comprimento, da largura e da profundidade. O modelo de três dimensões é aplicado quando todas as acelerações horizontal e vertical são importantes. Isto é o caso de baías largas, profundas e estratificadas. A descrição completa do modelo é dada por Blumberg e Mellor (1987). Galperin e Mellor (1990) aplicaram o modelo na Baía de Delaware. Os resultados obtidos estavam em concordância com as observações.

2.2 Modelo usado

Usou-se um modelo hidrodinâmico, integrado em profundidade, de duas dimensões. A solução numérica foi desenvolvida pelo Prof. A. J. Elliott, da Universidade de Wales, usando o esquema de derivadas finitas e programada em FORTRAN.

A baía foi dividida em pequenos quadrados de 1 Km de lado (Fig. 5). Os números representam a profundidade. Os pontos em terra foram considerados como tendo a profundidade zero. O intervalo de tempo usado foi de 10 segundos para estabilizar o modelo. Para o escoamento dos rios usou-se as descargas máxima e mínima correspondente a cada rio, que estão apresentadas na tabela 1.

superfície ao fundo da baía, ela tem um gradiente vertical e horizontal. O lado Oeste é mais estuarino, sofre diluição de água vindo do rio Umbeluzi, Maputo e Incomati enquanto que a água do lado Este é mais oceânica e é o lado que existe uma conexão entre a baía e o oceano. Nesta secção a densidade aumenta de Oeste para Este e da superfície ao fundo da baía, ela tem um gradiente vertical e horizontal.

As Figuras 7 e 8 mostram a secção cruzando a baía a partir do lado Norte para o lado Sul (Março e Janeiro de 2000). Esta secção mostra que a temperatura sofre uma estratificação horizontal. A salinidade tem um gradiente vertical. A densidade desta secção aumenta da superfície para o fundo da baía, ela tem um gradiente vertical, sugerindo estabilidade. Da Figura 7 nota-se que a temperatura da estação B₁ é maior e encontra-se perto da costa. A estação B₇ também encontra-se perto da costa e próximo do rio Maputo, sofre muita influencia da água que entra através desse rio, apresenta uma temperatura baixa. Da Figura 8 nota-se um núcleo de temperatura baixa dentro da baía. A estação B₇ sofre uma diluição de água que entra através do rio Maputo, e tem uma salinidade baixa .

As Figuras 9 e 10 mostram a secção transversal à entrada da baía, orientada de Noroeste à Sudeste (Janeiro e Março de 2000). Nesta secção a temperatura sofre uma estratificação horizontal. A estação D₃ (a mais próximo da costa) tem temperatura elevada. Esta secção tem gradientes vertical e horizontal de salinidade, assim como de densidade.

A Figura 11 mostra secção transversal à baía, orientada Sudeste à Noroeste. Esta secção mostra uma estratificação horizontal de temperatura. A estação E₄ está junto a costa, a temperatura da água nesta estação é mais elevada. A salinidade e a densidade desta secção tem um gradiente vertical, aumenta da superfície para o fundo.

A Baía de Maputo pode ser dividida em duas partes: O lado Este, com menores variações espaciais de salinidade e o lado Oeste, com maior diluição da água e maiores variações espaciais de salinidade. O lado Oriental da baía pode ser considerado verticalmente homogéneo. Enquanto que o lado Ocidental é caracterizado por um gradiente vertical de salinidade.

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

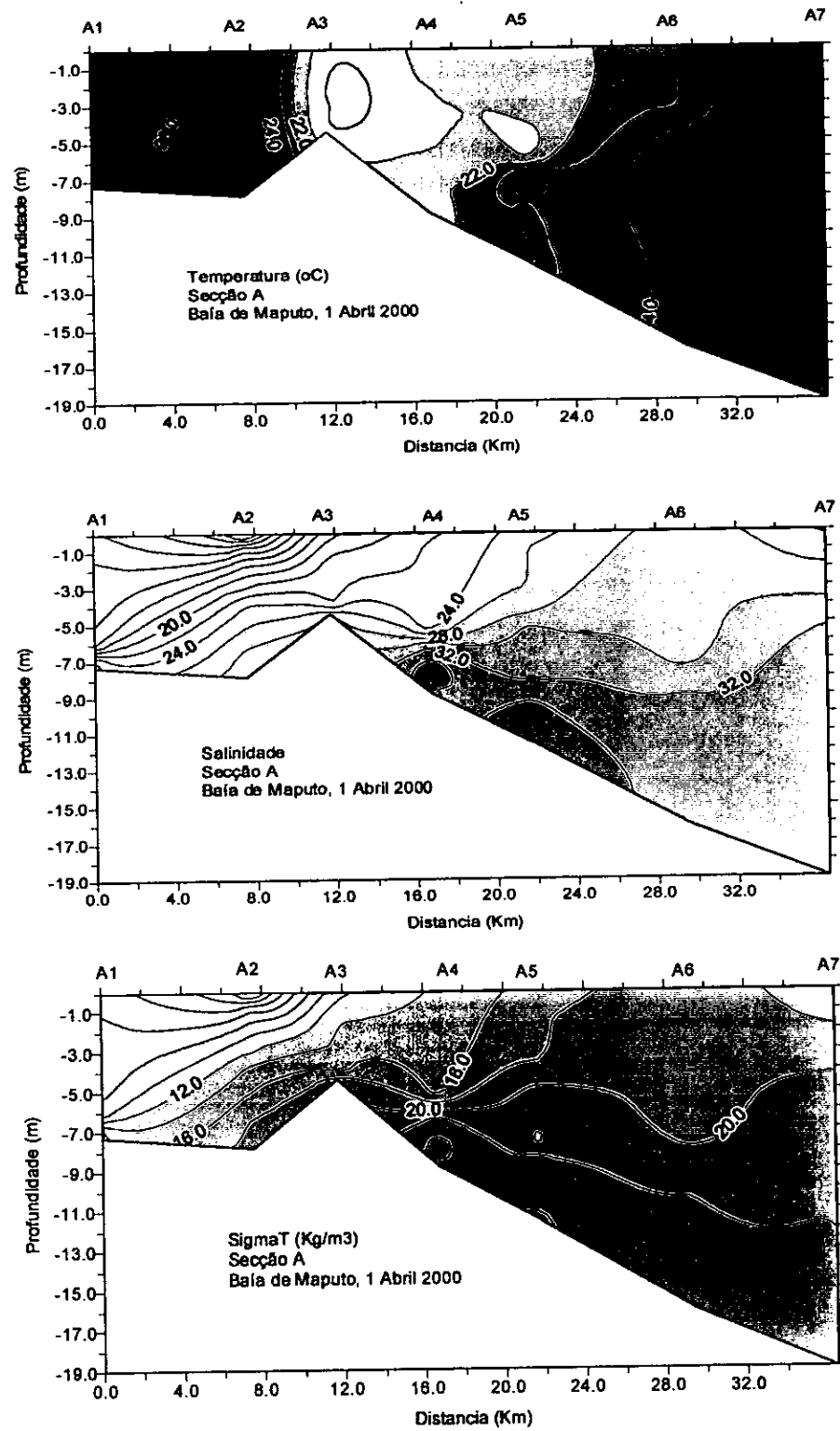


Figura. 6. Temperatura, distribuição da salinidade e da densidade da secção A (1de Abril de 2000) a partir do lado Oeste para o lado Este da baía.

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

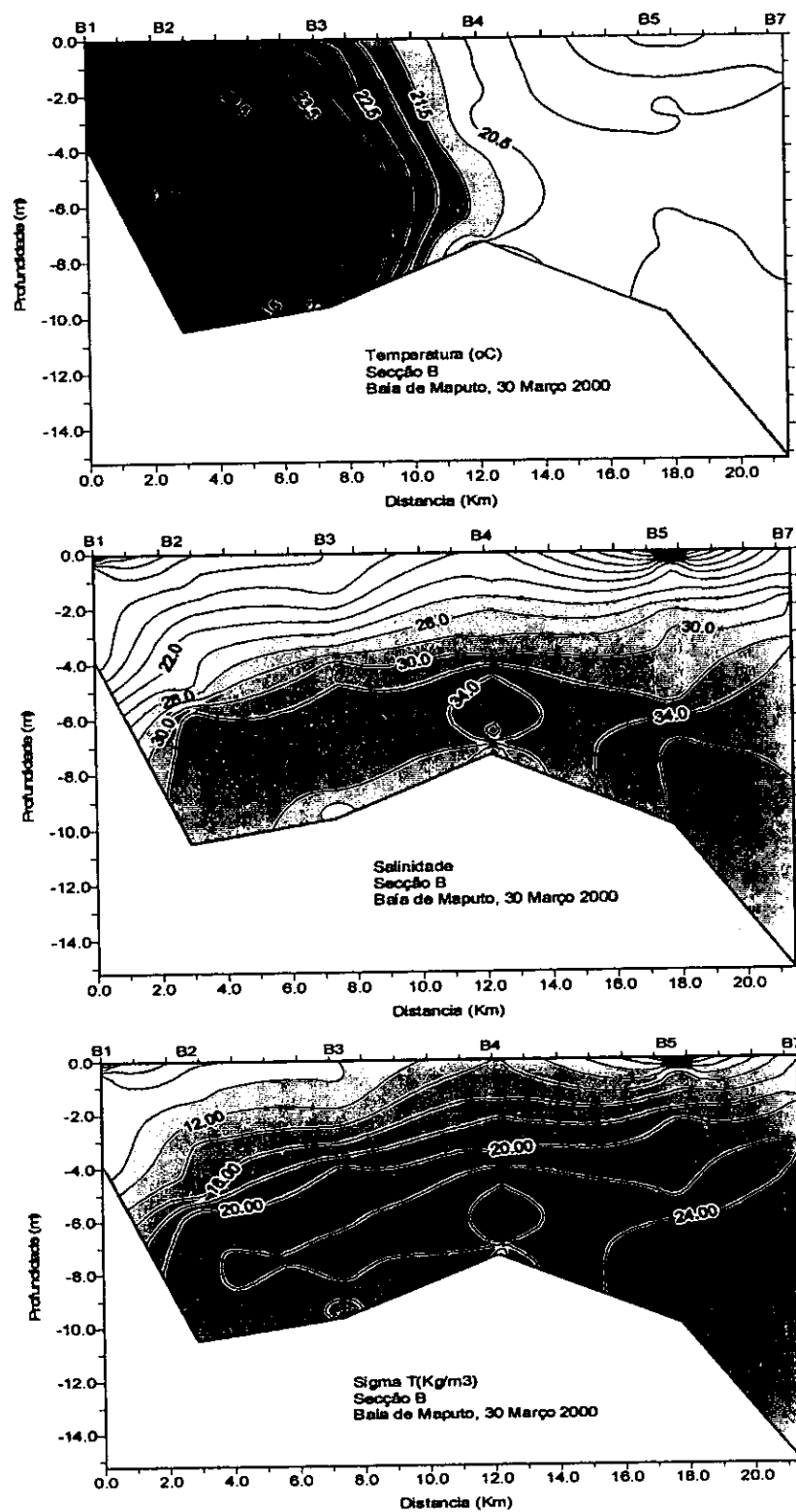


Figura 7. Temperatura, distribuição da salinidade e da densidade da secção cruzando a baía, a partir do lado Norte para o lado Sul (30 Março 2000).

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

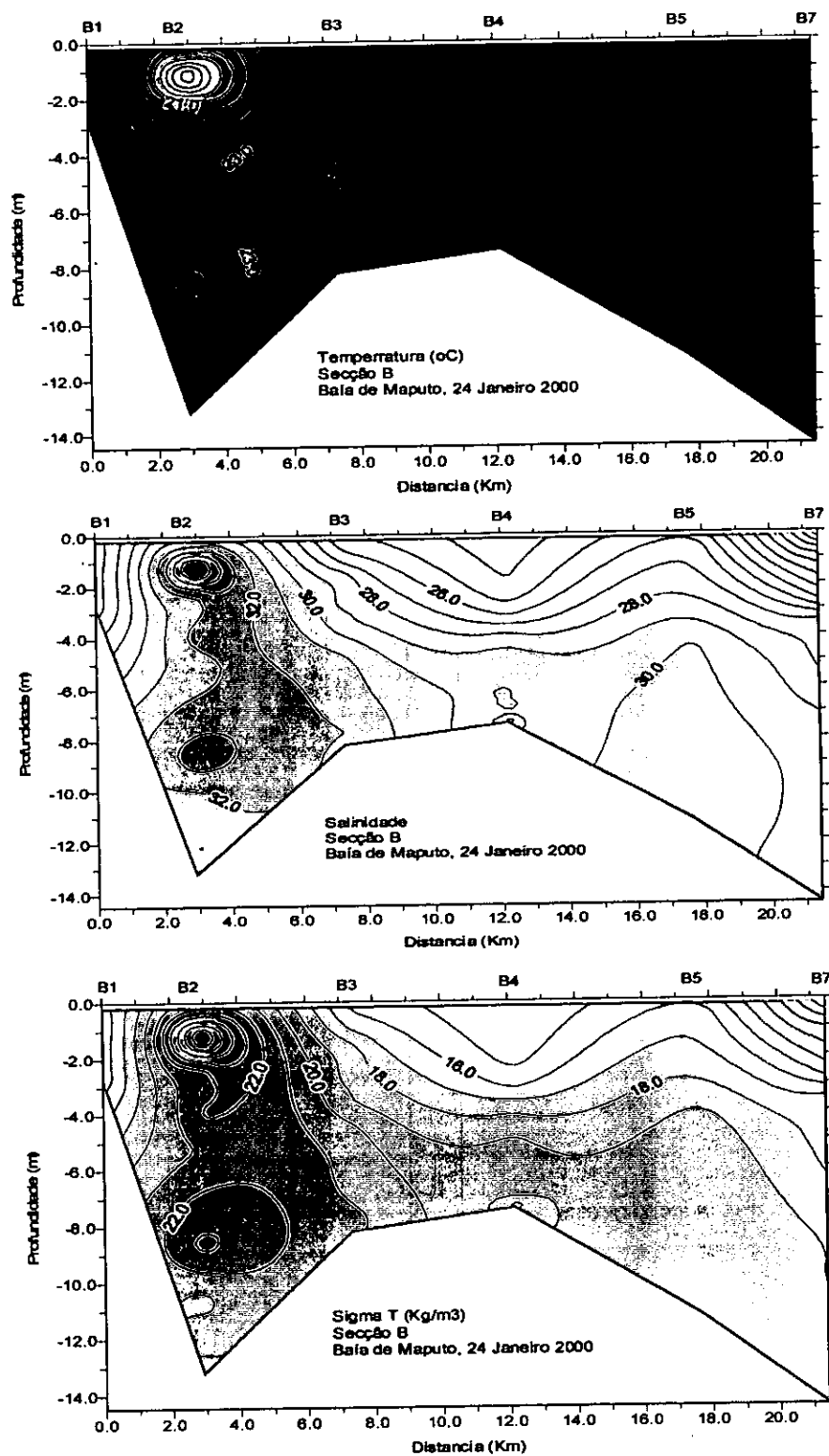


Figura.8. Temperatura, distribuição da salinidade e da densidade da secção cruzando a baía, a partir do lado Norte para o lado Sul (24 Janeiro 2000).

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

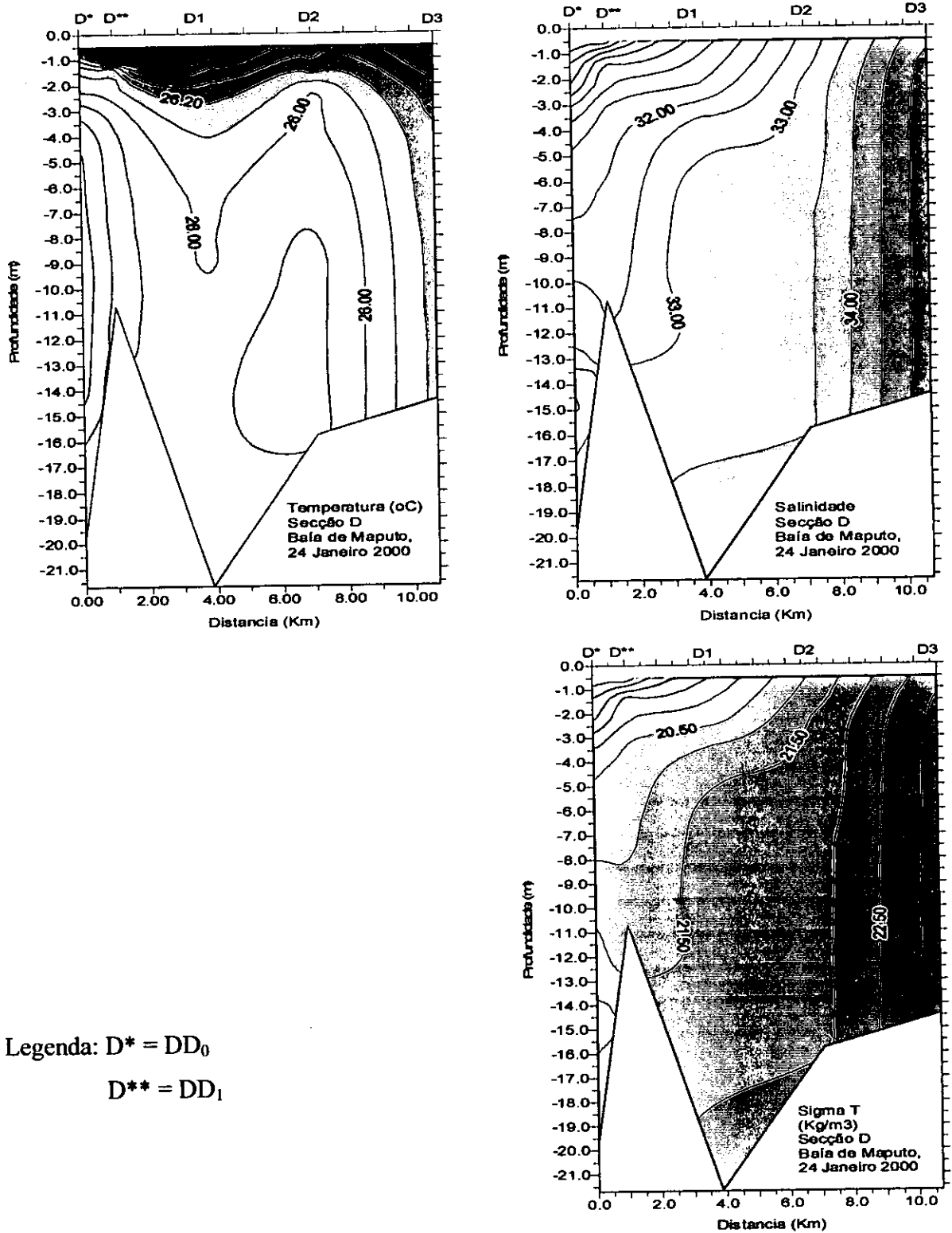
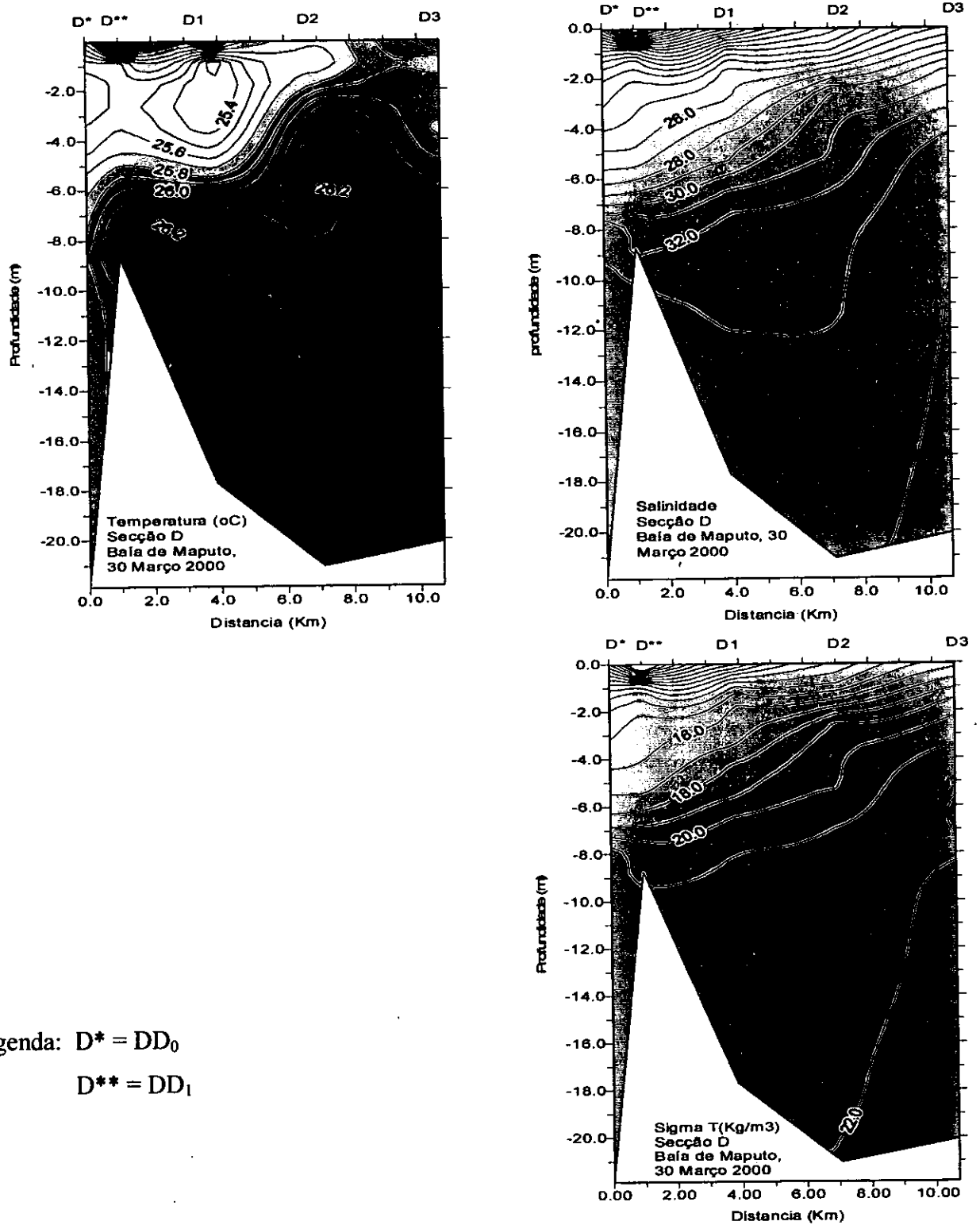


Figura 9. Temperatura, distribuição da salinidade e da densidade da secção transversal à entrada da baía, orientada Noroeste à Sudeste (24 Janeiro 2000).

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo



Legenda: D* = DD₀
 D** = DD₁

Figura 10. Temperatura, distribuição da salinidade e da densidade da secção transversal à entrada da baía, orientada Noroeste à Sudeste (30 Março 2000).

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

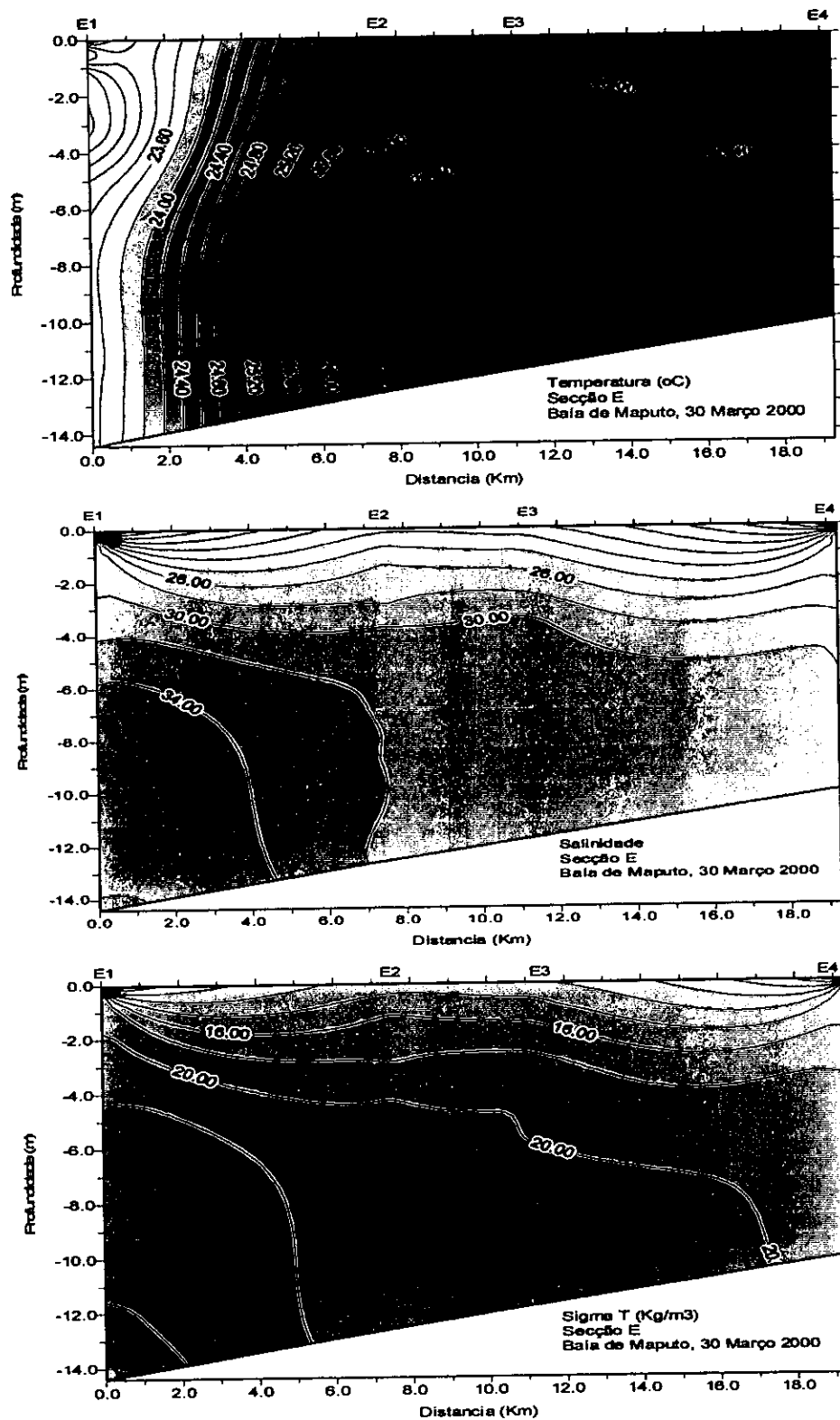


Figura 11. Temperatura, distribuição da salinidade e da densidade da secção transversal à baía, orientada Sudeste à Noroeste (30 Março 2000).

3.2 Observações de correntes e marés

A amplitude da maré viva foi cerca de 1.4 m e para a maré morta foi de 0.4 m. A velocidade de corrente transversal para a maré viva foi de 0.3 m s^{-1} e para a maré morta foi de 0.1 m s^{-1} . A velocidade de corrente longitudinal para a maré viva foi de 0.5 m s^{-1} e para a maré morta foi de 0.2 m s^{-1} .

3.3 Resultados do modelo

Marés e correntes

A amplitude da maré viva foi de 1.5 m e para a maré morta foi de 0.5 m. A velocidade da corrente transversal (componente da velocidade "U") para a maré viva foi de 0.1 m s^{-1} e para a maré morta foi de 0.05 m s^{-1} . A velocidade da corrente longitudinal (componente da velocidade "V") para a maré viva foi de 0.6 m s^{-1} e para a maré morta foi de 0.2 m s^{-1} . Da figura 12 pode-se ver que a elevação da superfície na baía de Maputo durante as marés vivas, é de cerca de 3 metros.

Da figura 13 nota-se que a componente transversal da velocidade é menor que a componente longitudinal. Também pode-se notar que os valores da componente transversal da velocidade do modelo são menores que os observados, enquanto que os valores da componente longitudinal da velocidade do modelo são maiores que os observados.

Poluentes

Para a modelação dos poluentes na baía, correu-se o modelo para 15 dias. Considerou-se uma descarga contínua de cerca de 0.1 g/s em cada fonte. Os resultados obtidos são dados em ng/l ou PPB (partes por bilião) veja as figuras 14 e 15. Foram consideradas três fontes de poluentes, tendo sido uma por cada simulação. As fontes consideradas são: O rio Maputo, o porto de Maputo e a ponta de Macaneta (o lado ocidental da entrada da baía). Dois casos de ventos foram considerados para cada fonte, o vento Sudeste e Este.

Os resultados obtidos (Figuras 14 e 15) indicam que para todos os casos os poluentes concentram-se do lado Ocidental da baía e são removidos ao longo da costa e se escapam para fora da baía através do lado Ocidental da entrada da baía. A concentração de poluentes na baía é maior sob acção dos ventos de Este que sob a acção dos ventos de Sudeste.

Quando a fonte é localizada no lado Ocidental da entrada da baía, os poluentes entram na baía através das faixa ocidental da baía. A intrusão e dispersão dos poluentes na baía é maior sob acção dos ventos de Este que a acção dos ventos de sudeste.

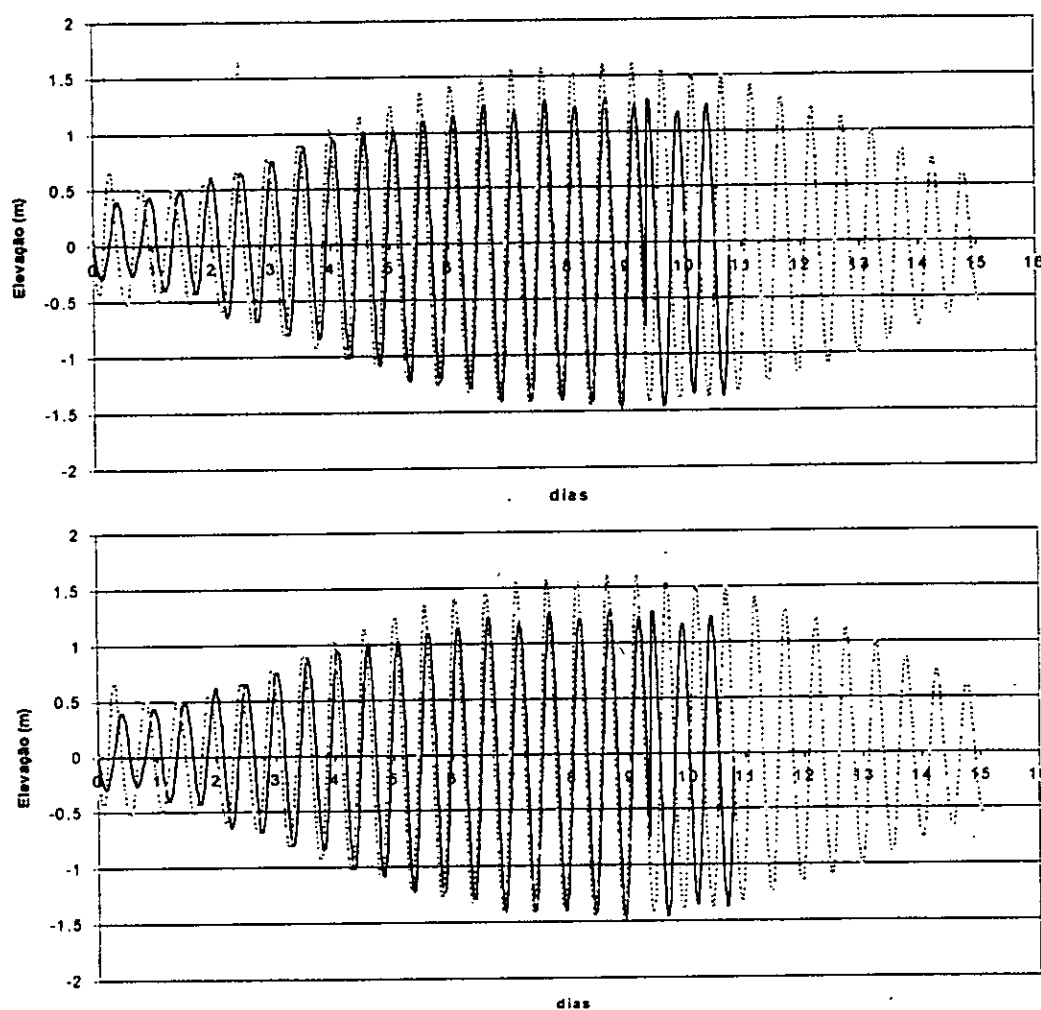


Figura 12. Elevação da superfície na Baía de Maputo, observada (linha contínua) modelada (linha tracejada), com descargas dos rios mínimas (em cima) e máximas (em baixo)

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

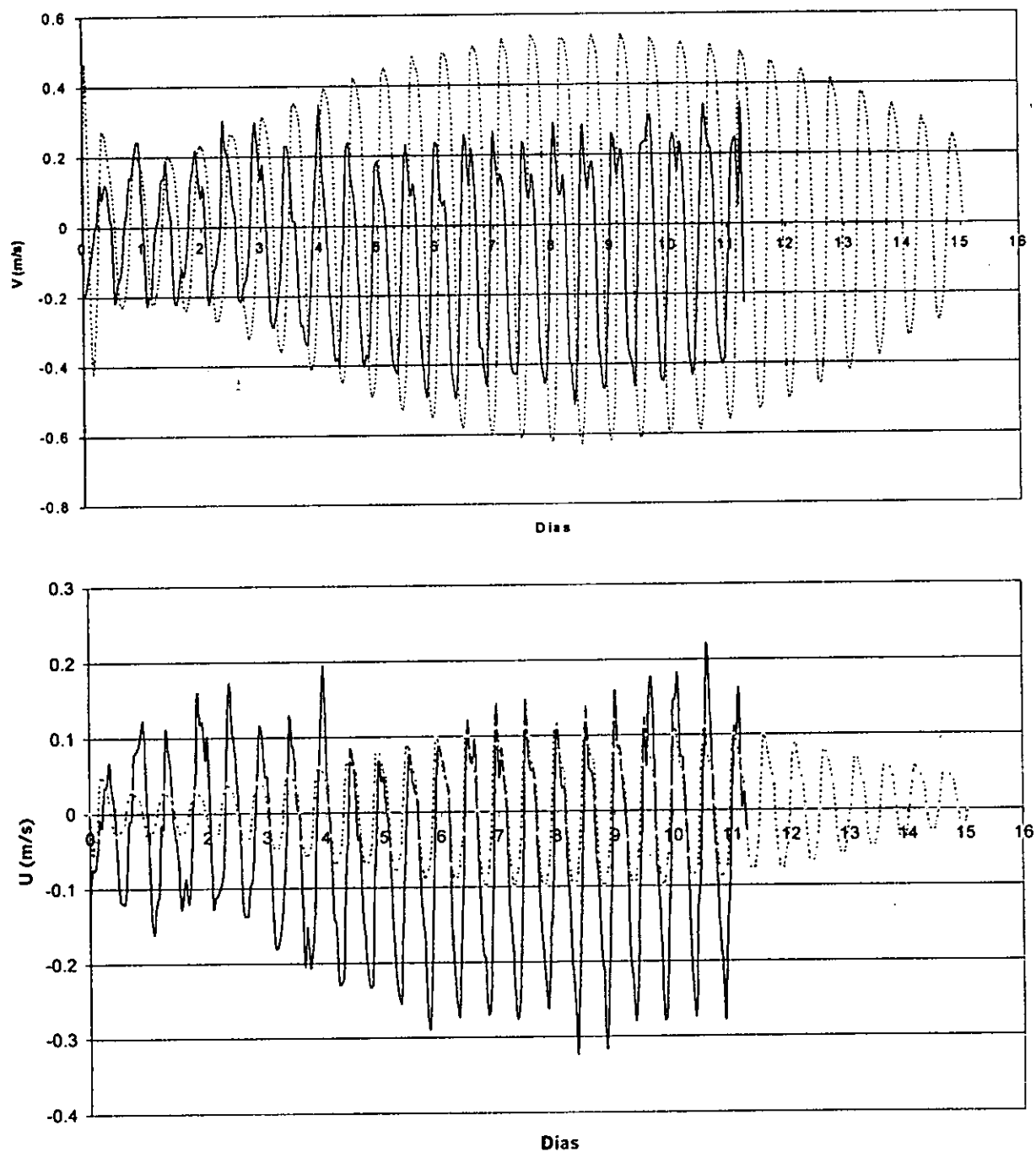


Figura 13. Componentes da velocidade na Baía de Maputo, “V” (em cima) e “U” (em baixo), observada (linha contínua) e modelada (linha tracejada), com descargas mínimas dos rios.¹

X

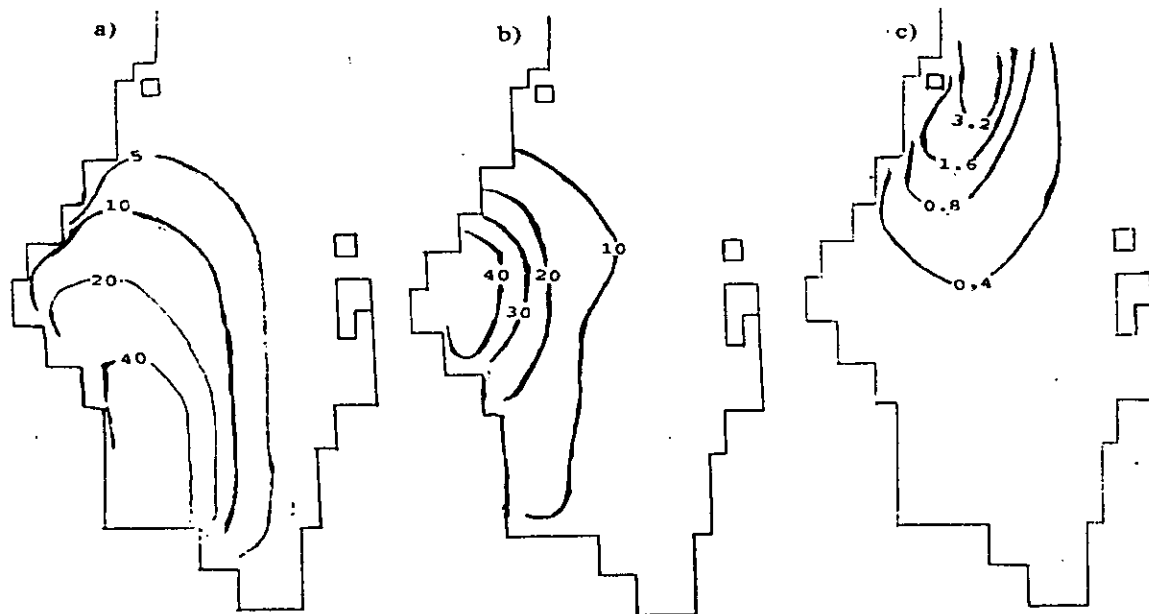


Figura 14. Distribuição de poluentes modelada sob ação do vento Sudeste com a velocidade de 2.31 m s^{-1} a) poluente descarregado do no rio Maputo, b) poluente descarregado no porto de Maputo e c) poluente descarregado do lado Ocidental da entrada da Baía de Maputo.

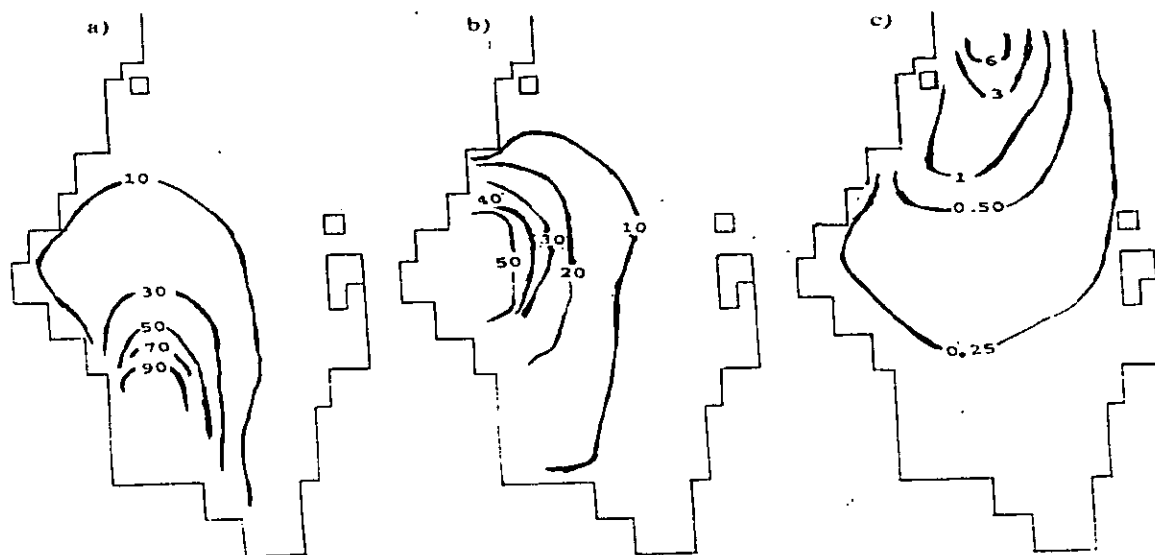


Figura 15. Distribuição de poluentes modelada sob ação do vento Este com a velocidade de 2.31 m s^{-1} a) poluente descarregado do no rio Maputo, b) poluente descarregado no porto de Maputo e c) poluente descarregado do lado Ocidental da entrada da Baía de Maputo.

4 DISCUSSÃO

4.1 Massas de água

Da Figura 6 nota-se que o lado Ocidental da Baía é mais estuarino, enquanto que o lado Oriental é mais oceânico. Esta situação está em concordância com as observações de Hogueane (1992), veja Figura 16.

Os contornos de salinidade da época chuvosa tem um gradiente vertical mais acentuado.

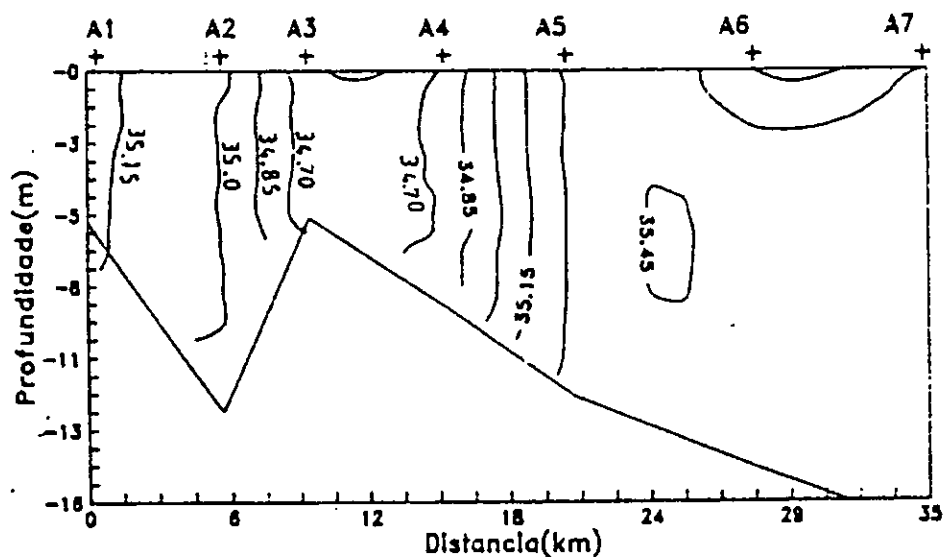


Figura 16. Distribuição de salinidade. Secção cruzando a Baía de Maputo a partir do lado Oeste para o lado Este. De acordo com Hogueane (1992).

4.2 Circulação

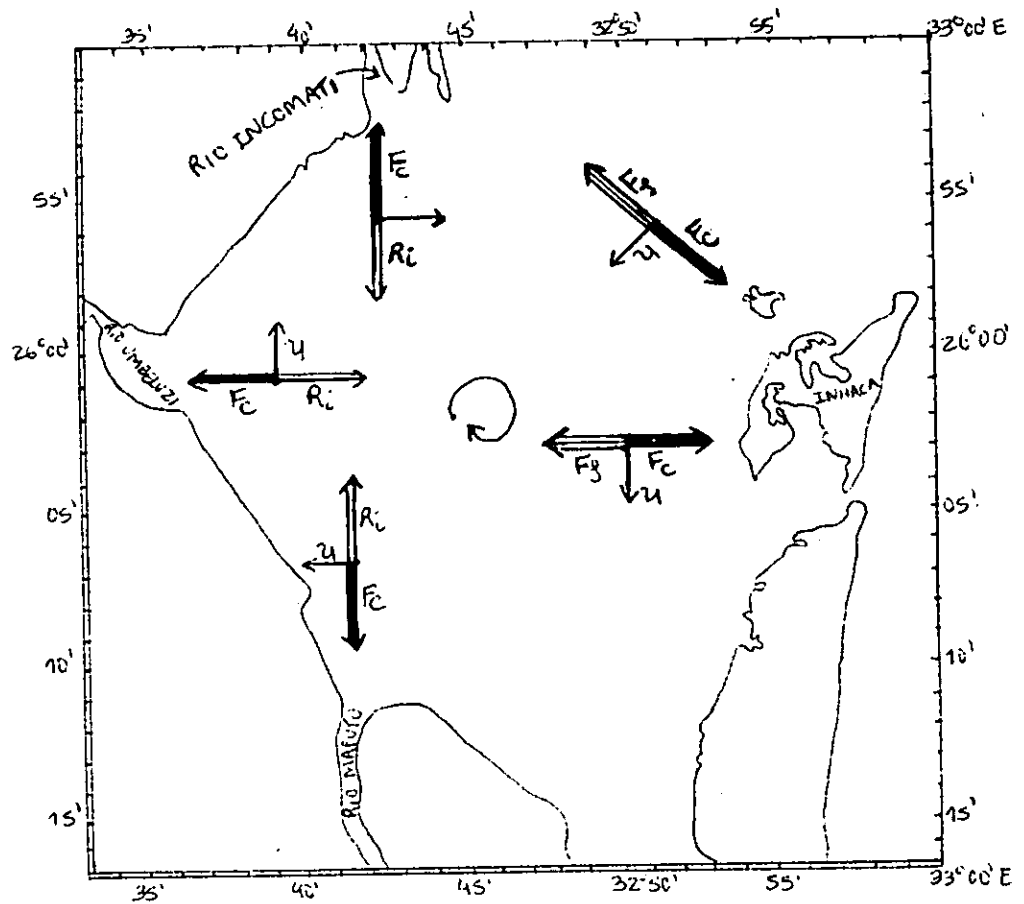
Efeito de densidade

A água dos rios por ser menos densa passa por cima e a água do oceano que é mais densa passa por baixo. A água dos rios que entra, é desviada para a esquerda do movimento, devido a força de Coriolis. A água mais densa desloca-se por baixo da água de menor densidade, e sofrendo também o efeito da força de Coriolis.

As figuras 6, 9 e 10 mostram que a água da parte Ocidental da baía é menos densa enquanto que a

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

água da parte Oriental é mais densa. Assim a água do lado Oriental desloca-se para o lado Ocidental. Durante o seu deslocamento a água é desviada para a esquerda devido a força de Coriolis. Assim, a circulação resultante do lado Oriental é para Sul (i. e., entra na baía). Por outro lado, a água menos densa dos rios entra para a baía do lado Ocidental da baía e é deflectida para a esquerda devido a força de Coriolis. Assim, a circulação resultante do lado Ocidental é para o Norte (i. e., sai da baía). A combinação dos dois casos resulta numa circulação horária dentro da baía (Figura 17).



Legenda:

F_c – é a força de Coriolis

F_ρ – é a força da densidade

R_i – é o movimento da água dos rios

u – é a velocidade da corrente.

Figura 17. Circulação da corrente dentro da Baía de Maputo, considerando a variação da densidade das secções A e D, e movimento da água dos rios que entra dentro da baía, sob acção da força de Coriolis.

aumenta, a deflexão das várias camadas de águas inferiores vai aumentando. A deflexão se torna insignificante em camadas abaixo de 100 metros e o transporte líquido para toda camada afectada é numa direcção formando 90° em relação à direcção do vento.

Tratando-se da Baía de Maputo que é pouco profunda (cerca de 20 metros de profundidade) a interacção com o fundo é maior. Mas, assumindo que os ventos predominantes são de Sudeste, estes vão contribuir para o deslocamento da água para o lado ocidental da baía, no mesmo sentido da força de densidade (veja as Figuras 19, 20 e 21). Porque a baía é menos funda e devido aos bancos de areia a reposição da água no lado Oriental é feita através da água oceânica. Assim, a circulação resultante do lado Oriental da baía é para Sul. Certamente que na maré cheia o vento contribui para a elevação do nível de água do lado Ocidental da baía e a força de pressão iria existir movendo a água do lado ocidental para o lado Oriental. Neste Instante a força de Coriolis actuaria para desviar essa água para a esquerda do movimento da água, isto é, para o Norte da baía. Assim, a circulação resultante do lado Ocidental da baía é para Norte.

Legenda:

F_c - é a força de Coriolis

W - é a força de vento

R_i - é o movimento da água dos rios

u - é a velocidade da corrente.

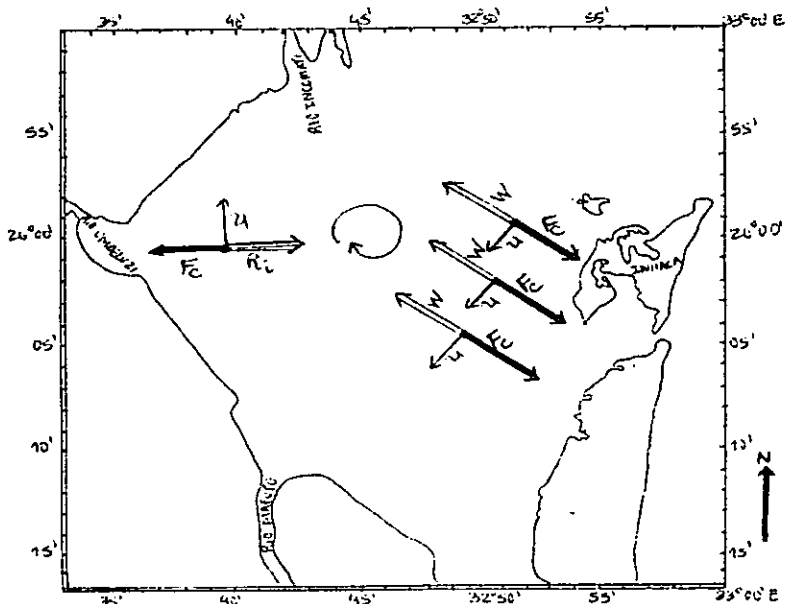
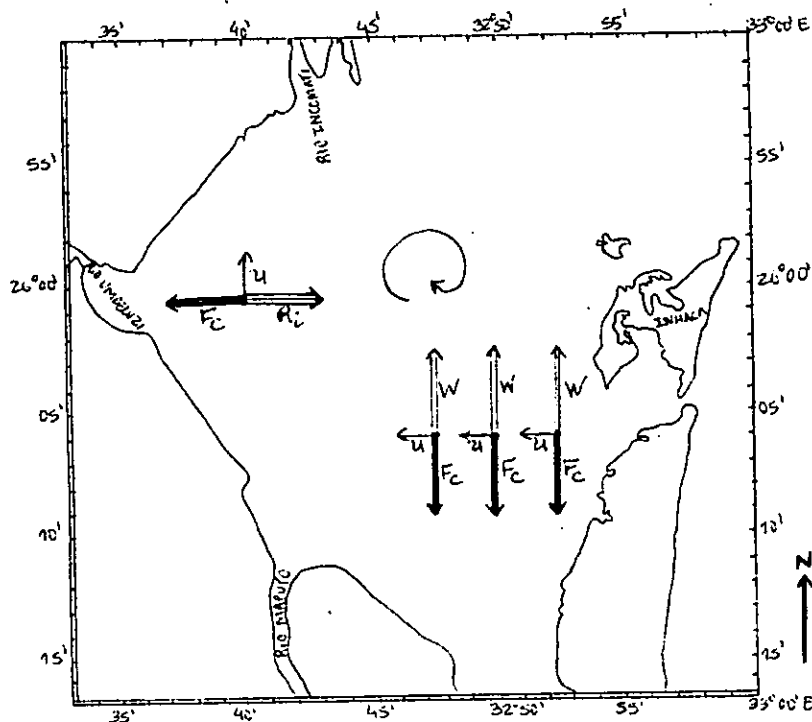


Figura 19. Circulação da corrente dentro da Baía de Maputo, considerando o vento predominante do Sudeste e movimento da água dos rios que entra dentro da baía, sob acção da força de Coriolis.

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo



Legenda:

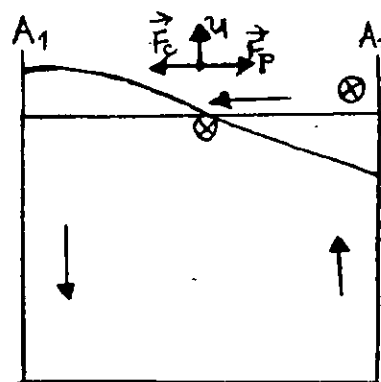
F_c - é a força de Coriolis

W - é a força de vento

R_i - é o movimento da água dos rios

u - é a velocidade da corrente.

Figura 20. Circulação da corrente dentro da Baía de Maputo, considerando o vento predominante do Sul; e movimento da água dos rios que entra dentro da baía, sob acção da força de Coriolis.



Legenda:

F_c - é a força de Coriolis

F_p - é a força de pressão

u - é a velocidade da corrente.

A_7 e A_1 - são estações dentro da Baía de Maputo.

Figura 21. Movimento da água dentro da Baía de Maputo, considerando a diferença de pressão entre as estações, sob acção da força de Coriolis.

Correntes de marés e circulação geral da Baía de Maputo

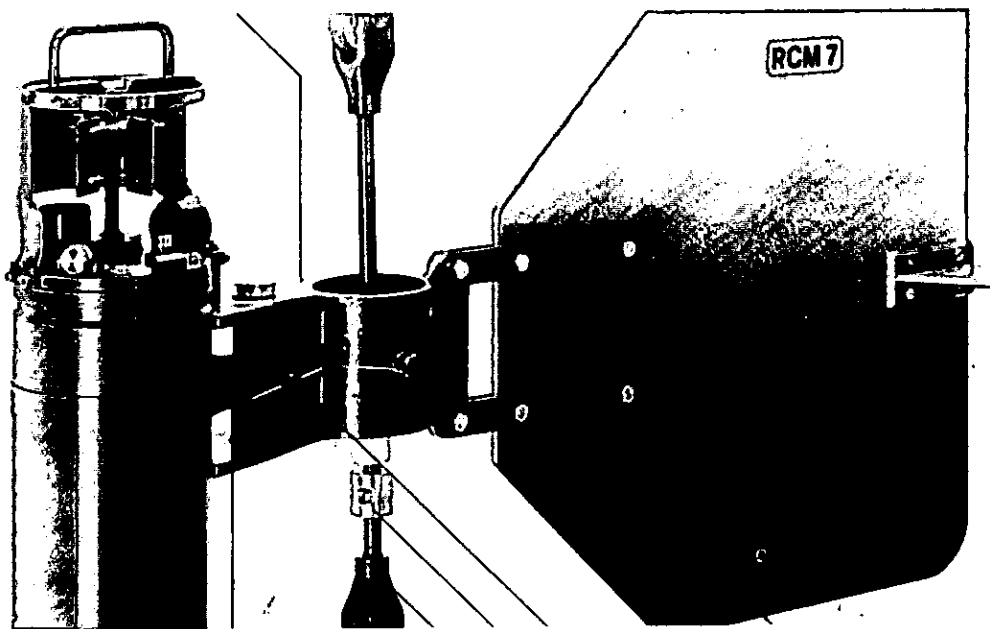


Foto 1. Estado do correntómetro antes dos 15 dias de medição.



Foto 2. Estado do correntómetro depois dos 15 dias de medição.



4.3 Marés e correntes de marés

A altura média das marés é de 3 metros, durante as marés vivas. O modelo descreve bem a elevação da superfície na baía. A Figura 12 mostra a comparação entre as observações e o resultado do modelo. Da Figura 13 nota-se que a componente transversal da velocidade é menor que a componente longitudinal. Estes resultados estão de acordo com as observações de Hogueane (1994).

As velocidades da corrente observadas são diferentes com as modeladas. As razões residem no facto de o modelo simular a velocidade em quadrículas de 1 Km de lado, ignorando assim os acidentes topográficos locais, dentro do quadrado de 1 Km². O aparelho regista as correntes na posição (limitada) onde foram ancorados. Da Foto 2, nota-se que o aparelho está coberto de conchas e algas, o que poderá ter viciado o aparelho nas medições de velocidades.

4.4 Distribuição de poluentes

Da circulação horária da baía os poluentes tendem a concentrar-se do lado Ocidental da baía de onde são removidos depois para o alto-mar. Estes resultados estão de acordo com os obtidos por Hogueane (1994). Os ventos condicionam a distribuição e a remoção dos poluentes da baía. A remoção dos poluentes da baía é mais rápida sob acção dos ventos de Sudeste que sob acção dos ventos de Leste. Isto porque a componente para Norte do vento é a que contribui para a intensificação da corrente geostrófica para o Norte, do lado Ocidental da baía, a corrente responsável pela remoção dos poluentes. Assim, é de esperar que a remoção seja mais rápida ainda, sob acção dos ventos do Sul.

Os poluentes descarregados do lado Oriental da Baía são removidos da baía do lado Oriental. Isso explica o facto do lado Oriental da Baía ser caracterizado por água oceânica e limpa, enquanto que do lado Ocidental a água é estuarina e turva.



4.5 Limitações do modelo

Depois da modelação da Baía de Maputo pode-se notar que os resultados estão de acordo com as observações. As variações do nível de água (marés), dadas pelo modelo coincidem com as observadas. Todavia o modelo tem algumas limitações.

O modelo considera a velocidade integrada em profundidade. Isto significa que toda a coluna de água é considerada mover-se com igual velocidade. Isto certamente que não é verdade. A água próximo do fundo move-se com uma velocidade menor, em relação as camadas superiores. Portanto, assumindo uma homogeneidade vertical as velocidades próximo do fundo são sobrestimadas enquanto que as de camadas superiores são subestimadas. Apesar disso, o erro em camadas superiores é razoavelmente pequeno. Então, o modelo pode ser aplicado com uma boa aproximação à realidade para derramamento de poluentes como eles se distribuem na superfície.

5 CONCLUSÕES

Dos resultados obtidos, tanto do modelo como das observações no conclui-se que:

- i) O lado Oriental é caracterizado no tempo e no espaço por salinidade oceânica, e do lado Ocidental é caracterizado pela salinidade estuarina porque é mais influenciada pela descarga dos rios, e a salinidade varia consideravelmente no tempo e no espaço. As estações próximas dos rios sofrem muita diluição e tornam-se mais estuarinas. A temperatura da água costeira é mais quente em relação a temperatura da água dentro da baía.
- ii) A densidade de água é maior do lado Oriental do que do lado Ocidental da baía, o que origina corrente, devido as diferenças de densidade, de Este para Oeste. Isto por sua vez aumenta o nível de água do lado Ocidental, o que vai provocar uma deslocação de água do lado Ocidental para o lado Oriental que actuado pela força de Coriolis provoca o deslocamento de água de Sul para Norte, ao longo da parte Ocidental da baía.
- iii) Os ventos de Sul e de Sudeste, os mais predominantes na baía, deslocam a água para o lado Ocidental da baía, fazendo aumentar o nível de água neste lado. Isto resulta numa força de pressão

do lado Ocidental para o lado Oriental, que actuado pela força de Coriolis origina um movimento de água de sul para Norte do lado Ocidental.

- iv) A circulação resultante combinando (i) e (ii) é horária na Baía de Maputo.
- v) Devido ao efeito da força de Coriolis a corrente de marés é mais intensa do lado Oriental, durante a enchente e do lado Ocidental, durante a vazante. Assim, a circulação residual é horária.
- vi) As marés e as descargas dos rios contribuem para a renovação da água na baía.
- vii) O modelo representa bem a elevação da superfície do mar e descreve bem a distribuição de poluentes.
- viii) Os poluentes concentram-se do lado Ocidental de onde são removidos para o alto-mar. O vento de sul, acelera a remoção de poluentes na baía. O lado Ocidental é mais vulnerável a poluentes que do lado Oriental, devido a circulação horária da baía.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Altineu Pires Miguens 1996 – Navegação: A ciência e a arte.

Blumberg, A. F. and Mellor, G. L. 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: *Three- dimensional Coastal Models, Coastal and Estuarine Sciences, Vol. 4, (Heaps, N. S. ed.) Washington, DC: AGU, pp. 1 16.*

Elliott, A. J. and Clarke, T. 1990. Seasonal stratification in the northwest european shelf seas. *Continental Shelf Research, 11 (5), 467 – 492.*

Flather, R. R. and Heaps, N. S. 1975- Tidal computations for Morecambe Bay. *Geophys. J. astr. soc., 42, 489 – 517.*

Galperin, B. and Mellor, G. L. 1990. A time – dependent, the dimensional model of Delaware Bay and river system. Parte 2: Three- dimensional flow fields and residual circulation. *Estuarine, coastal and shelf sciences, 31, 255 – 281.*

Gill, A. E. 1982. Atmospheric – ocean dynamics press, Inc., p 662.

Hansen, D. V. and Rattray M. Jr. 1965. Gravitational in straits an estuarines. *Journal of Marine Research 23(2), 104 – 122.*

Hill, A. E. 1994. Fortrightly tides in lagoon with variable cloking. *Estuarine, Coastal and Shelf Sciences, 38, 423 – 434.*

Hoguane, A. M. 1994. Tidal Currents and Oil dispersion in Maputo Bay.

Hoguane, A. M. 1994 - Hydrodynamics, heat and salt budget in magrove creeks and swamps.

- Hoguane, A. M. 1996 – Hydrodynamics, temperature and salinity in magrove swamps in Mozambique. *A Ph.D. thesis, University of Wales, Bangor, UK.*
- Kraus, E.B. 1972. Atmosphere – ocean interaction. *Oxford university Press, Ely House, London. P 275.*
- Mellor, G. L. and Yamada, T. 1982. Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics, 20 (4), 851 – 875.*
- Perry, A. H. and Walker, J. M. 1977. The ocean – atmosphere system. *Longman Group, Ltd. P 160.*
- Rattray M. Jr. and Hansen, D. V. 1962. A similarity solution for circulation in an estuary. *Journal of Marine Research, 20 (2), 121 – 133.*
- Robisson, I. S. 1983 A tidal flushing model of the fleet – an english tidal Lagoon. *Estuarine, coastal and Shelf Sciences, 16, 669 – 688.*
- Robisson, I. S., Warren, L. and Longlosttom, J. F. 1983, Sea – level fluctuations in the fleet, an english tidal lagoon. *Estuarine, coastal and shelf sciences, 16, 651 – 668.*
- Simpson, J. H. and Sharples, J. 1991. Dynamically – active models in the prediction of estuarine stratification. In: *Dynamics and exchange in estuaries and the coastal zone*, Ed. D. Prandle, Springer, Berlin Heidelberg New York, pp. 101 – 113.

Anexos I

Correntes de maré e correntes oceânicas

Importância da corrente de maré para a navegação

A superfície dos mares não permanece estacionária. Devido, principalmente, às atrações da lua e do sol, a massa líquida se movimenta no sentido vertical, dando origem às marés e, também, horizontalmente, provocando as correntes de maré.

Quando o navio se encontra em locais profundos, o conhecimento preciso da altura da água em relação ao fundo do mar não tem maior significado. Entretanto, em águas rasas, é este conhecimento que permitirá definir em que ocasiões e quais as áreas, portos ou canais onde um navio pode navegar com segurança.

As correntes de maré deverão ser levadas em conta na navegação em águas restritas, quando não se pode permitir que o navio se afaste da derrota. O conhecimento antecipado da direcção e velocidade desta corrente facilitará o planeamento, não só da derrota, como também da atracação/desatracação e dos horários mais convenientes às manobras.

Correntes de maré

Ao estudar-se a acção dos componentes das forças geradoras da maré, verifica-se que aquelas forças acarretam preliminarmente o movimento horizontal da massa líquida (corrente de maré), do qual resulta o movimento vertical do nível do mar, ou seja, a maré. Assim, é necessário compreender a coexistência das marés e das correntes de maré, como efeitos de uma mesma causa.

É importante para o navegante ser capaz de prever a direcção e a velocidade da corrente de maré em qualquer instante e levar em conta o seu efeito sobre o movimento do navio.

Normalmente, nas entradas dos portos nos quais a acção directa das forças astronómicas é desprezível, a corrente de maré é o resultado da diferença de nível entre o oceano e o interior do porto. Assim, o fluxo e o refluxo são caracterizados por uma corrente axial alternativa, segundo o eixo do canal.

No oceano aberto, as correntes de maré têm um carácter rotatório, em virtude da interacção entre as forças astronómicas e a influência da rotação terrestre. De facto o efeito de Coriolis, devido a rotação da terra, tende a desviar as correntes de maré para a esquerda no hemisfério Sul e para a direita no Hemisfério Norte, concorrendo, juntamente com as próprias forças astronómicas, para a génese de correntes rotatórias. O efeito de Coriolis poderá reforçar ou reduzir o efeito das forças astronómicas.

Dada a afinidade entre a maré e a corrente de maré, para um determinado porto é possível relacionar a velocidade e a direcção da corrente de maré às horas da PREAMAR e BAIXA-MAR no porto.

O conhecimento antecipado das correntes de maré é de grande valia, não só para o planeamento da derrota em águas restritas, mas também para selecção dos horários mais favoráveis às manobras, escolha do bordo de atracação e velocidades com que o navio deve evoluir.

Informações sobre correntes de maré podem ser obtidas em Cartas de Correntes de maré, preparadas para cada um dos principais portos, e também em tabelas ou notas inseridas em algumas Cartas Náuticas.

Correntes oceânicas

A circulação geral dos oceanos

A circulação geral das águas dos oceanos responde aos efeitos dos processos que alteram a distribuição de massa no mar e à acção dos ventos sobre a superfície das águas.

Os processos que alteram a distribuição de massa no mar e que, em conjunto, se denominam processos termoalinos, pois afectam a densidade actuando sobre a temperatura e a salinidade, são o aquecimento, o resfriamento, a concentração e a diluição das águas.

Assim sendo, para efeitos de estudo, a circulação geral dos oceanos pode ser dividida em circulação termoalina e circulação gerada pelo vento.

Circulação termoalina

Circulação termoalina é o deslocamento das massas oceânicas causado pelas variações da densidade da água do mar.

Esta circulação, é gerada pelas variações de temperatura e salinidade, de um ponto para outro dos oceanos. Sendo a densidade função da temperatura e da salinidade da água do mar, é ela na verdade, que determina o surgimento e permanência deste tipo de circulação.

A circulação termoalina tem como origem, o aumento da densidade da água superficial, aumento esse que pode verificar-se de duas maneiras: **termicamente**, por resfriamento da camada superficial, ou **indirectamente**, quando se dá a congelação: a salinidade da água residual cresce, aumentando também sua densidade.

Poder-se-ia esperar que o efeito da evaporação, ao provocar um aumento de salinidade, provocasse também, nas regiões tropicais, um aumento de densidade. Tal não acontece, pois a mesma radiação solar que originou a evaporação, origina também forte aquecimento superficial, fazendo a densidade

diminuir, sobretudo o efeito de crescimento pelo aumento da salinidade.

Uma das características mais importantes da circulação termoalina é a que se refere ao padrão típico da seus deslocamentos. A circulação termoalina surge como um fluxo vertical, quando a água mais densa afunda até profundidades médias, ou mesmo até o fundo. Em, seguida, ela prossegue como um fluxo horizontal, percorrendo grandes distâncias. Este aspecto a diferencia da circulação pelo efeito do vento, que é uma circulação eminentemente horizontal.

Circulação pelo efeito do vento

Em última instância, a circulação termoalina é provocada pela radiação solar, que, gerando um aquecimento desigual dos oceanos, segundo a região geográfica, estabelece variações na densidade, ocasionando o mergulho das águas mais densas.

Da mesma forma a circulação pelo efeito do vento é, em última análise, originada pela radiação solar. Neste tipo de circulação, entretanto, a radiação solar actua indirectamente, ao provocar o aquecimento desigual da atmosfera.

O aquecimento desigual da atmosfera origina os grandes sistemas de ventos, que fluem de áreas mais densas para outras menos densas.

Os ventos efectuam o "acoplamento" da atmosfera com os oceanos. Soprando sobre os mares, vão provocar, por meio do atrito, o arrastamento das águas superficiais, dando origem ao surgimento de uma circulação típica.

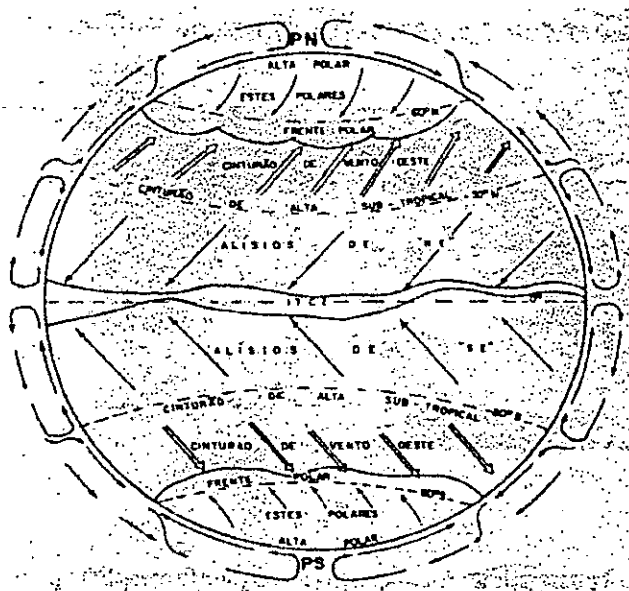


Fig. 9. Circulação básica da atmosfera e os grandes sistemas de vento.

X

Ao contrário da circulação termoalina, a circulação produzida pelos ventos é eminentemente horizontal e está limitada apenas às primeiras centenas de metros de profundidade. Os movimentos termoalinos são dominantes nas águas profundas e os movimentos gerados pelos ventos dominam a circulação na camada superficial, que é a de maior interesse para a navegação.

Estes fluxos, afectados pelo efeito de Coriolis, que causa um desvio para esquerda, no Hemisfério Sul, e para a direita no Hemisfério Norte, constituem os grandes ventos aliseos (ALÍSIOS DE NE, no Hemisfério Norte e ALÍSIOS DE SUDESTE, no Hemisfério Sul), mostrados na figura 9.

A acção de grandes sistemas de vento sobre os oceanos causa uma circulação predominantemente superficial e eminentemente horizontal. O vento, soprando sobre a superfície do mar, põe a água em movimento, em consequência do efeito de fricção no meio fluido (arrastamento sobre as camadas superficiais do mar). A direcção do movimento da água no oceano não é aquela do vento. A rotação da Terra origina a força de Coriolis, em consequência da qual as correntes geradas pelo vento na camada superficial, por ele afectada, movem-se para a esquerda do vento, no Hemisfério Sul, e para a direita, no Hemisfério Norte. Este desvio de águas superficiais e de blocos de gelo, que percorrem vastas distâncias, representa um papel importante na formação das correntes oceânicas. A intensidade do desvio depende da velocidade da partícula e de sua latitude, sendo nula no equador e máxima nos pólos. Uma partícula em repouso não é afectada, nem uma partícula que se move exactamente na direcção Leste-Oeste no equador.

Efeito combinado da circulação termoalina e da circulação gerada pelo vento: correntes oceânicas

As correntes oceânicas constituem portanto, o resultado do efeito combinado dos ventos e das variações de densidade. Nos dois casos, os deslocamentos prosseguem muito além da região de origem. Isto obriga, mesmo quando se deseja estudar apenas uma área limitada, a estender o estudo por regiões mais distantes e ampliar o campo das observações.

As circulações das grandes áreas oceânicas mostram semelhanças notáveis. Na camada superior, existe circulação no sentido sinistrógiro (oposto ao sentido dos ponteiros de relógio), no Índico Sul

circulação superficial no oceano Índico

A circulação no Oceano Índico tem como característica a variação sazonal causada pelas monções.

* O giro de corrente é anti-horário, segundo Miguens, A. P. (1996).