

YOSHIMINE IKEDA

INFLUÊNCIAS SAZONAIS NAS PROPRIEDADES OCEANOGRÁFICAS EM GRANDE,
MÉDIA E PEQUENA ESCALAS, DE CABO FRIO - RJ À CANANÉIA - SP, BASEADAS
NOS DADOS OBTIDOS PELO N/Oc. "PROF. W. BESNARD" E SATÉLITE NOAA/4

Tese apresentada à Comissão de
Pós-Graduação do Instituto Oceanográfico
da Universidade de São Paulo para
obtenção do Título de Doutor em Ciências

SÃO PAULO

1977

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Clovis Teixeira - orientador desta tese - pela inestimável colaboração, pelo incentivo que recebemos durante a sua realização.

Ao Dr. Merritt Raymond Stevenson, oceanógrafo físico do Inter-American Tropical Tuna Commission, Scripps Institution of Oceanography e à sua equipe, pelo convívio intelectual e fraterno, pela valiosa orientação, pelo fornecimento dos dados do satélite NOAA/4 e pelo processamento dos dados deste trabalho.

Ao Dr. Luiz Bruner de Miranda, pelas críticas e sugestões na revisão e pelo interesse que acompanhou a realização dos cruzeiros oceanográficos.

Ao Eng^o Argeo Magliocca e à sua equipe, pela colaboração que emprestou na realização dos experimentos de dispersão, quando em seu laboratório foram levantadas as curvas de calibração para o traçador Rhodamina-B.

Ao Prof. Dr. Antonio Guimarães Ferri - Diretor Geral do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo e Coordenador do Projeto Multinacional de Ciências do Mar, patrocinado pela Organização dos Estados Americanos (OEA) - pela solicitude e eficiência com que se empenhou na solução dos nossos problemas.

Ao Prof. Dr. Plínio Soares Moreira - Coordenador

do Projeto Integrado para Uso e Exploração Racional do Ambiente Marinho (Convênio IOUSP/FINEP) - pela constante solidariedade que demonstrou durante todas as fases deste trabalho, estimulando o seu prosseguimento.

Ao Dr. Yasunobu Matsuura - Coordenador do Sub-projeto Biologia da Pesca/FINEP - e à sua equipe, pela colaboração na obtenção dos dados experimentais no mar.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), CET (Conselho Estadual de Tecnologia) e FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), pela subvenção de verbas que ampararam a nossa especialização no exterior.

À FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pela doação ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo de um sistema de navegação por satélite, para ser instalado a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard", e que propiciou a precisão necessária do posicionamento das rotas para o mapeamento contínuo da temperatura de superfície do mar.

À OEA (Organização dos Estados Americanos), pelo suporte financeiro na aquisição de equipamentos e contratação de professores visitantes durante o transcurso deste trabalho.

Ao IHPE (Instituto de Pesquisa Espaciais), pela cessão do termosalinógrafo utilizado neste trabalho.

Ao Comandante Adilson Luiz Gama e oficiais do N/Oc "Prof. W. Besnard" pela colaboração nos trabalhos de campo.

À Srta. Sonia Garcia Perreira, pelo mapeamento tér-
mico de superfície.

Ao Sr. Marcos Antonio Montalban, pela dedicação -
nos desenhos, gráficos e montagens.

À Srta. Kazuko Suzuki, pela paciência com que pres-
tou os serviços de datilografia.

Enfim, a todos aqueles que direta ou indiretamente
colaboraram na elaboração desta tese, os meus melhores agrade-ci-
mentos.

RESUMO

Consideramos a região costeira e oceânica abrangida neste estudo como um sistema de grande escala, que se extende desde Cabo Frio(RJ) (lat. $23^{\circ}00'S$) até Cananêia(SP) (lat. $25^{\circ}00'S$). Nas análises de uma série temporal dos dados de temperatura da superfície do mar obtido por sensoriamento remoto pelo satélite NOAA/4 foram observadas diferenças no tempo de ocorrência das máximas e mínimas temperaturas médias mensais em relação à estação costeira de Cananêia(SP). Essa diferença foi de dois meses para o máximo e um mês para o mínimo. Para o componente anual de variação de temperatura observamos áreas de maiores amplitudes de temperatura da superfície do mar (Cabo Frio-RJ, influência do fenômeno de ressurgência e Cananêia-SP, influência da Corrente das Malvinas) e de menores amplitudes nas áreas costeira e oceânicas (entre Ubatuba-SP e Santos-SP, indicando uma área termicamente mais estável). Para os componentes com períodos de 06, 04 e 03 meses as maiores amplitudes ocorrem nas mesmas áreas já citadas, com exceção da região oceânica (lat. $25^{\circ}30'S$ e long. $042^{\circ}00'W$) para o componente de 06 meses.

A circulação na região adjacente à Ilha Grande-RJ (lat. $23^{\circ}15'S$), cuja amostragem foi realizada em escala mêdia, foi descrita através de diagramas vetoriais progressivos (determinamos uma circulação de fundo no sentido horário na Baía da Ilha Grande-RJ, em junho de 1976). As flutuações de curto período foram determinadas através da análise de -

autocorrelação obtendo-se os seguintes resultados: na parte oeste da baía, flutuações da ordem de 35 a 70 min; na parte leste da baía, flutuações da ordem de 50 a 70 min e flutuações da ordem de 3h 30min a 5h.24min, para as profundidades - médias e proximos ao fundo, respectivamente. O carater turbulento dos movimentos observados foi determinado através do Número de Richardson. As propriedades dispersivas nessa região foram simuladas experimentalmente, sendo os coeficientes de difusão ($K = 3,5 \times 10^3$ e $9,0 \times 10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) determinados por técnicas fluorométricas com o uso da Rhodamina-B como traçador.

ABSTRACT

The oceanic and coastal area from Cabo Frio (RJ) ($23^{\circ}00'S$ lat.) to Cananeia (SP) ($25^{\circ}00'S$ lat.) was considered large scale systems. Through time series analysis of the NOAA A-4 sea surface temperature (SST) data, time differences in the occurrence of maximum and minimum mean monthly SST were observed and showed the maximum surface water temperature to lag the coastal land station (Cananeia) by 2 months and the minimum by 1 month. For annual component of SST maximum amplitudes were observed at Cabo Frio (upwelling influences) and Cananeia (Malvinas Current influences) and minimum amplitudes at coastal and oceanic area between Ubatuba (SP) and Santos (SP) (more thermal stable area). For the 6, 4 and 3 month components the maximum amplitudes occurred at the areas mentioned previously, with exception to the oceanic area ($25^{\circ}30'S$ lat. and $042^{\circ}00'W$ long.) for 6 month component.

A mesoscale study was also made on the Ilha Grande (RJ) area ($23^{\circ}15'S$ lat.). The circulation was described through progressive vector diagrams (PVD's) (clockwise bottom circulation was determined in June, 1976). Evaluation of the short period fluctuation was determined through autocorrelation analysis: west part of bay (35 to 70 min), east part of bay (50 to 70 min - mean depth and 3h30 min to 5h24 min - bottom depth). Studies of turbulence were made through the use of the Richardson Number. Two dispersion (e.g. $K = 3.5 \times 10^3 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ and $9 \times 10^3 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$) studies were made from diffusion coefficients were determined through Rhodamine B experiments.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	IV
ÍNDICE	VII
LISTA DAS FIGURAS E TABELAS	IX
PARTE I - INTRODUÇÃO	1
PARTE II - TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR OBTIDOS COM O SATÉLITE NOAA/4	10
2.1 - Medidas de temperatura de superfície do mar obtidas com o termosalinôgrafo a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard"	16
2.2 - Comparação dos dados de temperatura da superfí- cie do mar entre os valores obtidos pelo navio e pelo satélite	19
2.3 - Análise dos dados de temperatura de superfí- cie do mar obtidos com o satélite	22
PARTE III - OBSERVAÇÕES DE CORRENTOMETRIA NA BAÍA DA ILHA GRANDE-RJ	35
3.1 - Análise dos dados de correntometria	36
3.1.1. Diagramas vetoriais progressivos	38
3.1.2. Período predominante	42
PARTE IV - OBSERVAÇÕES DE HIDROGRAFIA NA BAIA DA ILHA GRANDE-RJ	52

4.1 - Análise dos dados hidrográficos	53
PARTE V - NÚMERO DE RICHARDSON	63
PARTE VI - DISPERSÃO	66
PARTE VII - CONCLUSÕES	73
BIBLIOGRAFIA	78

L I S T A D E F I G U R A S

- Fig. 1 - Temperatura da superfície do mar para o dia 18/02/73 (após Stevenson & Miller, 1974).
- Fig. 2 - Sondagem do perfil vertical da temperatura radiométrica (após Hoppe & Ruiz, 1974).
- Fig. 3 - Histogramas de temperatura da superfície do mar para os dias 19 e 26/06/73 (após Stevenson & Miller, 1974).
- Fig. 4 - Temperaturas da superfície do mar para a área compreendida entre as latitudes de $15^{\circ}00'S$ e $30^{\circ}00'S$ e longitudes de $034^{\circ}00'W$ e $049^{\circ}00'W$, obtidos do Projeto GOSSTCOMP Experimental Sea Surface Temperature (NOAA/NESS, E.U.A.).
- Fig. 5 - Contornos das isotermas ($^{\circ}C$) para os dados da Figura 4.
- Fig. 6 - Variação anual de temperatura da superfície do mar (T) com intervalo de confiança de 90%. ΔT , flutuação em relação à média mensal.
- Fig. 7 - Contornos das isotermas a partir dos dados do termosalinógrafo.
- Fig. 8 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação à distância { temperaturas obtidas com o navio (02 a 06/12/75) e satélite (03/12/75) } (----- satélite, ——— navio)

- Fig. 9 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação à distância { temperaturas obtidas com o navio (11 a 15/01/76) e satélite (14/01/76) } (----- satélite, ——— navio).
- Fig. 10 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação à distância { temperaturas obtidas com o navio (10 a 14/05/76) e satélite (10/05/76) } (----- satélite, ——— navio).
- Fig. 11 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação à distância para lat. $23^{\circ}30'S$ (dados do satélite, fevereiro de 1976).
- Fig. 12 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação à distância para lat. $24^{\circ}00'S$ (dados do satélite, fevereiro de 1976).
- Fig. 13 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação à distância para lat. $23^{\circ}30'S$ (dados do satélite, junho de 1976).
- Fig. 14 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação à distância para lat. $24^{\circ}00'S$ (dados do satélite, junho de 1976).
- Fig. 15 - Variação anual de temperatura da água em Cananóia (SP) (lat. $25^{\circ}00,9'S$ e long. $047^{\circ}55,6'W$).
- Fig. 16 - Posições geográficas onde obtivemos curvas de variações anual de temperatura da superfície do mar.
- Fig. 17 - Flutuação semanal das temperaturas da superfície

do mar em relação à média mensal ($^{\circ}\text{C} \times 10$) (3ª semana de fevereiro e 2ª semana de junho de 1976).

- Fig. 18 - Flutuação mensal de temperatura da superfície do mar em relação à média anual ($^{\circ}\text{C} \times 10$) (mês de fevereiro e junho de 1976).
- Fig. 19 - Curvas de mesma amplitude (A) e fase (B) para o componente fundamental (período de 1 ano).
- Fig. 20 - Curvas de mesma amplitude (A) e fase (B) para o 2º harmônico (período de 6 meses).
- Fig. 21 - Curvas de mesma amplitude (A) e fase (B) para o 3º harmônico (período de 4 meses).
- Fig. 22 - Curvas de mesma amplitude (A) e fase (B) para o 4º harmônico (período de 3 meses).
- Fig. 23 - Posições das estações oceanográficas fixas e o sistema de coordenadas.
- Fig. 24 - Diagramas vetoriais progressivos para as posições 1D(10m) e 1G(20m).
- Fig. 25 - Diagramas vetoriais progressivos para as posições 2D(10m) e 2G(17m).
- Fig. 26 - Diagramas vetoriais progressivos para as posições 3C(06m) e 3G(20m).
- Fig. 27 - Vetor velocidade média para as três estações oceanográficas fixas.
- Fig. 28 - Curvas para os dados originais de correntes e

normalizadas, para a estação 1D, com intervalos de amostragem de 5min, para o componente U.

- Fig. 29 - Análise de autocorrelação para a posição 1D(10m), componente U e V partindo de 90 valores(7h30min).
- Fig. 30 - Análise de autocorrelação para a posição 1G(20m), componente U e V partindo de 90 valores(7h30min).
- Fig. 31 - Análise de autocorrelação para a posição 2D(10m), componente U e V partindo de 90 valores(7h30min).
- Fig. 32 - Análise de autocorrelação para a posição 2G(17m), componente U e V partindo de 90 valores(7h30min).
- Fig. 33 - Análise de autocorrelação para a posição 3C(06m), componente U e V partindo de 90 valores(7h30min).
- Fig. 34 - Análise de autocorrelação para a posição 3G(20m), componente U e V partindo de 90 valores(7h30min).
- Fig. 35 - Perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t para a estação oceanográfica fixa nº 1(12/06/76).
- Fig. 36 - Maregrama da Base de Ubatuba(SP) do IOUSP (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $045^{\circ}07,3'W$) para os dias 12, 13 e 14 de junho de 1976.
- Fig. 37 - Perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t para a estação oceanográfica fixa nº 2(13/06/76).
- Fig. 38 - Perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t para a estação oceanográfica fixa nº 3(14/06/76).
- Fig. 39 - Perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t

para a estação oceanográfica fixa nº 4 (20/02/76).

- Fig. 40 - Perfis verticais da corrente, componente V(Norte) observada na estação oceanográfica fixa nº 4 (19 e 20/02/76).
- Fig. 41 - Variação (local e temporal) do parâmetro Ri(Nº de Richardson) para a estação oceanográfica fixa nº 1 (12/06/76).
- Fig. 42 - Variação (local e temporal) do parâmetro Ri(Nº de Richardson) para a estação oceanográfica fixa nº 4 (20/02/76).
- Fig. 43 - Diagrama esquemático do fluorômetro (de acordo com o manual de operação, 1972).
- Fig. 44 - Curva de calibração para Rhodamina-B.
- Fig. 45 - Trajetória da Rhodamina-B durante o experimento realizado ao redor da estação oceanográfica fixa nº 1.
- Fig. 46 - Curvas de concentrações da Rhodamina-B em função da distância do ponto de lançamento.
- Fig. 47 - Dispersão da Rhodamina-B levando em consideração a parte difusiva.
- Fig. 48 - Dispersão da Rhodamina-B levando em consideração a parte difusiva e advectiva.

L I S T A D E T A B E L A S

Tabela 1 - Valores de temperatura da superfície do mar obtidos com o N/Oc. "Prof. W. Besnard" e pelo satélite NOAA/4.

Tabela 2 - Meses em que ocorrem máximos e mínimos para a temperatura da superfície do mar (dados do satélite).

Tabela 3 - Posições das estações oceanográficas fixas e as profundidades de observações de correntometria.

PARTE I

INTRODUÇÃO

Este trabalho tem por objetivo estudar a distri buição de temperatura da superfície do mar, na região que vai de Cabo Frio(RJ) a Cananãia(SP) através do uso dos dados do satélite NOAA/4, e as características oceanográficas das águas adjacentes à Ilha Grande(RJ), cuja medições foram rea lizadas em fevereiro e junho de 1976, durante dois cruzeiros oceanográficos a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard" fazendo parte do Projeto Multinacional de Ciências do Mar (OEA).

A qualidade dos dados do satélite (temperatura da superfície do mar) foi verificada através das informações obtidas com o N/Oc. "Prof. W. Besnard" durante três cruzei ros oceanográficos realizados ao longo da costa sul brasil eira (FINEP - Projeto Integrado para Uso e Exploração Racional do Meio Ambiente Marinho, Subprojeto Biologia da Pesca). É pela primeira vez que se utilizam informações dessa natureza, as quais cobriram a área oceânica da região em estudo, duran te um ano (agosto de 1975 a agosto de 1976), com observações semanais de temperatura da superfície do mar a cada 30m.n. em latitude e longitude.

Faremos a seguir, uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos que contribuíram para o conhecimento das condições oceanográficas da região em estudo, em grande e pe quena escala e que apresentam informações úteis para a caracterização ecológica do ambiente marinho.

1.1 - ÁREA OCEÂNICA COMPREENDIDA ENTRE CABO FRIO(RJ) E CANANÉIA(SP):

Defant(1961), ao apresentar as distribuições de temperatura, salinidade e densidade nos oceanos, menciona o Atlas de Böhneck publicado em 1936 como a representação mais compreensiva sobre as variações (mensais para a temperatura e trimestrais para a salinidade e densidade) dessas propriedades na superfície do Oceano Atlântico. Para elaboração desse Atlas, Böhneck utilizou-se das informações obtidas durante a expedição do "Meteor" (1925-27) e também de todas as informações disponíveis de temperatura e de salinidade - observadas no Oceano Atlântico.

Schumacher(1943), apresenta variações mensais das características gerais da circulação na superfície do Oceano Atlântico Sul. A corrente costeira na nossa área de estudo, segundo o autor, tem o sentido SE nos meses: janeiro, março, setembro, outubro e dezembro; tem sentido NE nos meses: fevereiro, abril, junho, julho, agosto e novembro. A Corrente do Brasil se apresenta mais intensa (01 nó) nos meses: janeiro, outubro e dezembro; menos intensa (1/2 nó) nos meses: fevereiro, abril e setembro.

Emilsson(1961), com os dados coletados durante os três cruzeiros oceanográficos realizados em 1956, observou que a Corrente do Brasil flue regularmente e é mais estável no verão, para a nossa área de estudos, enquanto que no inverno ela flue irregularmente formando vórtices e meandros que

avançam em direção a costa.

Johannessen(1968), através de observações de temperatura, salinidade e corrente realizadas em três estações oceanográficas fixas na região ao longo da costa entre Cabo Frio(RJ) e Santos(SP), menciona a provável ocorrência do fenômeno de ressurgência ao largo da Ilha Grande(RJ).

Mascarenhas et al (1971a), analisando os resultados do período de janeiro de 1968 à julho de 1969, observaram maior intensidade na ressurgência a oeste de Cabo Frio(RJ) que provocou anomalias na distribuição da temperatura na superfície, com um mínimo de $T = 15,0^{\circ}\text{C}$. Os autores determinaram uma circulação costeira na plataforma e no talude continental na região de Cabo Frio(RJ).

Luedeman & Rock(1971), usando garrafas de derivas em três cruzeiros oceanográficos realizados em julho de 1969, janeiro/69 e maio/69, observaram que a intensidade da Corrente do Brasil entre Cabo Frio(RJ) e Rio Grande do Sul (RS), é de aproximadamente o dobro no verão em relação ao inverno.

Signorini(1976), fez um estudo da variação da Corrente do Brasil na área compreendida entre Cabo de São Tomé (RJ) e a Baía de Guanabara(RJ) para os períodos de abril e julho de 1970 e julho de 1973. Utilizando modelo geostrofico para a circulação oceânica, determinou máximas velocidades da corrente da ordem de 70 cm.s^{-1} e o transporte de volume na ordem de $14 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Nesse trabalho foram localizados dois vórtices anti-ciclônicos e um meandro entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio(RJ).

1.2 - ÁREA DE CABO FRIO(RJ):

Allard(1955), analisando os dados de temperatura e de ventos da Companhia Nacional de Alcalis, Cabo Frio(RJ), do período de agosto/setembro de 1949, observou uma correlação muito interessante entre a direção do vento e as anomalias da temperatura: quando a temperatura da água diminui até atingir seu mínimo, a direção do vento é NE e quando a temperatura começa a se elevar, o vento já mudou de direção passando a SW. Comparando este período de observações com outros, o autor conclui ainda que este período (agosto/setembro) forma mais característico para tais anomalias em Cabo Frio(RJ).

Emilsson(1961), obteve a partir de três cruzeiros oceanográficos realizados em 1956 evidências da formação de ressurgência proveniente de pequenas profundidades, particularmente na região de Cabo Frio(RJ), onde os ventos dominantes de NE forçam as águas de superfície em direção ao largo.

Mascarenhas et al(1971b), num trabalho pioneiro de sensoriamento remoto, evidenciaram a ressurgência entre a Ilha dos Franceses e Ilha de Cabo Frio(RJ)(fig.20), através do filme infra-vermelho obtido em julho de 1969 com o imageador de dois canais RS-14, instalados a bordo de uma aeronave da National Aeronautics and Space Administration (NASA).

Miranda et al(1970), analisando a variação da temperatura, no espaço e no tempo na região costeira compreendida entre Cabo de São Tomé(RJ) e Ilha de São Sebastião(SP) para o verão e outono no ano de 1970, conclui que a persiste

tência de baixas temperaturas na superfície, anormais para a latitude de Cabo Frio(RJ), indica a ocorrência do fenômeno da ressurgência.

Ikeda et al(1974), observaram uma rápida mudança na distribuição de temperatura de $21,5-21,9^{\circ}\text{C}$ à $15,0-21,0^{\circ}\text{C}$, e na salinidade de $34,1-35,0^{\circ}/\text{oo}$ para $35,3-36,0^{\circ}/\text{oo}$, num intervalo de sete dias durante o cruzeiro oceanográfico realizado em agosto de 1971. As mudanças, segundo os autores, seria devidas aos processos de ressurgência na área costeira sob influência dos ventos E e NE. Foi observada também uma contra corrente de superfície movendo-se em sentido oposto ao vento que foi explicada como o resultado da divergência horizontal da tensão de cisalhamento do vento.

Moreira(1973), através da análise de quatorze meses de observações(temperatura, salinidade, oxigênio, fosfato, nitrato e silicato) regulares e sistemáticas em sete estações ao redor da Ilha de Cabo Frio(RJ), no período de 1972/73, evidenciou a existência de dois tipos de ressurgência. O primeiro de caráter sazonal, depende do vento "climatológico" que ocorre devido ao afastamento da Corrente do Brasil (entre os meses de setembro a abril) que mantém na plataforma quase permanentemente uma camada profunda da Água Central do Atlântico Sul (de 18°C a 15°C , chegando ocasionalmente a 11°) O segundo, depende do vento sinótico local, consiste na elevação, muitas vezes até à superfície de uma água profunda (originalmente de 18, 17, 16 ou 15°C).

Ikeda(1976), acompanhou ininterruptamente as anomalias nas distribuições das propriedades físicas da água

do mar durante um período de dez dias (agosto de 1971) a oeste de Cabo Frio (RJ). Os núcleos isolados de mínimos de temperatura ($T = 17^{\circ}\text{C}$) associados à salinidade de $35,8^{\circ}/\text{oo}$, e que caracterizam águas de origem subtropical, foram observado aproximadamente 48 hs após a mudança da direção do vento, quando este passou a soprar de NE e NNE com uma velocidade média horária máxima de 8m.s^{-1} . A frente térmica, inicialmente delimitando o mínimo de temperatura, passa a se orientar na direção SW, após decorrido um intervalo de tempo de aproximadamente 72 hs, ocasião em que o mínimo de temperatura ($T = 15^{\circ}\text{C}$) encontra-se associado à salinidade entre $35,5^{\circ}/\text{oo}$ e $35,6^{\circ}/\text{oo}$. Após 148 hs, a configuração das isotermas a 25m de profundidade é muito semelhante à da superfície, isto é, tende a se orientar também na direção SW. Estimou-se uma velocidade média do movimento ascendente nas proximidades da costa em $2,50 \times 10^{-1}\text{h}^{-1}$, sendo o transporte deste movimento vertical o responsável pelo aparecimento das anomalias observadas na superfície.

1.3 - ÁREA ADJACENTE À ILHA GRANDE (RJ):

Tommasi (1969), estudando os equinodermos da região da Ilha Grande (RJ), através dos dados de temperatura e de salinidade diferencia a parte oeste e leste da Baía da Ilha Grande (RJ): a parte oeste tem influência de água da plataforma continental e na parte leste, aparentemente, essa influência não ocorre ou é muito pequena.

Hatsuura (1975), utilizou cartões de deriva para

estudar as correntes de superfície do mar entre a Ilha de São Sebastião(SP) e Cabo Frio(RJ). O autor conduziu este experimento para determinar derivas de ovos e larvas de sardínguas. Na região da Ilha Grande(RJ), considerada uma das principais áreas de desova, os resultados no fim da primavera e no início de outono indicam correntes diferentes: quando lançadas a leste da longitude de $044^{\circ}45'W$, os cartões derivaram para nordeste, sendo encontrados na costa entre a Ilha Grande(RJ) e Cabo Frio(RJ); quando lançadas a oeste, derivaram a sudoeste chegando às costas da Ilha de São Sebastião e Santos(SP). No início da primavera, os cartões lançados entre as longitudes de $043^{\circ}00'W$ a $045^{\circ}00'W$ derivaram para nordeste. Os que foram lançados a oeste da Ilha Grande(RJ) e próximos a Ilha de São Sebastião(SP) foram encontrados na parte oeste da Baía da Ilha Grande(RJ).

Miranda & Ikeda(1976), por meio de análise dos registros unidimensionais simultâneos de temperatura e salinidade na camada superficial do oceano, durante um período de 110 hs (junho de 1975) nas águas adjacentes à Baía da Ilha Grande(RJ), identificaram uma estrutura complexa desses parâmetros devida à interação entre as massas de água de origens contrastantes: água tropical, água de plataforma e água interiores. No primeiro período observaram frentes térmicas e salinas com variações de $3^{\circ}C$ e $1,3^{\circ}/\text{oo}$ associadas a uma escala espacial não superior a 8 km, que indicam convergência de águas de origem tropical da Corrente do Brasil sobre a plataforma continental.

Miranda et al(1977), detectaram frentes salinas através do uso de registros contínuos de temperatura e salini

dade em função das distâncias horizontais para as águas de superfície existentes ao redor da Ilha Grande(RJ). Essas frentes salinas foram observadas na entrada leste da Baía da Ilha Grande(RJ), com gradientes na ordem de $0,16^{\circ}/\text{oo}/100\text{m}$.

1.4 - ÁREA DE SANTOS(SP):

Luedemann(1970), utilizando os dados das garrafas de deriva durante o período de 1960 a 1964 lançadas ao largo de Santos(SP), observou fluxos em direção ao norte nos meses de abril, maio e dezembro. Em abril e maio, as águas tinham características subtropicais. De julho a novembro, observou fluxos em direção ao sul.

Johannessen(1967), analisando os dados de temperatura ao largo de Santos(SP), mostrou a presença de ondas internas com períodos semi-diurno predominante.

Mesquita(1974), analisou os dados de temperatura e salinidade ao largo de Santos(SP) para o período de 1960 a 1963 para quatro estações oceanográficas fixas e concluiu - que ocorreu águas tropicais no inverno e subtropicais no verão.

1.5 - ÁREA DE CANANÓIA(SP)

Leinebö(1969), estudando a variação anual de temperatura da superfície do mar ao largo de Cananóia(SP), em três

estações oceanográficas fixas (I, II e III), durante o ano de 1960 (figs. 2,3 e 4), observou que as máximas temperaturas ocorreram nos meses de I (abril, $26,6^{\circ}\text{C}$), II (fevereiro, $27,2^{\circ}\text{C}$) e III (abril, $26,8^{\circ}\text{C}$) e os mínimos em I (julho, $19,0^{\circ}\text{C}$), II (setembro, $20,0^{\circ}\text{C}$) e III (setembro, $19,8^{\circ}\text{C}$).

PARTE II TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR OBTIDOS COM O
SATÉLITE NOAA/4.

Os dados de temperatura da superfície do mar utilizados neste trabalho fazem parte do projeto GOSSTCOMP em desenvolvimento pelo (NOAA/NESS), USA.

Cada observação de temperatura da superfície do mar é obtida pela técnica do histograma aplicada a 1.024 medidas por sensoriamento remoto, com sobreposições parciais, numa área aproximada de 100 km^2 em torno de um ponto central. A NOAA/NESS fornece cartas de $15^\circ \times 15^\circ$ (lat. e long.), com valores de temperatura da superfície do mar impresso a intervalos de meio grau ($0,5^\circ$) em latitude e longitude sobre a região estudada.

Na figura 1, Stevenson & Miller(1974) utilizaram os dados de temperatura da superfície do mar obtidos com essa técnica no estudo do Oceano Pacífico, a fim de correlacionar esta propriedade com a produção pesqueira na área da ilha de Galápagos.

Essas medidas de temperatura são obtidas com o Radiômetro Rastreador (SR), instalado no satélite NOAA/4, na faixa do infra-vermelho (10,5 a 12,5 microns), às quais foram aplicadas duas correções:

1 - devidas à atenuação atmosférica - obtivemos perfis verticais de temperatura radiométrica (VTPR) através

de sondagem verticais ao movimento do satélite, conforme figura 2, e, a partir destes perfis, são efetuadas correções em relação às faixas do dióxido de carbono e da absorção do vapor de água.

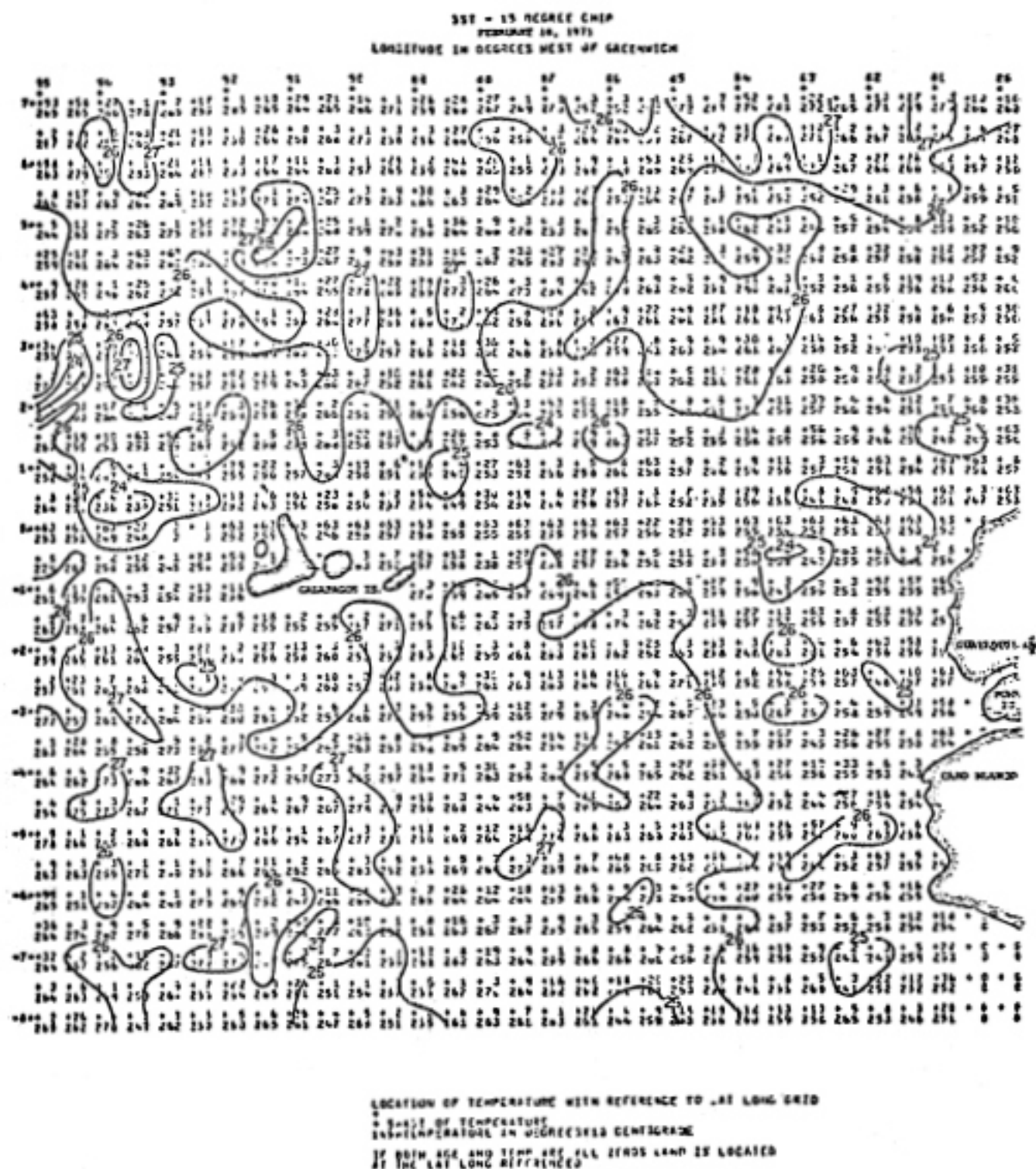


Fig. 1 - Temperatura da superfície do mar para o dia 18/02/73 (após Stevenson & Miller, 1974).

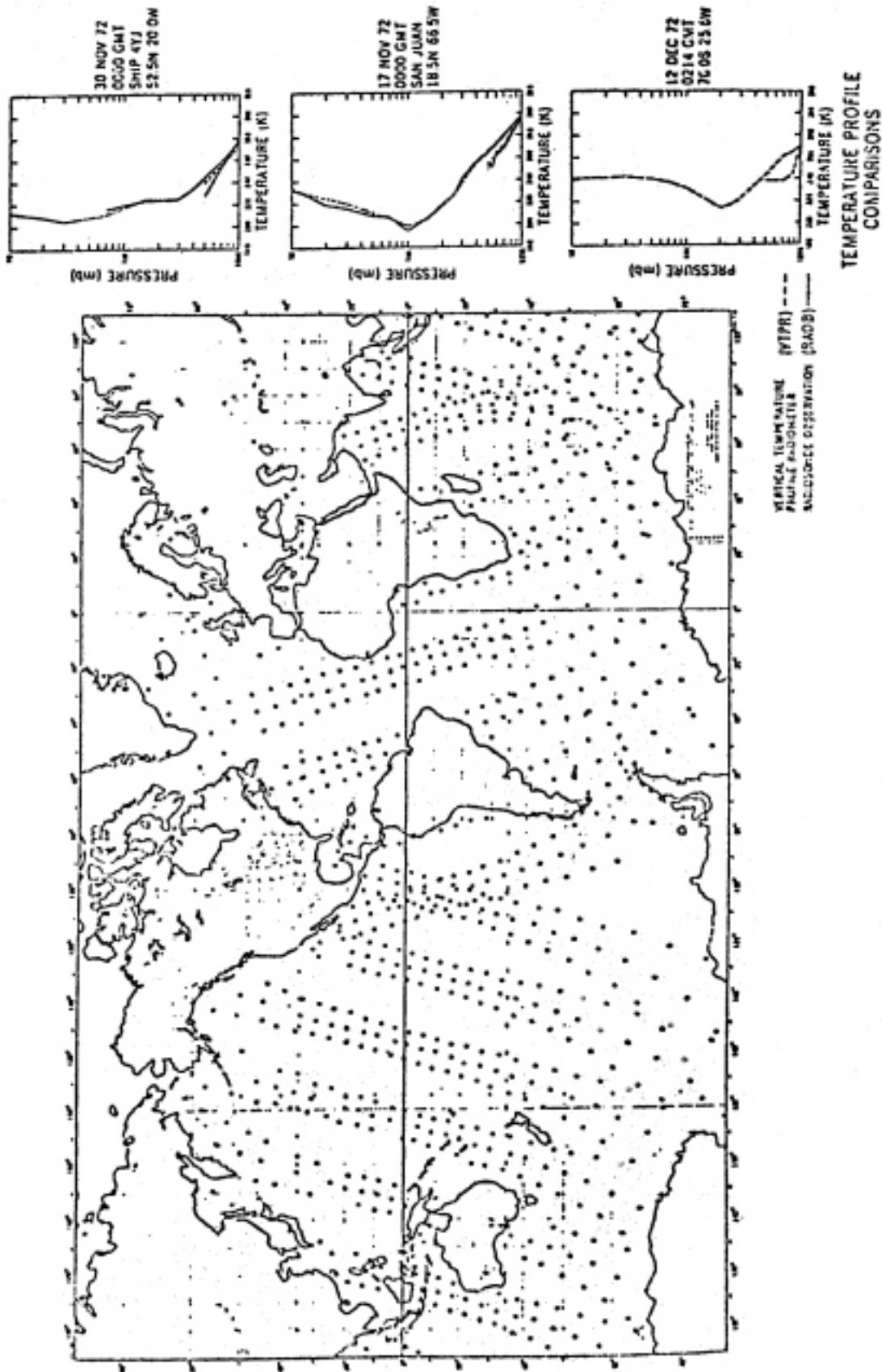


Fig. 2 - Sondagem do perfil vertical da temperatura radiométrica. (após Hoppe & Ruiz, 1974)

2 - devidas à contaminação das nuvens - a fim de eliminarmos a contaminação das nuvens, aplicamos aos histogramas um controle de qualidade para determinar as melhores medidas de temperatura, conforme a figura 3, Stevenson & Miller (1974).

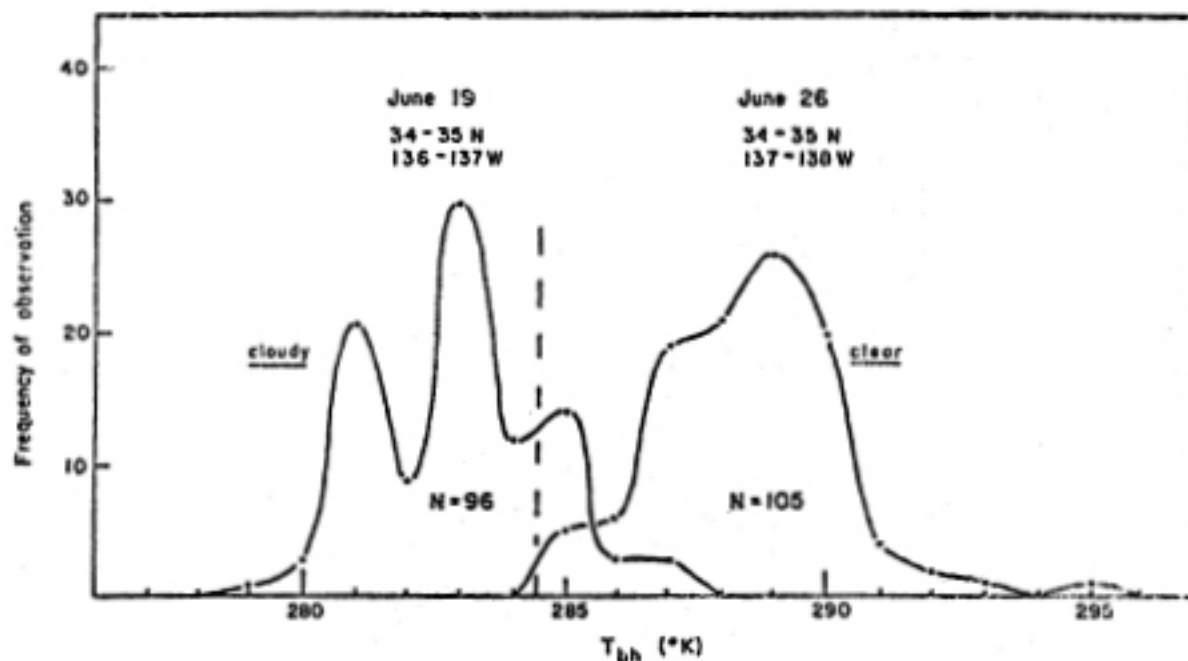


Fig. 3 - Histogramas de temperatura da superfície do mar para os dias 19 e 26/06/73 (após Stevenson & Miller, 1974).

Introduzindo-se os métodos anteriormente citados para o estudo da costa brasileira, conseguimos os dados de temperatura de superfície do mar para a área compreendida entre as latitudes de $15^{\circ}00'S$ a $30^{\circ}00'S$ e longitudes de $034^{\circ}00'W$ a $049^{\circ}00'W$, (Figura 4).

A Figura 5 mostra as isotermas traçadas a partir dos dados da Figura 4. De maneira análoga, cobrindo um período de um ano, a partir de agosto de 1975, foram construídas cartas com os contornos das isotermas a intervalos de $1^{\circ}C$.

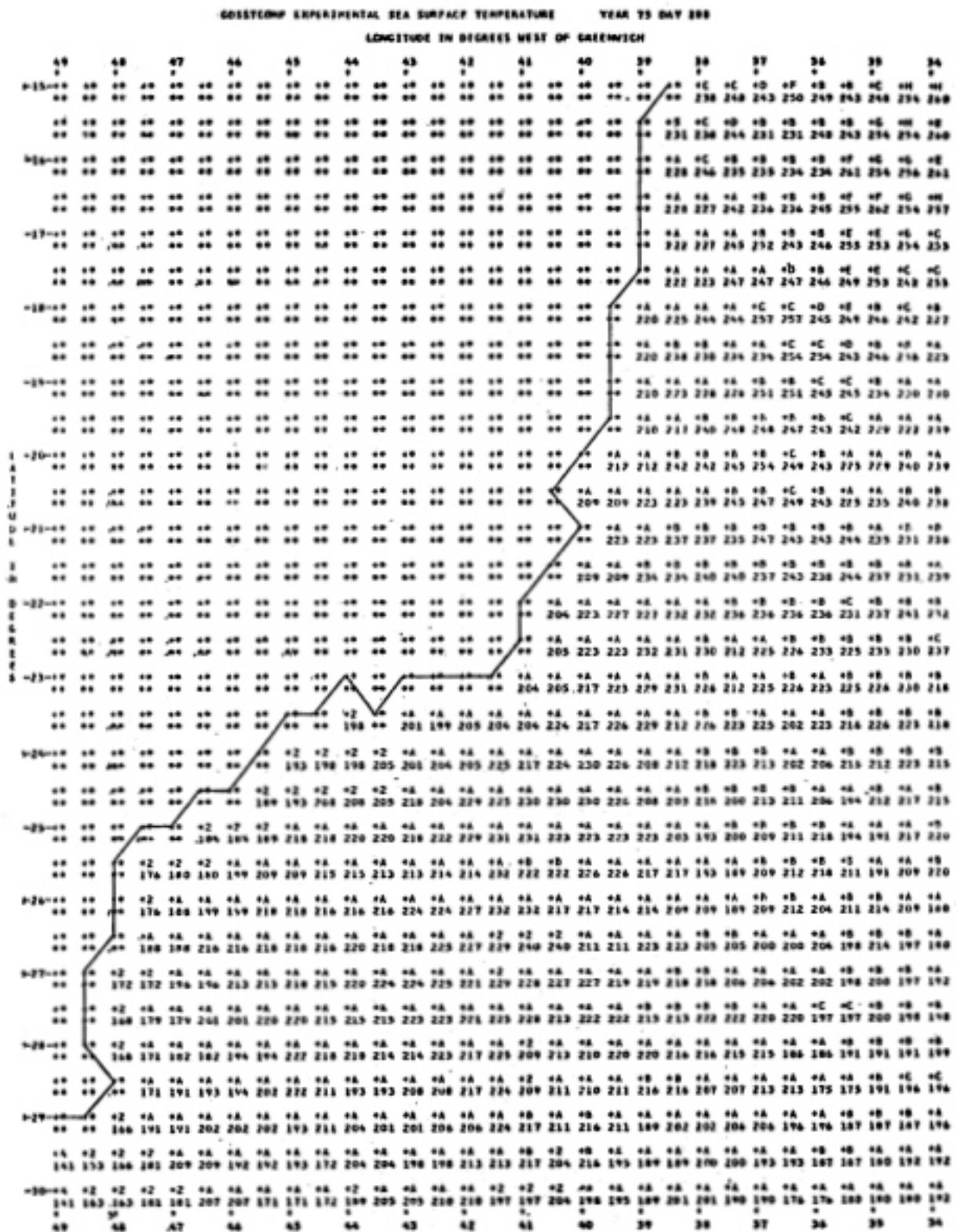


Fig. 4 - Temperaturas da superfície do mar para a área compreendida entre as latitudes de $15^{\circ}00'S$ e $30^{\circ}00'S$ e longitudes $034^{\circ}00'W$ e $049^{\circ}00'W$, obtidos do projeto GOSSTCOMP. Experimental Sea Surface Temperature (NOAA/NESS, E.U.A.).



Fig. 5 - Contornos das isotermas ($^{\circ}\text{C}$), para os dados da Figura 4.

Escolhemos para estudo a região compreendida entre as latitudes de $23^{\circ}30'S$ e $26^{\circ}00'S$ e longitudes de $041^{\circ}00'W$ e $047^{\circ}30'W$ onde foram realizados vários cruzeiros oceanográficos. Dentro dessa região foram obtidas 66 posições geográficas com dados de temperatura da superfície do mar. Construímos para cada uma das 66 posições uma série

temporal da variação anual de temperatura, e aplicamos a distribuição "t Students" para 90% de intervalo de confiança para cada mês (Figura 6).

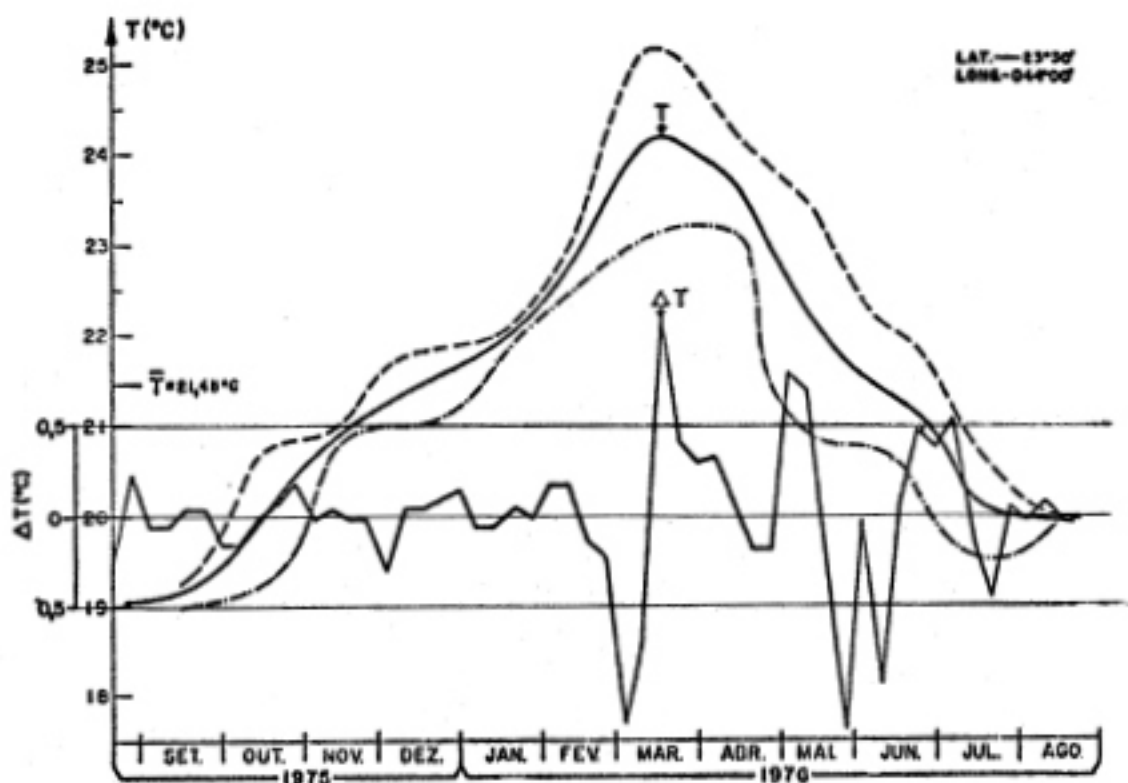


Fig. 6 - Variação anual de temperatura da superfície do mar (T) com intervalo de confiança de 90%. ΔT , flutuação em relação à média mensal.

2.1 - Medidas de temperatura da superfície do mar
obtidas com o termosalinógrafo a bordo do N/Oc.
"Prof. W. Besnard".

Os dados analógicos de temperatura e de salinidade na superfície do mar, na região em estudo, foram obtidos

com um termosalinógrafo marca Bissett-Berman, Modelo 6600 T , cujo detalhes de instalação e funcionamento a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard" foram descritos por Ikeda (1976).

Nesse equipamento, a temperatura é medida através de um par de termistores, instalados na tubulação de admissão de água para refrigeração do motor do navio situada a uma distância de 3m abaixo da linha da água.

Para a medição da salinidade, instalamos uma derivação no mesmo sistema de refrigeração. Esta derivação faz a amostra de água circular através de uma coluna eliminadora de bolhas de ar e de um reservatório que contém um sensor de salinidade (célula indutiva), um termômetro de platina de precisão e dois pares de termistores. Estes sensores de temperatura fazem parte dos módulos de compensação de temperatura.

Os sinais são calibrados de forma a registrarem simultaneamente a temperatura e a salinidade, com a precisão de mais ou menos $0,1^{\circ}\text{C}$ e mais ou menos $0,03^{\circ}/100$, respectivamente.

As informações contínuas e rápidas do termosalinógrafo possibilitam o conhecimento "quase-sinótico" da distribuição das propriedades oceanográficas, e conseqüentemente permitem seu melhor correlacionamento com os dados de temperatura da superfície do mar obtidos com o satélite NOAA/4.

Utilizamos as medidas contínuas de temperatura da superfície do mar obtidas durante os cruzeiros I, II e III, do Projeto Integrado para Uso e Exploração Racional do Meio

Ambiente Marinho, Subprojeto Biologia da Pesca, patrocinado pelo FINEP e em convênio com o Instituto Oceanográfico da USP; essas medidas foram digitalizadas a intervalos de 10 min. Construímos cartas com as isotermas ao longo da costa sul brasileira desde Cabo Frio (RJ) até a Ilha de São Sebastião (SP). Na Figura 7, apresentamos os traçados de isotermas da região compreendida entre a Baía de Guanabara (RJ) até a Ilha de São Sebastião (SP).

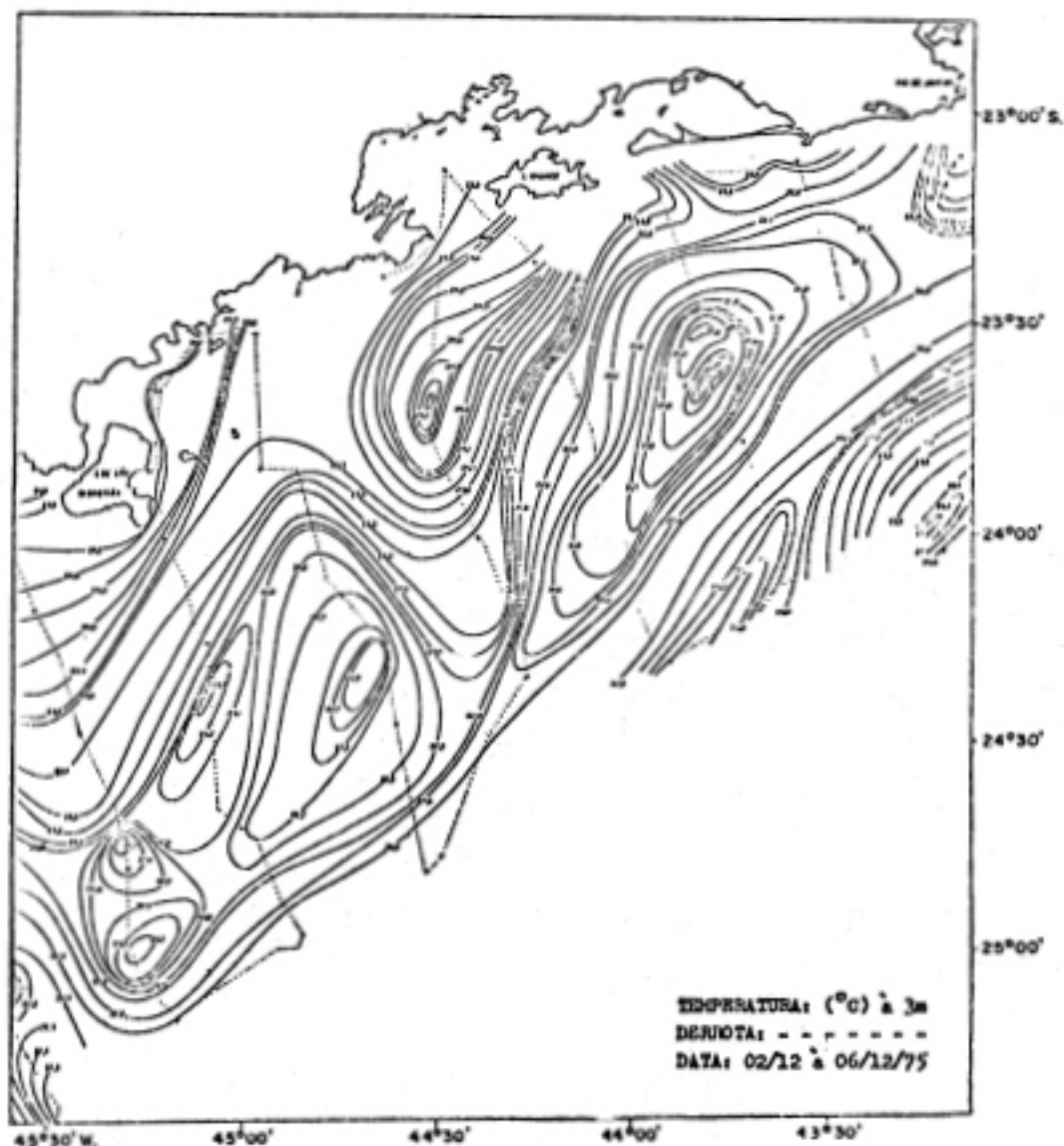


Fig. 7 - Contornos das isotermas a partir dos dados do termosalinógrafo.

Determinamos valores médios de temperatura da superfície do mar para cada posição geográfica equidistante de $0,5^{\circ}$ (lat. e long.), a partir das isotermas, por integração numérica. Este procedimento foi adotado por ser compatível com o método de determinação da temperatura média pelo satélite NOAA/4, e as posições geográficas escolhidas são as mesmas estabelecidas para os dados do satélite (Tabela 1).

2.2 - Comparação dos dados de temperatura de superfície do mar entre os valores obtidos pelo navio e pelo satélite

A partir dos dados da Tabela 1, construímos gráficos em que, nas ordenadas são plotados os valores de ΔT (diferença entre as temperaturas da superfície do mar correspondentes a dois pontos geográficos consecutivos) e nas abscissas as distâncias entre esses pontos geográficos (Figuras 8, 9 e 10). A seguir traçamos curvas para os dados "in situ" e para os obtidos pelo radiômetro.

Na comparação das curvas de variação de temperatura, as Figuras 8 e 10 apresentam um deslocamento entre as curvas de temperatura "in situ" e as obtidas pelo radiômetro; entre ambas existem um intervalo de tempo de alguns dias e estes deslocamentos sugerem movimentos das águas superficiais. Na Figura 9, a inexistência de deslocamento entre as curvas sugere condições estacionárias.

TABELA - 1

Valores de temperatura da superfície do mar obtidos com o N/Oc. "Prof. W.Besnard" e pelo satélite NOAA/4.

CRUZEIRO - I (2 à 6 de Dezembro de 1975)

POSICÃO		TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR	
lat. (°S)	long. (°W)	"in situ" (°C)	radiometro (°C)
24.00	41.30	23,5	23,4
23.30	42.30	23,6	20,8
23.30	43.00	23,3	21,4
24.00	43.30	23,5	21,4
24.30	44.30	22,7	22,3
25.00	45.00	22,6	22,2

CRUZEIRO - II (11 à 14 de Janeiro de 1976)

POSICÃO		TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR	
lat. (°S)	long. (°W)	"in situ" (°C)	radiometro (°C)
24.00	41.30	25,3	24,6
23.30	42.30	24,3	22,4
23.30	43.00	25,5	23,3
24.00	43.30	26,0	23,4
24.30	44.30	26,4	23,7
25.00	45.00	26,5	23,4

CRUZEIRO - III (10 à 14 de Maio de 1976)

POSICÃO		TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR	
lat. (°S)	long. (°W)	"in situ" (°C)	radiometro (°C)
24.00	41.30	25,5	26,8
23.30	42.30	23,6	24,3
23.30	43.00	23,5	25,1
24.00	43.30	23,5	25,4
24.30	44.30	23,5	25,3
25.00	45.00	23,5	25,2

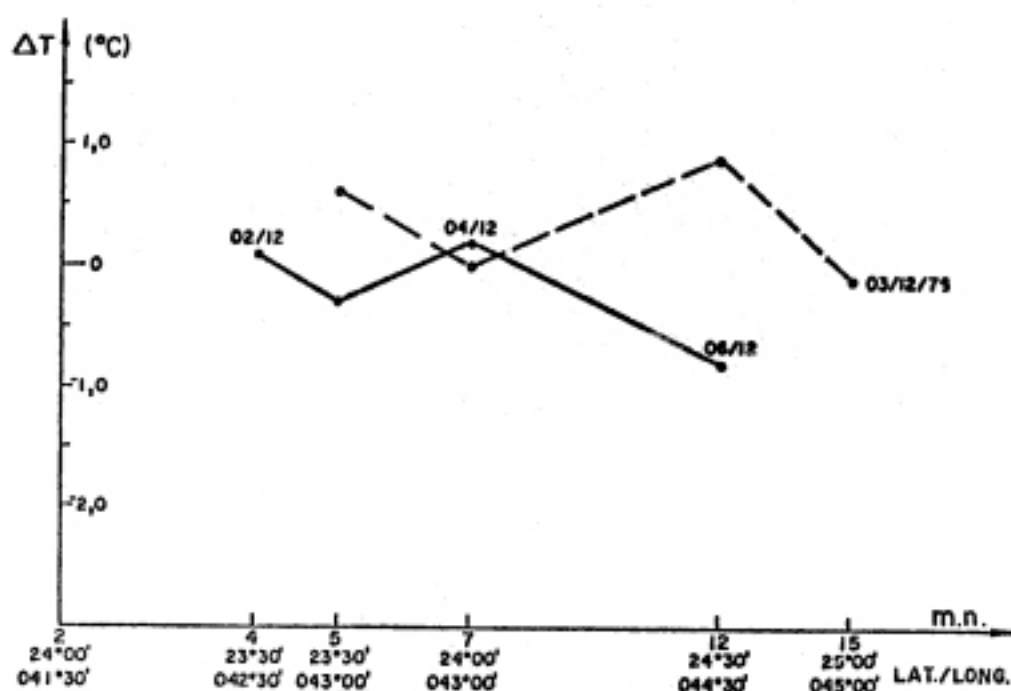


Fig. 8 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação a distância { temperaturas obtidas com o navio (02 a 06/12/75) e satélite(03/12/75) (----- satélite — navio) }.

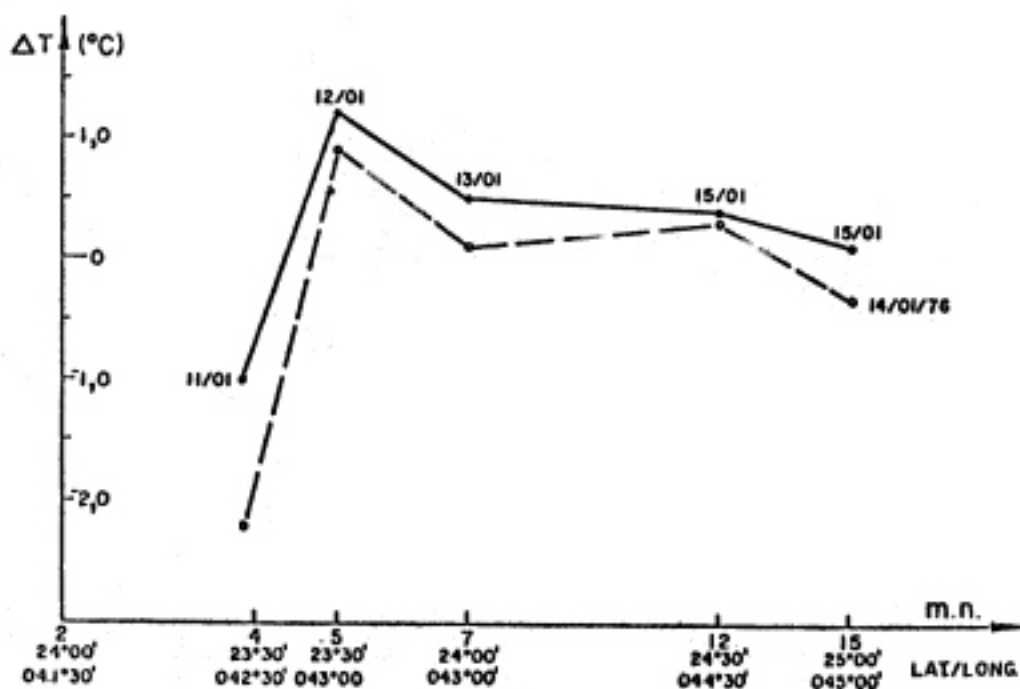


Fig. 9 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação a distância { temperaturas obtidas com o navio (11 a 15/01/76) e satélite(14/01/76) (----- satélite — navio) }

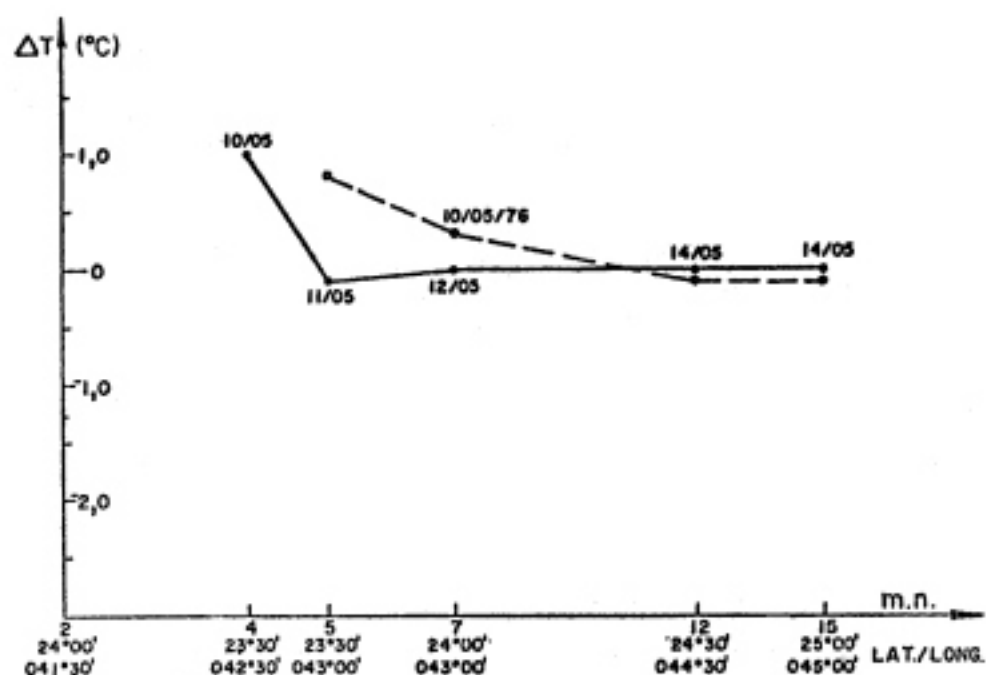


Fig. 10 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação a distância (temperaturas obtidas com o navio (10 a 14/05/76) e satélite (10/05/76) (----satélite — navio)).

2.3 - Análise dos dados de temperatura da superfície do mar obtidos com o satélite

2.3.1 - Se considerarmos que em escala média as variações de temperatura sejam devidas somente à advecção horizontal, e que no aquecimento, no resfriamento e nas misturas turbulentas na superfície, são importantes os fenômenos de grande escala, poderemos, a partir das distribuições de temperatura, estimar as correntes de superfície, de acordo com o modelo de Vukovich (1975).

2.3.2 - Vamos construir os gráficos dos $\Delta T \times d$ (variação de temperatura x distância) para as latitudes de $23^{\circ}30'S$ e $24^{\circ}00'S$ (Figuras 11, 12, 13 e 14), para os meses de fevereiro e junho de 1976. Essas diferenças foram obtidas subtraindo-se sempre os valores a leste do ponto considerado.

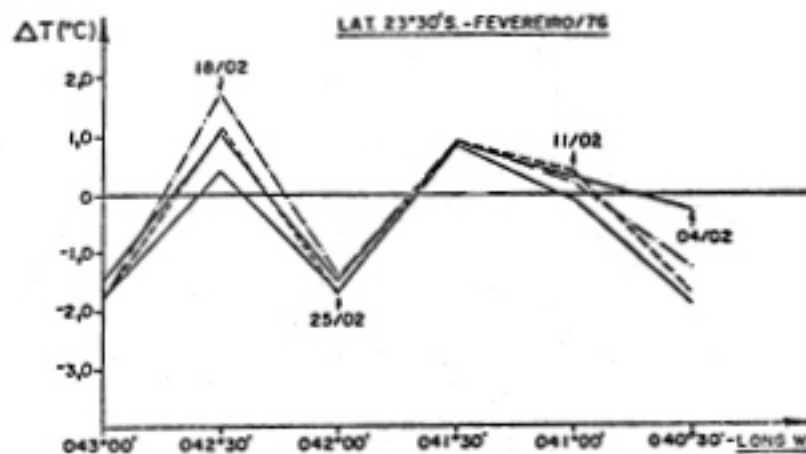


Fig. 11 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação a distância para lat. $23^{\circ}30'S$ (dados do satélite, fevereiro de 1976).

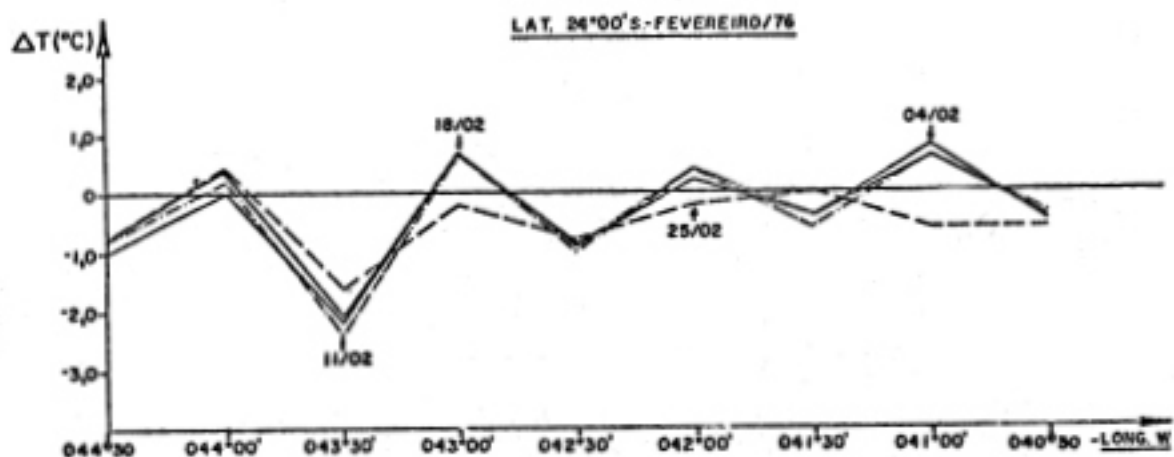


Fig. 12 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação a distância para lat. $24^{\circ}00'S$ (dados do satélite, fevereiro de 1976).

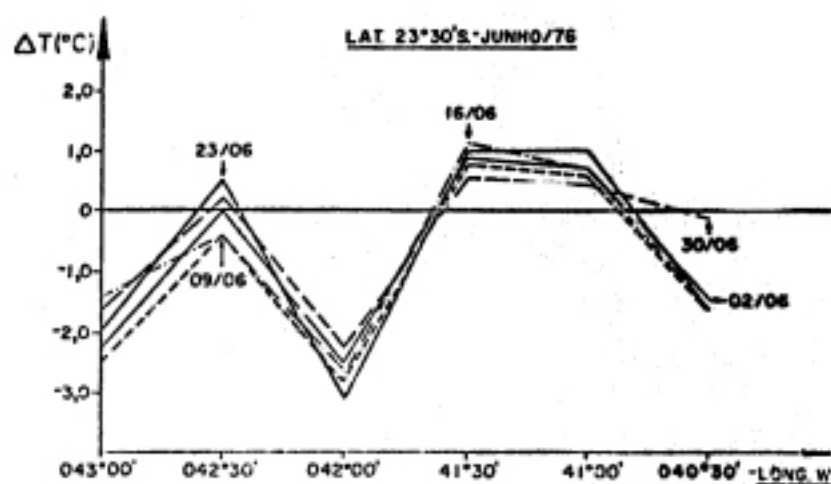


Fig. 13 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação a distância para lat. $23^{\circ}30'S$ (dados do satélite, junho de 1976).

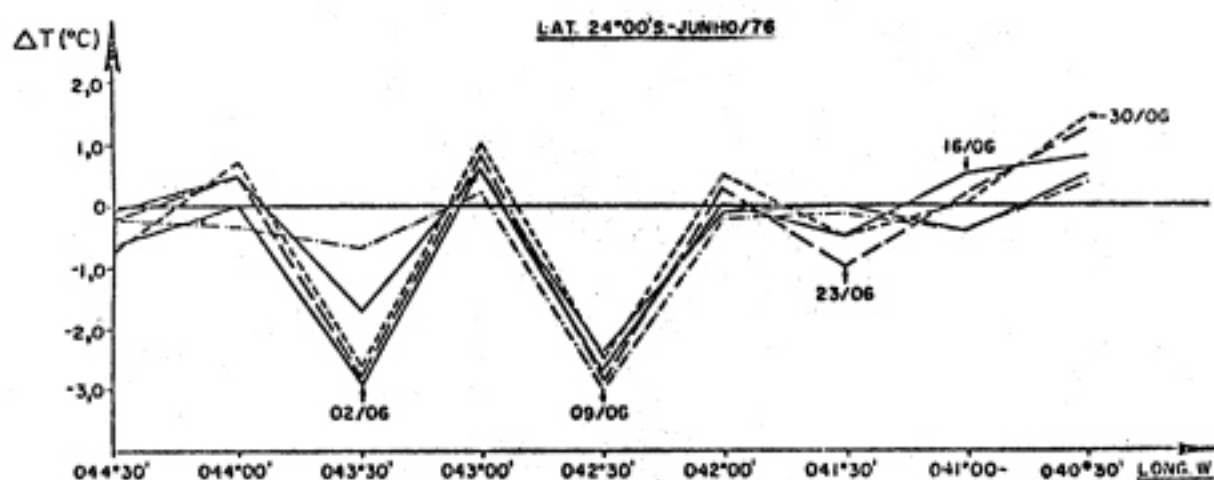


Fig. 14 - Variação de temperatura da superfície do mar em relação a distância para lat. $24^{\circ}00'S$ (dados do satélite, junho de 1976).

A frente térmica que separa o núcleo de águas frias e de águas adjacentes foi observada quando analisamos os gráficos das Figuras 11 e 12. Essa frente térmica tem direção SW, com exceção da longitude $041^{\circ}30'S$ que tem direção

WSW; nas Figuras 13 e 14, ocorre também a mesma direção SW, com exceção da longitude $041^{\circ}30'W$ que tem direção WSW.

A direção SW da frente térmica a partir das lat. $23^{\circ}30'S$, long. $042^{\circ}00'W$ e lat. $24^{\circ}00'S$, long. $042^{\circ}30'W$ já foi descrita por Ikeda(1976), como sendo causada pelo fenômeno da ressurgência costeira, com forte relação com os ventos predominantes de NE. Nas lat. $23^{\circ}30'S$, long. $043^{\circ}00'W$ e lat. $24^{\circ}00'S$, long. $043^{\circ}30'W$, ocorre o mesmo, provavelmente refletindo efeito de ressurgência, devido à advecção da água fria oriunda do núcleo de ressurgência.

Pelas Figuras 11 à 14, verificamos que, para essas duas áreas, identificadas como áreas sob influência de ressurgência, as intensidades da frente térmica foram maiores para o mês de junho, se comparados aos de fevereiro, o que indica que a ressurgência costeira se faz mais intensa em junho do que em fevereiro.

2.3.3 - Podemos observar (Figura 6) que é necessário um período maior que um ano para uma análise completa, pois a análise visual desses dados anuais sugere influência de longo período. Poderíamos fazer uma análise de autocorrelação de todos os 66 pontos geográficos em função do tempo e correlacioná-los espacialmente. Como resultado poderíamos conhecer, por exemplo, influências das correntes predominantes (Corrente do Brasil) na distribuição das temperaturas da superfície do mar, nas áreas compreendidas entre a região costeira e o limite costeiro dessa corrente, provavelmente controladas pela oscilação da própria corrente, a qual, nesse

caso, terá provavelmente um período longo. Com o conhecimento dessa periodicidade, a dinâmica da circulação ficaria mais bem compreendida e, como consequência, também, as condições ambientais propícias para o melhor desempenho biológico das espécies marinhas de interesse comercial.

2.3.4 - A partir dos valores mensais de temperatura da água, obtidos a partir de observações diárias, construímos o gráfico da Figura 15. A observação foi feita na estação meteorológica da Base de Cananéia (SP) (lat. $25^{\circ}00,9'S$ e long. $047^{\circ}55,6'W$) do IOUSP., e obtivemos valores máximos e mínimos de temperatura da água nos meses de janeiro e julho, respectivamente.

Analisamos o gráfico de temperatura da superfície do mar nas posições 1, 2, 3 e 4 (Figura 16) todos adjacentes à Base de Cananéia (SP) e observamos que as máximas temperatu

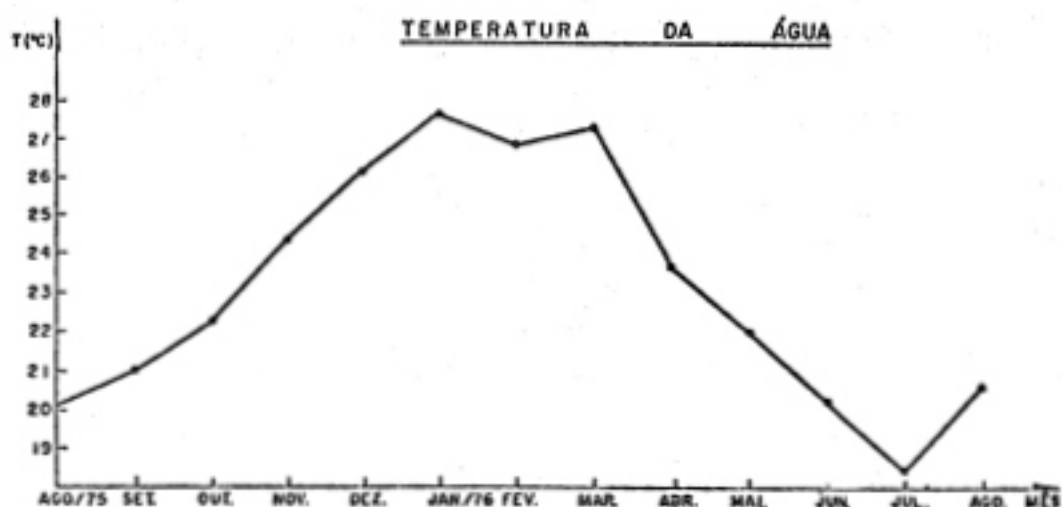


Fig. 15 - Variação anual de temperatura da água em Cananéia (SP) (lat. $25^{\circ}00,9'S$ e long. $047^{\circ}55,6'W$).

ras ocorreram no mês de março e as mínimas em agosto (Tabela 2).

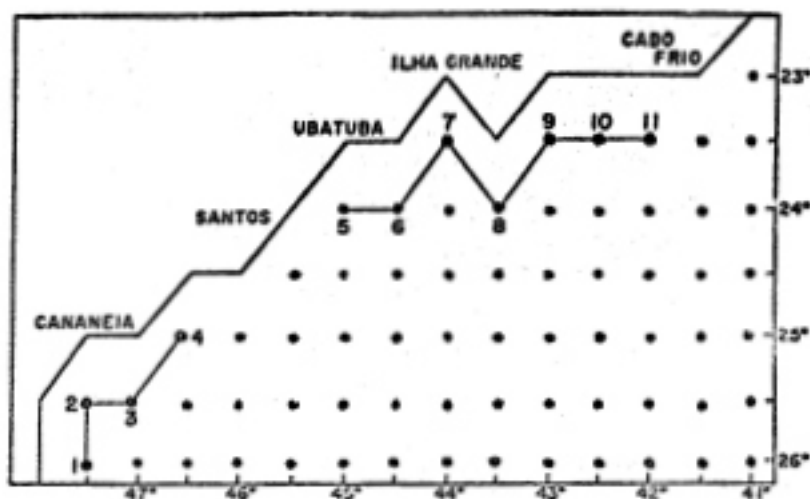


Fig. 16 - Posições geográficas onde obtivemos curvas de variações anual de temperatura da superfície do mar.

TABELA - 2

Meses em que ocorrem máximos e mínimos para a temperatura da superfície do mar (dados do satélite).

POSIÇÃO	MESES	
	MAXIMA	MINIMA
01	MARÇO	AGOSTO
02	MARÇO	AGOSTO
03	MARÇO	AGOSTO
04	MARÇO	AGOSTO
05	MARÇO	OUTUBRO
06	FEVEREIRO	SETEMBRO
07	MARÇO	AGOSTO
08	ABRIL	OUTUBRO
09	MARÇO	AGOSTO
10	ABRIL	AGOSTO
11	MAIO	AGOSTO

Ao compararmos os dados da estação meteorológica com os do oceano, observamos que os máximos na área oceânica ocorreram dois meses após a ocorrência na margem continental e os mínimos um mês após.

2.3.5 - Com relação às posições 5 a 11 (Figura 16 e Tabela 2), observamos que as temperaturas médias mensais máximas e mínimas ocorreram em meses diferentes.

Na área adjacente à Ilha Grande(RJ) (posições 6, 7 e 8), as temperaturas máximas ocorreram nos meses de fevereiro, março e abril e as mínimas em setembro, agosto e outubro, respectivamente. Essas defasagens na ocorrência dos máximos e mínimos pode ter como causa a influência das águas da Baía da Ilha Grande(RJ) e a circulação costeira (Miranda & Ikeda, 1976), ou ainda a ocorrência de ressurgência (Johannesen, 1968).

Na área adjacente a Cabo Frio(RJ) (posições 9, 10 e 11), as temperaturas máximas nessas posições ocorreram em março, abril e maio, respectivamente, e as mínimas em agosto. Essa defasagem nos máximos pode ter como causa as flutuações da Corrente do Brasil bem como a ocorrência de vórtices e meandros estudada por Signorini(1976).

2.3.6 - Apresentamos a seguir a flutuação semanal das temperaturas da superfície do mar com relação à média mensal para a área compreendida entre as latitudes de $23^{\circ}00'S$ a $26^{\circ}00'S$ e longitudes de $041^{\circ}00'W$ a $047^{\circ}30'W$.

A Figura 17 corresponde à flutuação da 3ª semana de fevereiro e da 2ª semana de junho em relação às médias mensais de fevereiro e junho, respectivamente. Comparando-se os dois gráficos dessa figura observa-se, na área adjacente à Ilha Grande (RJ), que as maiores flutuações ocorreram em junho provavelmente devido à influência de água mais profunda causada pelos movimentos ascendentes ou trocas verticais induzidas por agitação (ondas e marés).

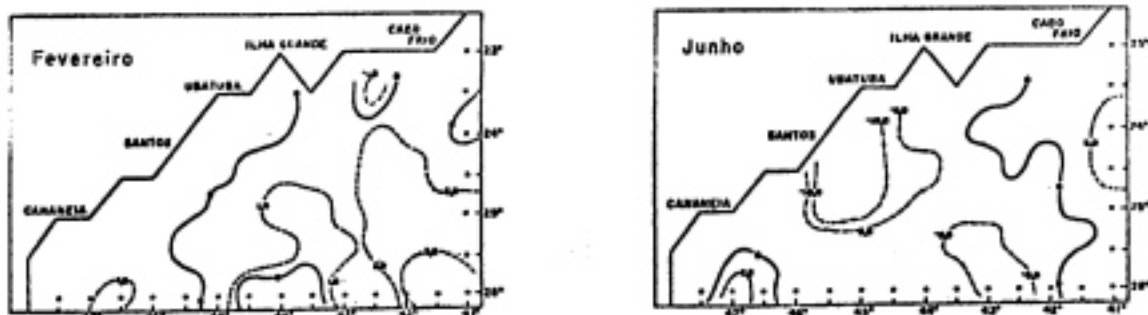


Fig. 17 - Flutuação semanal das temperaturas da superfície do mar em relação à média mensal ($^{\circ}\text{C} \times 10$) (3ª semana de fevereiro e 2ª semana de junho de 1976).

Na Figura 18, vêem-se a flutuação mensal de temperatura da superfície do mar em relação a média anual para a área compreendida entre as latitudes de $23^{\circ}00'S$ a $26^{\circ}00'S$ e longitudes de $041^{\circ}00'W$ a $047^{\circ}30'W$. Os gráficos da Figura 18 correspondem às flutuações mensais de fevereiro e de junho. Comparando-se os dois gráficos para a área adjacente à Ilha Grande (RJ) observa-se que a flutuação do mês de fevereiro é da ordem de $1,5^{\circ}\text{C}$ a $2,0^{\circ}\text{C}$, enquanto que a do mês de junho é da ordem de $-0,3^{\circ}\text{C}$.

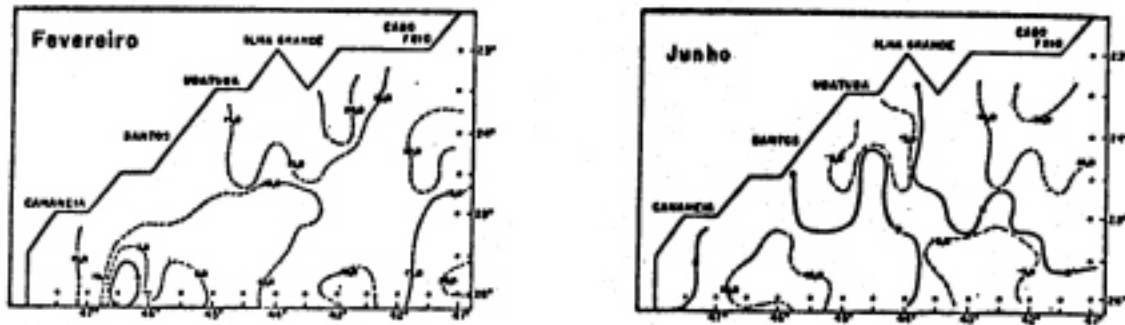


Fig. 18 - Flutuação mensal de temperatura da superfície do mar em relação à média anual ($^{\circ}\text{C} \times 10$) (mês de fevereiro e junho de 1976).

2.3.7 - Aplicando-se a Análise de Fourier (equação 1) para os valores mensais médios de temperatura da superfície do mar, para cada posição geográfica, num total de 66 estações e tomando-se como base mês inicial, agosto/75 e para um período de um ano, obtivemos várias figuras em que são apresentadas isolinhas de mesma amplitude e fase. Apresentamos abaixo uma análise dos componentes obtidos até o harmônico de 4ª ordem.

$$A_1^2 = \frac{4}{N^2} \left\{ \left[\sum_{i=1}^N Y_i \operatorname{sen}(i\phi_i) \right]^2 + \left[\sum_{i=1}^N Y_i \operatorname{cos}(i\phi_i) \right]^2 \right\}$$

$$\phi = \frac{2\pi}{T}$$

$$A = \sqrt{A_1^2} \quad (1)$$

$$\operatorname{tg}(\delta) = \frac{\sum_{i=1}^N Y_i \operatorname{cos}(i\phi_i)}{\sum_{i=1}^N Y_i \operatorname{sen}(i\phi_i)}$$

para NE, E e ENE com velocidades médias horárias entre 2 m/s e 9 m/s (Fig. 5).

Com relação às propriedades medidas neste primeiro período, não foi observada nenhuma anomalia, apesar da mudança da direção do vento.

4.1.b - Segundo período

(19/8 - 22:00 h à 20/8 - 12:00 h)

Nas Figuras 10 e 11, apresenta-se as condições do segundo período, que foi realizado depois de decorrido um intervalo de tempo de aproximadamente vinte e quatro horas do término do período anterior. Anomalias nas distribuições da temperatura e da salinidade são agora indicadas pelo decréscimo da temperatura e aumento da salinidade nas proximidades da costa de aproximadamente 5°C e $1^{\circ}/\text{oo}$, respectivamente. Nesta região, observa-se agora a ocorrência de um mínimo de temperatura ($T \approx 17,0^{\circ}\text{C}$) isolado, associado à salinidade de aproximadamente de $35,8^{\circ}/\text{oo}$; estas características indicam claramente a presença nessa região costeira de águas de origem subtropical, que segundo Sverdrup " et al." (1942), tem sua origem na região da Convergência Subtropical.

A comparação das distribuições de densidade, para esses dois primeiros períodos de observação (Figs. 9 e 11), indica que as águas costeiras e pouco densas ($\sigma_T \approx 24,0$) foram substituídas por águas mais densas ($\sigma_T \approx 26,0$) e oriundas de camadas mais profundas.

Durante este período de observações predominaram

ções de Cabo Frio(RJ) e Cananêia(S) indicam influências de águas frias; no primeiro devido à ressurgência e no segundo devido à Corrente das Malvinas.

2º Harmônico (período de 6 meses)

Na Figura 20, observa-se que as maiores amplitudes ocorreram ao sul de Cabo Frio(RJ) (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $041^{\circ}30'W$) ($0,80^{\circ}C$) em abril e outubro; na região de Cananêia(SP) (lat. $25^{\circ}30'S$ e long. $046^{\circ}30'W$) ($0,73^{\circ}C$), em fevereiro e setembro e na região oceânica (lat. $25^{\circ}30'S$ e long. $042^{\circ}00'W$) ($0,91^{\circ}C$), em janeiro e julho.

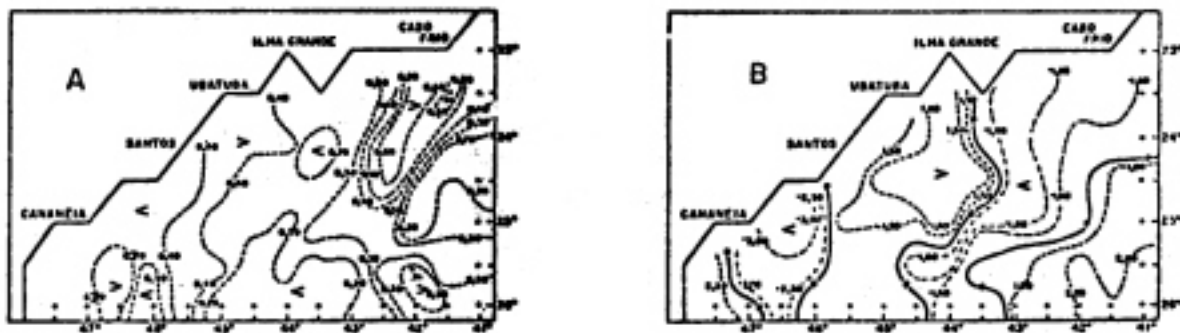


Fig. 20 - Curvas de mesma amplitude(A) e fase(B) para o 2º Harmônico (período de 6 meses).

3º Harmônico (período de 4 meses)

Na Figura 21, observa-se que as maiores amplitudes também ocorreram na região ao sul de Cabo Frio(RJ) (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $041^{\circ}30'W$) ($2,15^{\circ}C$), em abril, agosto e dezem

bro; na região ao sul de Ubatuba(SP) (lat. $24^{\circ}00'S$ e long. $044^{\circ}30'W$) ($0,69^{\circ}C$), em maio, setembro e janeiro e na região entre Santos e Cananéia(SP) (lat. $25^{\circ}30'S$ e long. $045^{\circ}30'W$) ($0,72^{\circ}C$), em maio, setembro e janeiro. O importante é observar que na área de Cabo Frio(RJ) a amplitude observada se deve às influências de ressurgência.

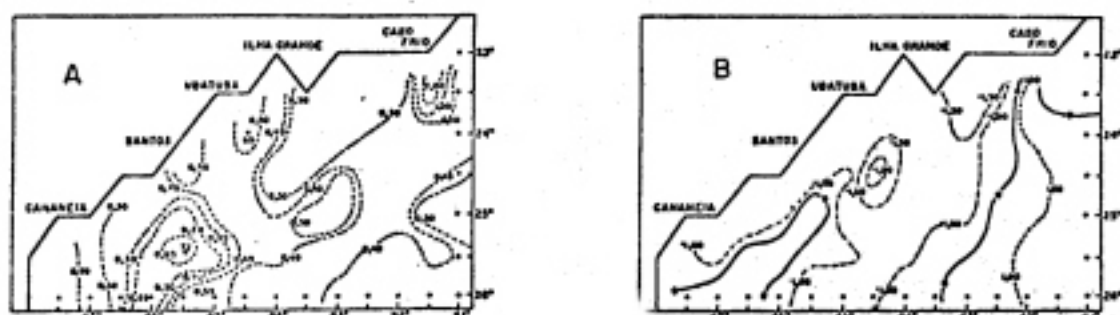


Fig. 21 - Curvas de mesma amplitude(A) e fase(B) para o 3º Harmônico (período de 4 meses).

4º Harmônico (período de 3 meses)

Na Figura 22, observa-se que as maiores amplitudes ocorreram na região ao sul de Cabo Frio(RJ) (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $041^{\circ}30'W$) ($0,44^{\circ}C$), em julho, setembro, dezembro e março, e na região entre Santos e Cananéia(SP) (lat. $25^{\circ}00'S$ e long. $045^{\circ}30'W$) ($0,59^{\circ}C$), em agosto, novembro, fevereiro e maio. A diferença de tempo na ocorrência das máximas amplitudes se deve aos movimentos advectivos associados a propagação das ondas e às circulações oceânica e costeira.

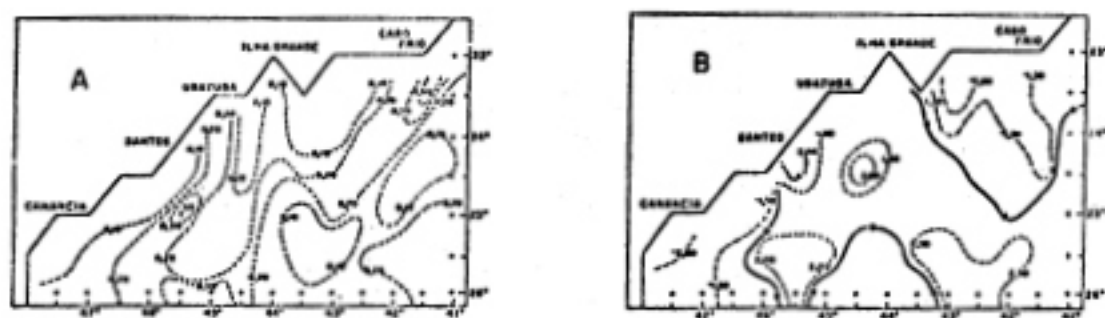


Fig. 22 - Curvas de mesma amplitude(A) e fase(B) para o 4º Harmônico (período de 3 meses).

PARTE III OBSERVAÇÕES DE CORRENTOMETRIA NA BAÍA DA ILHA
GRANDE (RJ).

De um estudo de grande escala, com temperaturas da superfície do mar obtidas com o satélite NOAA/4, passou-se para a escala média, com informações que abrangiam dados de correntometria, hidrografia e experimentos com traçadores para estudos de difusão, obtidas a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard".

Dois cruzeiros oceanográficos foram realizados em 1976 (fevereiro e junho), fazendo parte do Projeto Multinacional de Ciências do Mar patrocinado pela OEA.

A Figura 23 mostra as posições das estações oceanográficas fixas e o sistema de coordenadas. As estações de nºs 1, 2 e 3 foram realizadas no mês de junho e a de nº 4 no mês de fevereiro. Na Tabela 3, temos as posições das estações oceanográficas fixas, as profundidades das observações de correntes também indicadas por siglas, e os intervalos de amostragem.

Nas estações oceanográficas fixas, a direção e a velocidade das correntes foram medidas com correntômetros "BRAYSTOKE", BFH 008 MK2. Este correntômetro se compõe de uma unidade submarina e de uma unidade de convés e, nesta, são indicados o número de revoluções do hélice e a direção magnética da corrente em dezenas de graus; na unidade de convés estão localizadas as baterias do instrumento. A velo

cidade da corrente é determinada por meio de uma equação de calibração, a partir do conhecimento do número de revoluções por segundo do hêlice.

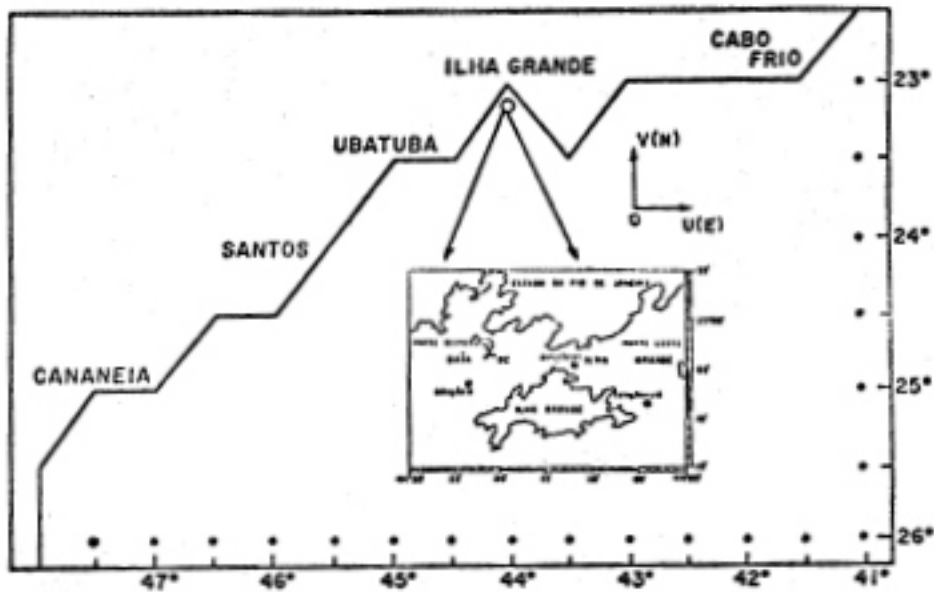


Fig. 23 - Posições das estações oceanográficas fixas e o sistema de coordenadas.

TABELA - 3

POSICÕES DAS ESTAÇÕES OCEANOGRÁFICAS FIXAS E AS PROFUNDIDADES DE OBSERVAÇÕES DE CORRENTOMÉTRIA.

ESTAÇÃO	1		2		3		4	
	lat.(S)	long.(W)	Prof.(m)	Sigla	Prof.(m)	Sigla	Prof.(m)	Sigla
	23°08,3'	044°04,0'	00	1A	00	2A	00	3A
	23°04,7'	044°11,9'	04	1B	04	2B	04	3B
	23°06,7'	044°23,3'	06	1C	06	2C	06	3C
	23°07,7'	044°04,0'	08	1D	08	2D	08	3D
			10	1E	10	2E	10	3E
			12	1F	12	2F	12	3F
			16	1G	16	2G	16	3G
			17	1H	17	2H	17	3H
			20	1I	20	2I	20	3I

NOTA: PARA AS POSIÇÕES 1D, 3D, 2D, 3D, 3C e 3D, AS OBSERVAÇÕES FORAM EFETUADAS A INTERVALOS DE 05 MINUTOS, PARA AS DEMAIS COM INTERVALOS HORÁRIOS.

3.1 - Análise dos dados de correntometria

Vários programas para computador (B 6700 da Universidade da Califórnia-San Diego e IBM 1800 da Scripps Institution of Oceanography) foram utilizados. Estes programas foram escritos por Stevenson (1966), e adaptados aos nossos dados (durante a visita feita pelo autor deste trabalho ao Inter-American Tropical Tuna Commission em 1976).

Os programas representam uma série de processamentos sucessivos que possibilitam o cálculo da dependência temporal dos movimentos a partir das medidas de corrente.

O primeiro programa plota os diagramas vetoriais progressivos da corrente, a partir dos componentes de correntes U e V. O instante inicial desses diagramas localiza-se no centro da Figura (o).

O segundo programa determina a velocidade média e a aceleração para cada posição através do método dos mínimos quadrados e normaliza os dados.

O terceiro programa plota as curvas normalizadas para os componentes U e V.

O quarto programa determina, a partir dos dados normalizados e através da autocorrelação destes dados, os períodos predominantes para cada posição.

Todos os quatro programas acima mencionados foram aplicados para as posições 1D(10m), 1G(20m), 2D(10m),

2G(17m), 3C(06m), e 3G(20m), porque nestas posições a amostragem foi detalhada (com observações a intervalos de 5 min).

3.1.1 - Diagramas vetoriais progressivos

Em relação à estação oceanográfica fixa nº 1, podemos observar (Figura 24) que o comportamento das correntes para as profundidades de 10m(1D) e 20m(1G) são diferentes. A 10m o vetor velocidade da corrente indica direção ENE, com velocidade média de $7,2 \text{ cm.s}^{-1}$ e a 20m, a direção SE, com velocidade média de $5,7 \text{ cm.s}^{-1}$, o que mostra que a entrada de água na parte leste da Baía da Ilha Grande(RJ) se deu a 10m e a saída a 20m. A aceleração média a 10m e 20m é $0,9 \text{ cm.s}^{-2}$, e $1,2 \text{ cm.s}^{-2}$, respectivamente.

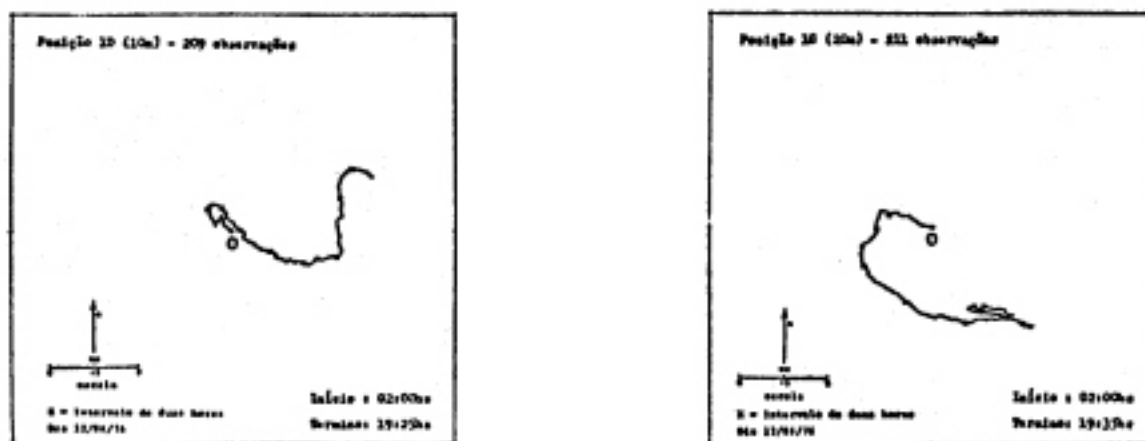


Fig. 24 - Diagramas vetoriais progressivos para as posições 1D(10m) e 1G(20m).

Na estação oceanográfica fixa nº 2, podemos observar (Figura 25) que o comportamento das correntes para as profundidades de 10m(2D) e 17m(2G) são semelhantes. A 10m, o vetor velocidade da corrente indica direção ESE, com velocidade média de $16,5 \text{ cm.s}^{-1}$ e aceleração média de $0,1 \text{ cm.s}^{-2}$ e a 17m, a direção ESE, com velocidade média de $16,1 \text{ cm.s}^{-1}$ e aceleração média de $0,5 \text{ cm.s}^{-2}$. Os dois diagramas vetoriais progressivos indicam escoamento ESE, a 10m e 17m, isto é, as águas provêm da parte oeste da Baía da Ilha Grande(RJ), através do canal entre a Ilha Grande(RJ) e o continente, sendo mais intensa a 10m do que a 17m.

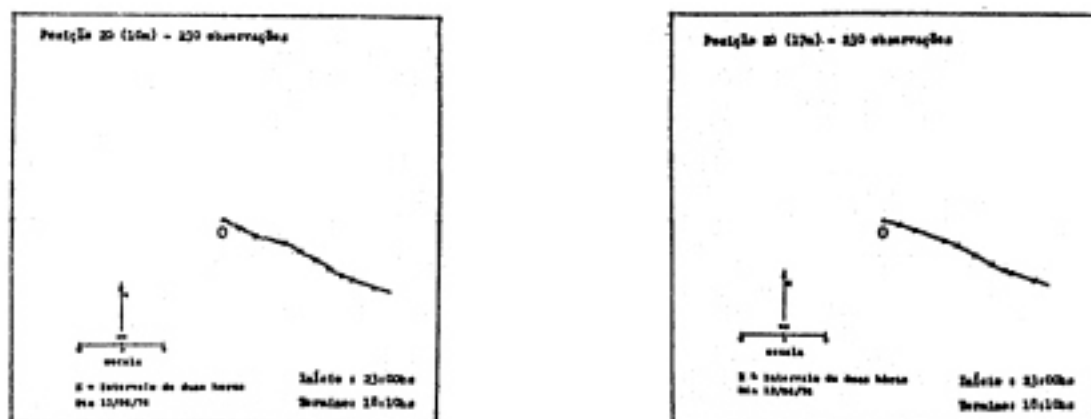


Fig. 25 - Diagramas vetoriais progressivos para as posições 2D(10m) e 2G(17m),

Na estação oceanográfica fixa nº 3, podemos observar (Figura 26) que o comportamento das correntes para as profundidades de 06m(3C) e 20m(3G) são diferentes. A 06m, o vetor velocidade da corrente indica direção N, com velocida

de média de $8,8 \text{ cm.s}^{-1}$ e aceleração média de $12,2 \text{ cm.s}^{-2}$ e a 20m, a direção ENE, com velocidade média de $6,1 \text{ cm.s}^{-1}$ e a aceleração média de $1,2 \text{ cm.s}^{-2}$. Os dois diagramas vetoriais progressivos indicam que a água vai em direção à região interna da parte oeste da Baía da Ilha Grande(RJ), na profundidade de 06m, enquanto que na profundidade de 20m a água vai em direção ao canal que liga a parte oeste e a parte leste da Baía da Ilha Grande(RJ).

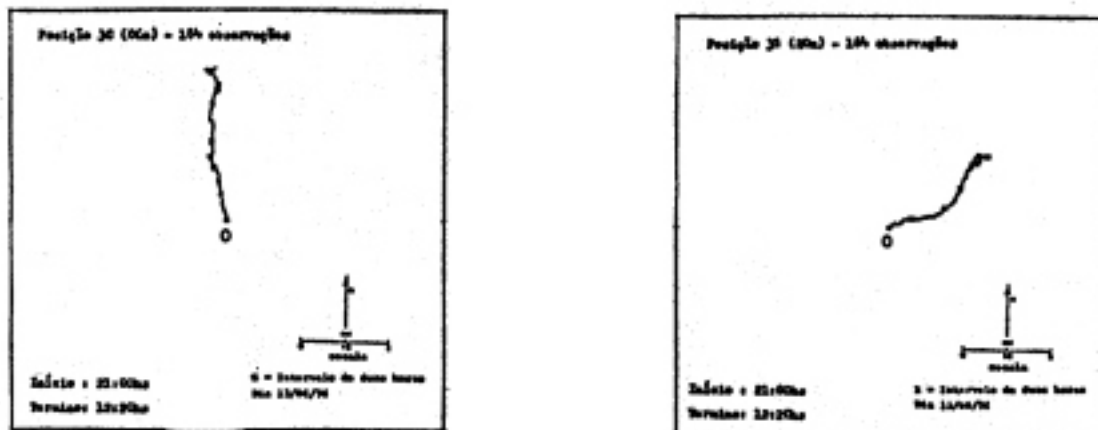


Fig. 26 - Diagramas vetoriais progressivos para as posições 3C(06m) e 3C(20m).

Analisando-se as três estações oceanográficas fixas em conjunto para as velocidades médias (Figura 27), verificamos a existência, neste período de observações, de uma corrente significativa de fundo, no sentido horário, indo da parte oeste para leste da Baía da Ilha Grande(RJ) e em direção ao oceano.

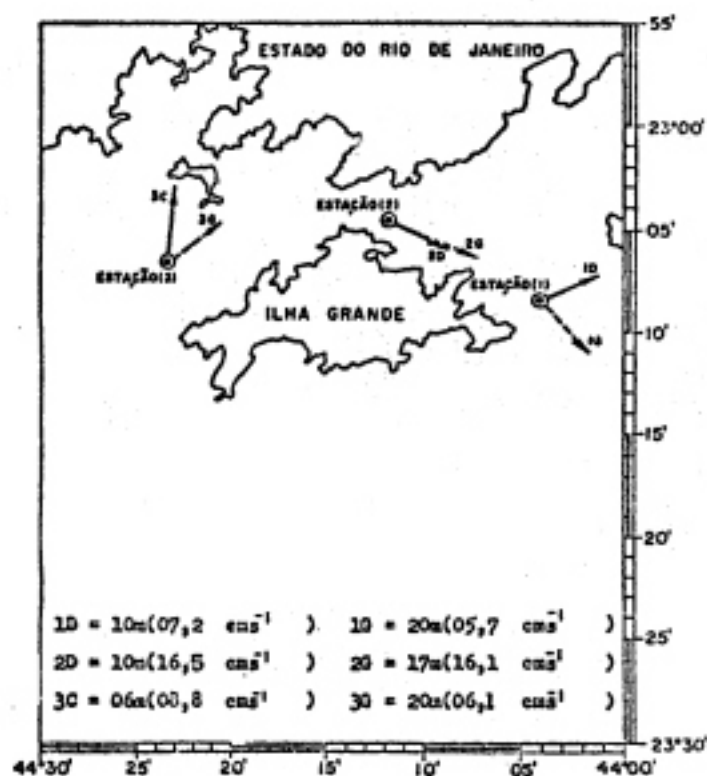


Fig. 27 - Vetor velocidade média para as três estações oceanográficas fixas.

Segundo Matsuura(1975) que fez um estudo da circulação de superfície através do uso de cartões de deriva, no mês de setembro/69 (fig. 2), a circulação costeira na área adjacente à Ilha Grande(RJ) tem o sentido oeste-leste e entrando pela parte oeste da Baía da Ilha Grande(RJ). O Atlas do DHN(1974) indica que no mês de junho a circulação costeira nesta área é no sentido oeste-leste, e no período de fevereiro, a circulação é no sentido leste-oeste.

É necessário que o diagrama vetorial progressivo seja um dos primeiros resultados a serem obtidos para que os oceanógrafos possam, a partir do conhecimento da trajetória

das correntes de uma região costeira, relacioná-lo com a distribuição de nutrientes, os teores de plancton, a distribuição de ovos e larvas de peixes, e também com os teores de poluentes sólidos ou dissolvidos, lixos de indústrias e outras fontes.

3.1.2 - Períodos predominantes

Foram plotadas curvas mostrando a variação temporal dos dados originais e dos dados normalizados para toda a série de observações, analisadas anteriormente com o método dos diagramas vetoriais progressivos. Os gráficos da Figura 28 mostra, por motivo de conveniência, somente a série temporal do componente U para a posição 10(10m).

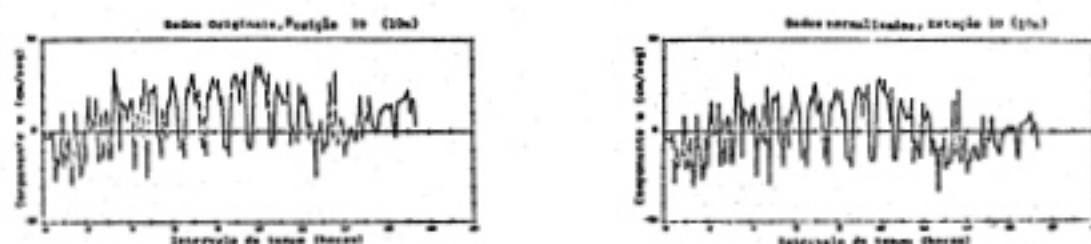


Fig. 28 - Curvas para os dados originais de corrente e normalizadas, para a estação 10, com intervalos de amostragem de 5 min, para o componente U.

Partindo-se dos dados normalizados, e utilizando-se o método de análise de autocorrelação (equação 2 e 3), em

pregado por Belyakov & Belyakova(1963) para os estudos das ondas internas, e empregado por Stevenson et al(1969) para estudos de correntes, determinamos, para as séries de dados de correntes feitos a intervalos de 5 min de observação, os períodos predominantes para cada posição.

$$\sum_{i=1}^N Y_i = 0 \quad (2)$$

(3)

$$Y_k^\alpha = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} Y_i Y_{i+k} - \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} Y_i \sum_{i=k+1}^N Y_i}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^{N-k} Y_i^2 - \frac{1}{N-k} \left(\sum_{i=1}^{N-k} Y_i \right)^2 \right] \left[\sum_{i=k+1}^N Y_i^2 - \frac{1}{N-k} \left(\sum_{i=k+1}^N Y_i \right)^2 \right]}}$$

onde: N - número de observações

Y_i - valor dos dados

α - indica o número de transformadas

k - representa deslocamento temporal dos coeficientes da série

Embora a série de correntometria contenha 18 hs de observações, os programas de autocorrelação usados na HP 9810A foram limitados para as 7h30min iniciais dos períodos de observações; portanto períodos longos do componente M 2 de marés não puderam ser determinados.

Na Figura 29, apresentamos para a posição 10(10m),

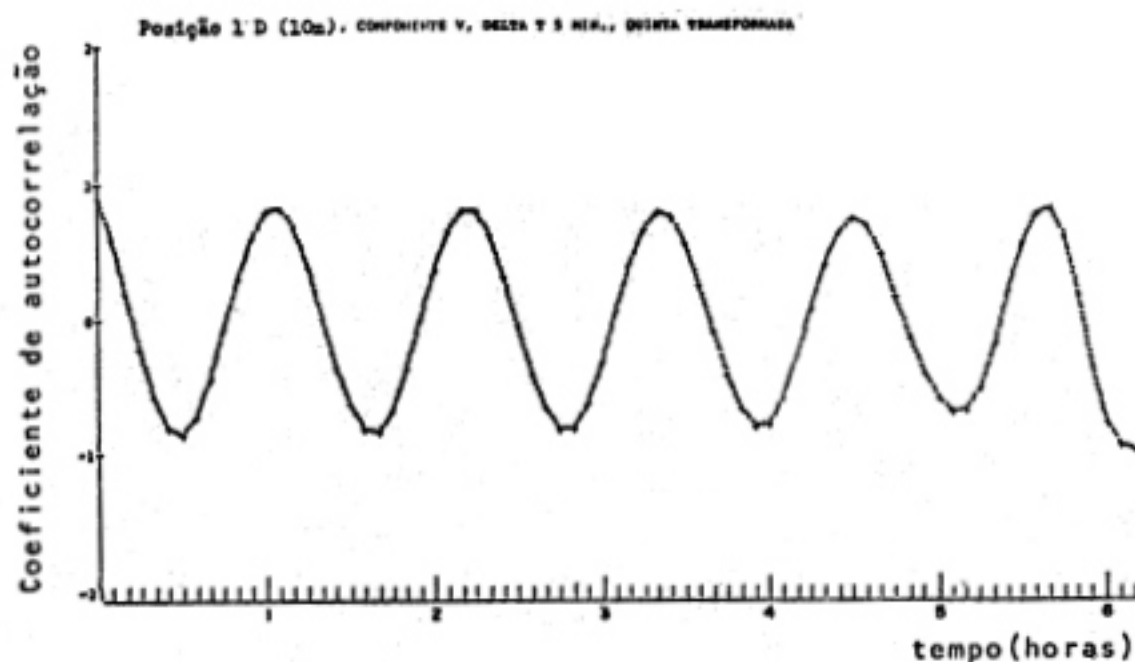
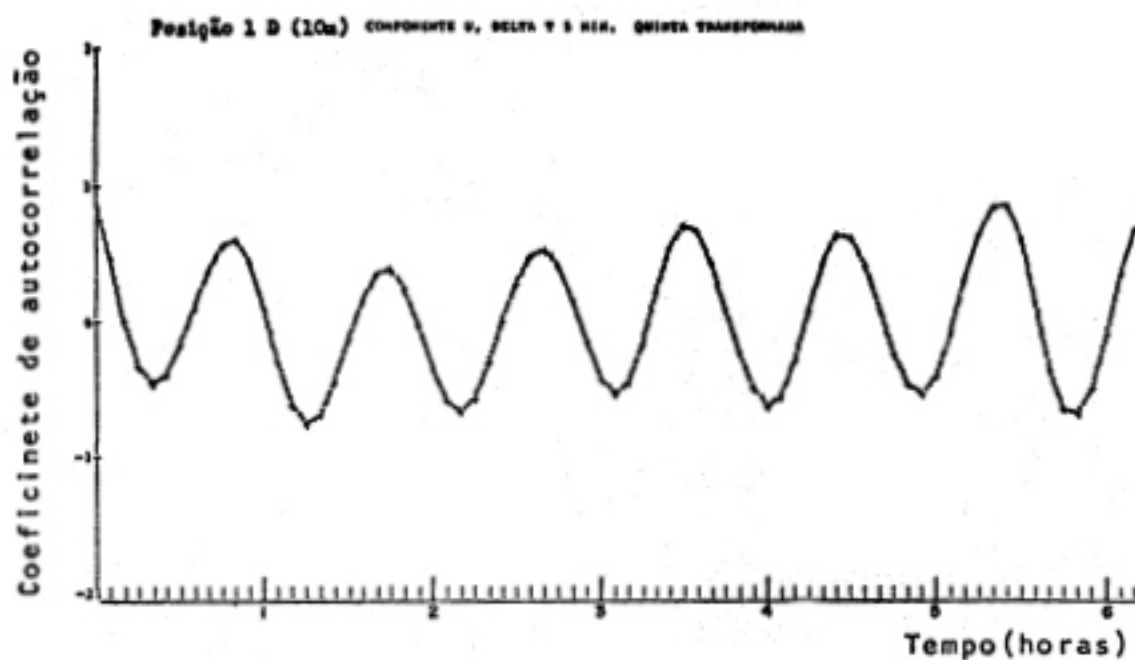


Fig. 29 - Análise de autocorrelação para a posição 10(10m) componente U e V partindo de 90 valores (7h30min).

localizada na entrada leste da ilha Grande (RJ) (Figura 23), os gráficos resultantes da análise de autocorrelação após cinco transformadas, quando foi determinado o período predominante

de 55 min para o componente U e de 70 min para o componente V. Esses valores indicam provavelmente a frequência natural da área de observação, pois aplicando-se o método de Merian (Proudman, 1952), para um canal de 14m.n. e profundidade média de 20m, a frequência natural é da ordem de 60 min.

Na Figura 30, apresentamos para a posição 1G(20m), os gráficos resultantes da análise de autocorrelação após cinco transformadas, quando foi determinado o período predominante de 205 min para o componente U e 215 min para o componente V.

Na estação oceanográfica fixa nº 1, cujos resultados foram analisados acima, verificamos que para a profundidade de 10m e 20m predominam as influências de alta e baixa frequência, respectivamente.

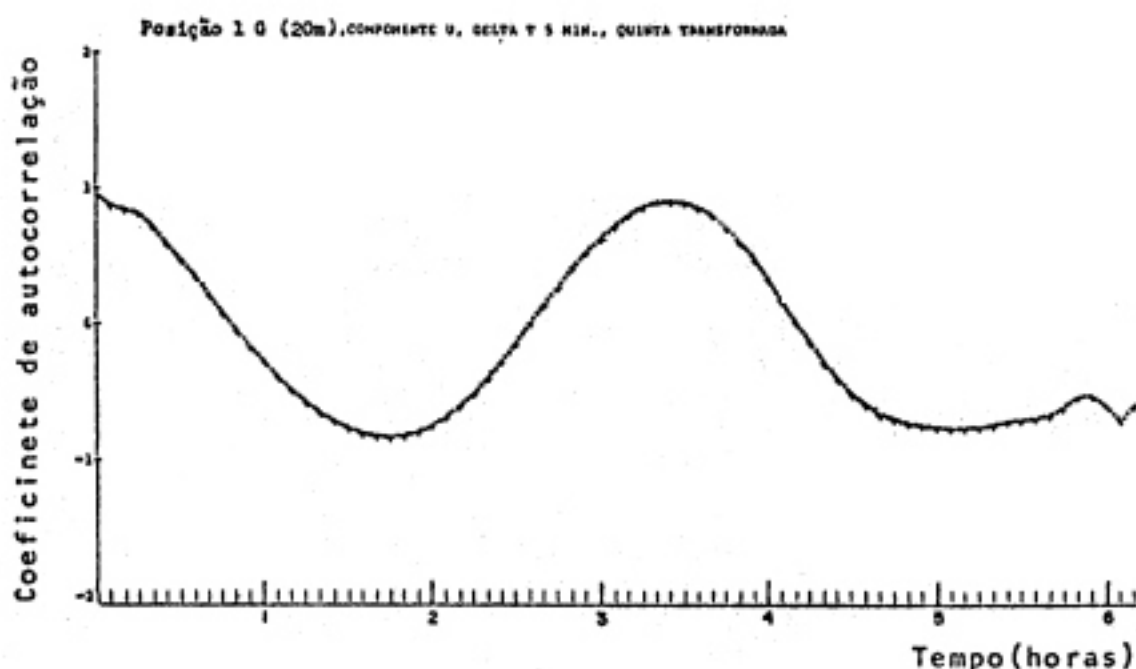




Fig. 30 - Análise de autocorrelação para a posição 1G(20m), componente U e V partindo de 90 valores (7h30min).

Na Figura 31, apresentamos para a posição 2D(10m), cuja posição de observação localiza-se ao norte da Ilha Grande(RJ) (Figura 23), os gráficos resultantes da análise de autocorrelação após cinco transformadas, quando foi determinado o período predominante de 55 min para o componente U e 50 min para o componente V.

Na Figura 32, apresentamos para a posição 2G(17m), os gráficos resultantes da análise de autocorrelação após cinco transformadas, quando foi determinado o período predominante de 170 min para o componente U e 325 min para o componente V.

Os resultado da análise de autocorrelação para as

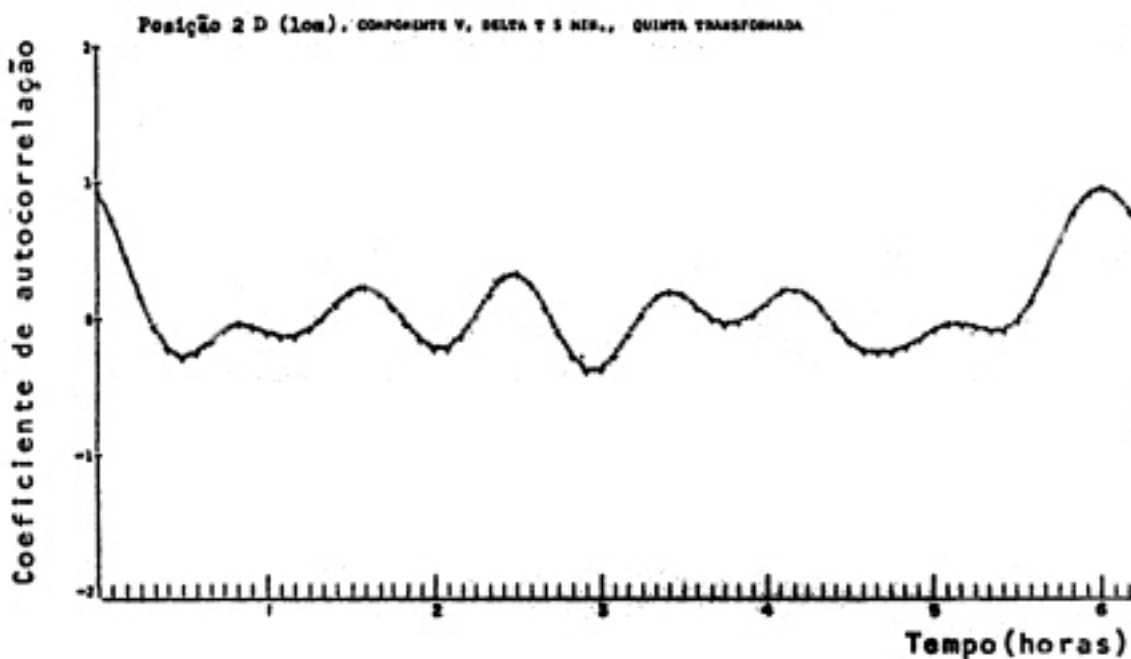
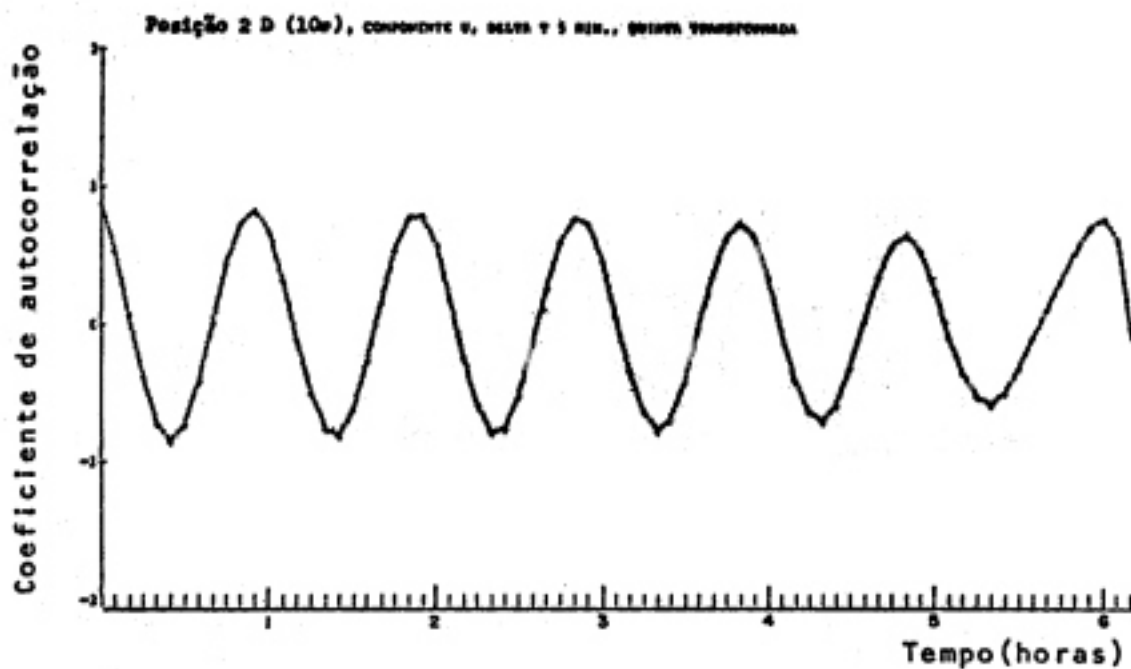


Fig. 31 - Análise de autocorrelação para a posição 2D(10m), componente U e V partindo de 90 valores(7h30min).

estação nº 2 indicam que para a profundidade de 10m e 17m predominam influências de alta e baixa frequências, respectivamente

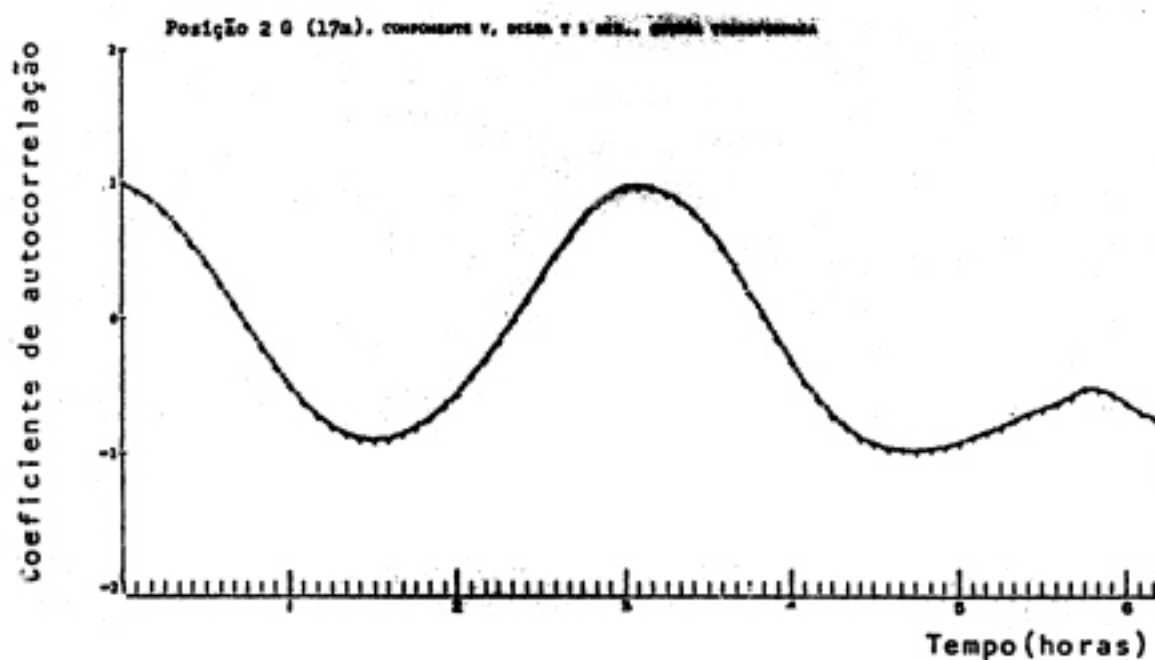
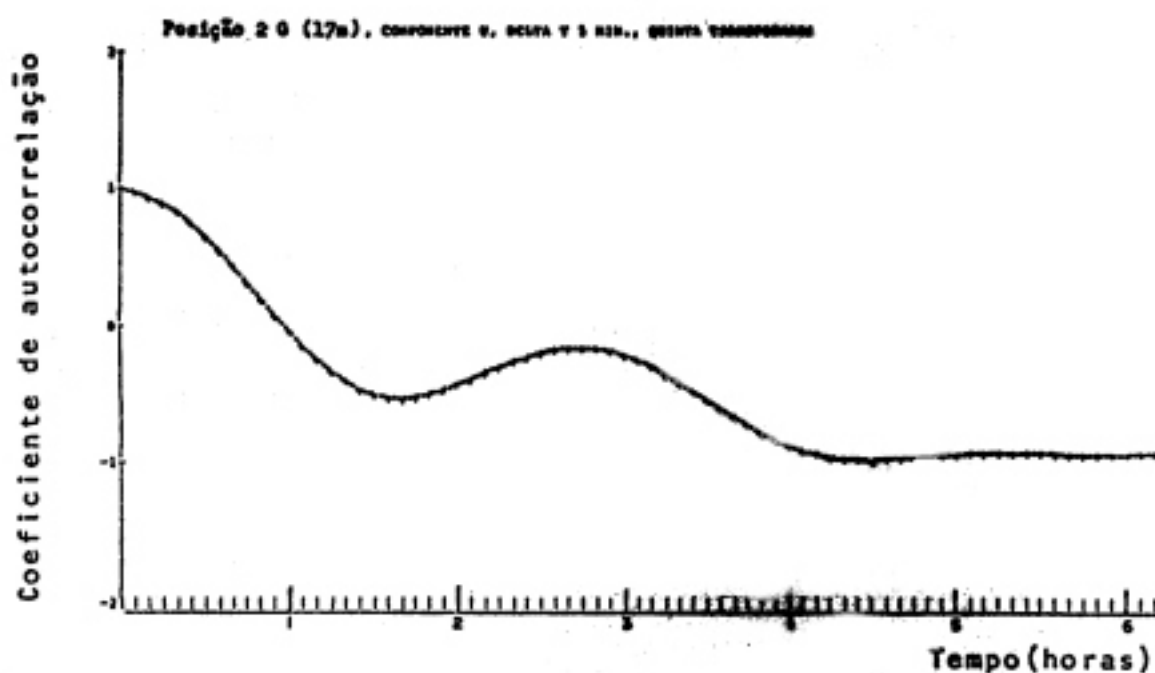


Fig. 32 - Análise de autocorrelação para a posição 2G(17m), componente U e V partindo de 90 valores(7h30min).

Na Figura 33, apresentamos para a posição 3C(6m), localizada no centro da parte oeste da Baía da Ilha Grande (RJ) (Figura 23), os gráficos resultantes da análise de autocor

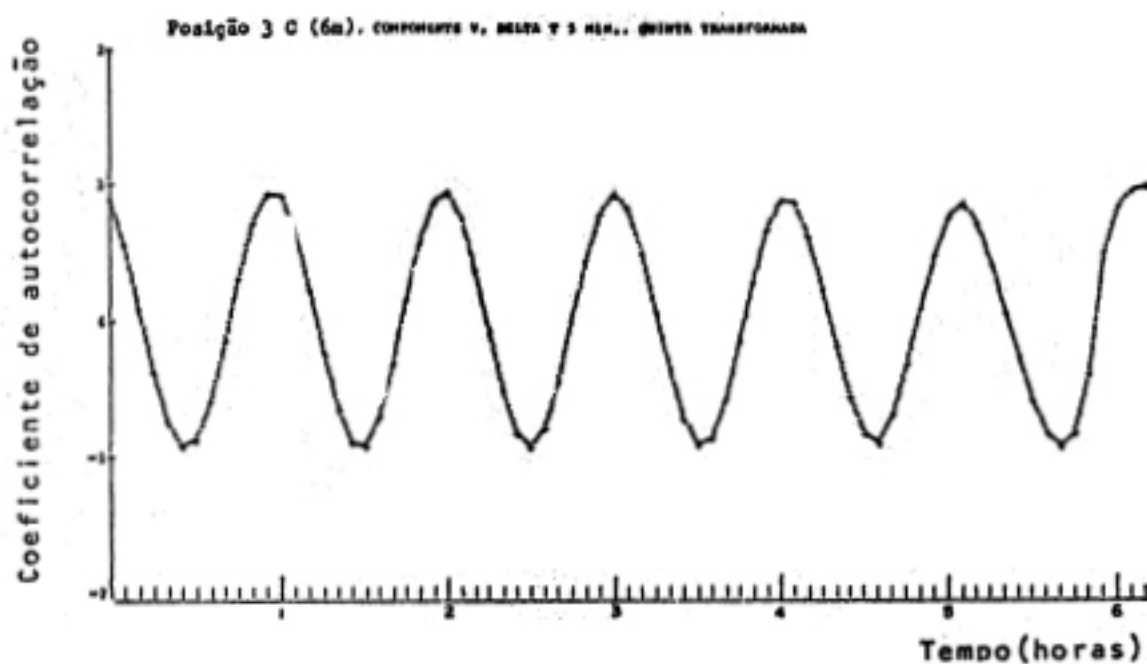
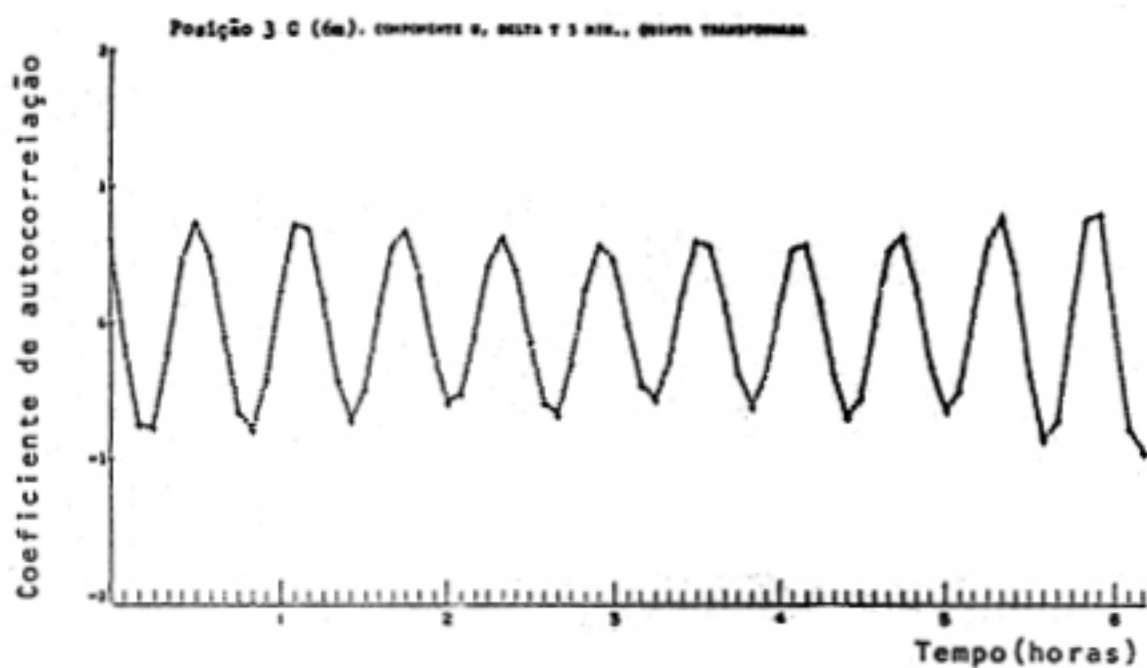


Fig. 33 - Análise de autocorrelação para a posição 3C(06m), componente U e V partindo de 90 valores (7h30min).

relação após cinco transformadas, quando foi determinado período predominante de 35 min para o componente U e de 60 min para o componente V.

Na Figura 34, apresentamos para a posição 3G(20m), os gráficos resultantes da análise de autocorrelação após cinco transformadas, quando foi determinado período predominante

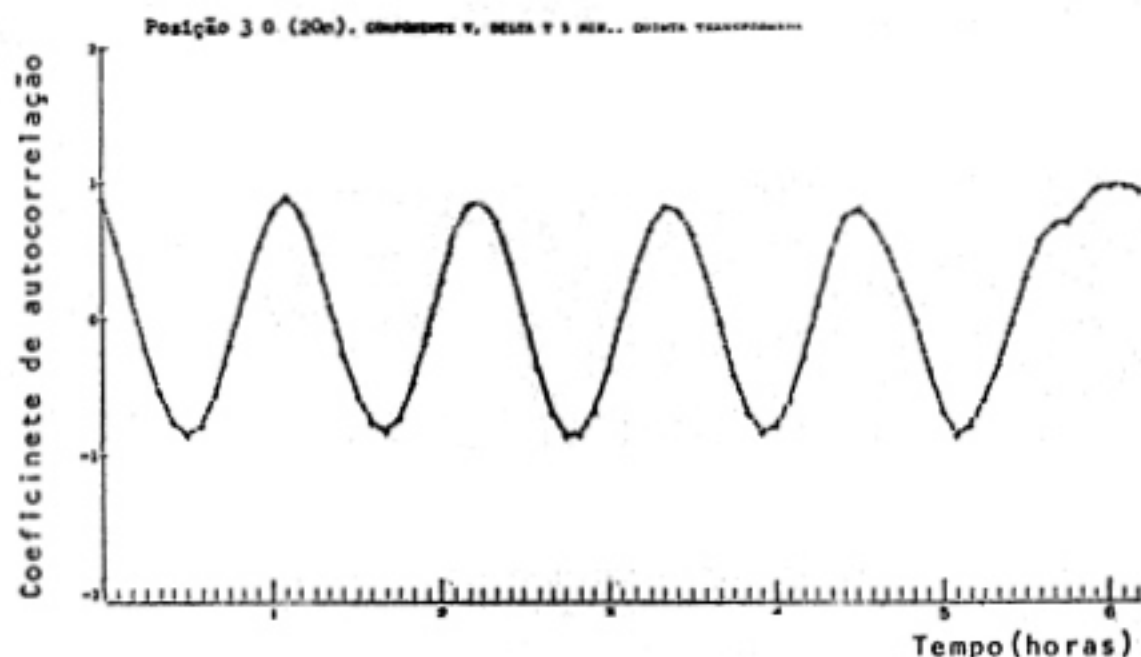
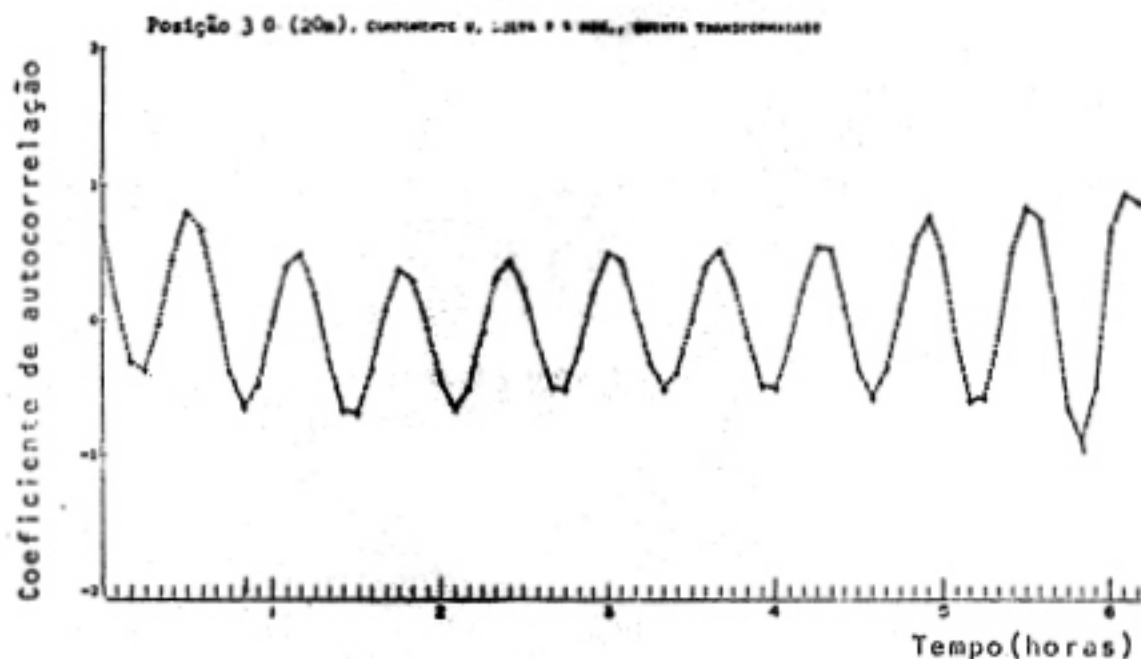


Fig. 34 - Análise de autocorrelação para a posição 3G(20m), componente U e V partindo de 90 valores (7h30min).

de 35 min para o componente U e de 70 min para o componente V.

Analisando os coeficientes de autocorrelação para a estação oceanográfica fixa nº 3, podemos concluir que nas profundidades de 06m e 20m predominam as frequências naturais da baía (segundo Merian, 1952); para o componente U, considerando um canal de 10m.n. e profundidade média de 35m, o período é da ordem de 33 min.

Analisando as três estações oceanográficas fixas em conjunto para os períodos predominantes dos componentes de corrente U para as profundidades médias, observamos que esses períodos crescem de 35 min (parte oeste da baía) para 55 min (extremidade leste do canal) e mantêm o mesmo período na entrada leste da baía. Nas profundidades próximos ao fundo esses períodos crescem de 35 min (parte oeste da baía) para 170 min (extremidade leste do canal) e para 205 min (entrada leste da baía).

Para os períodos predominantes dos componentes de corrente V, observamos que, para as profundidades médias, esses períodos decrescem de 60 min (parte oeste da baía) para 50 min (extremidade leste do canal) e crescem para 70 min (entrada leste da baía). Esses períodos para as profundidades junto ao fundo crescem de 70 min (parte oeste da baía) para 325 min (extremidade leste do canal) e decrescem para 215 min (entrada leste da baía).

PARTE IV OBSERVAÇÕES DE HIDROGRAFIA NA BAÍA DA ILHA GRAN
DE (RJ).

As medidas de temperatura e salinidade desde a superfície até as proximidades do fundo foram obtidas nas estações oceanográficas fixas nºs. 1, 2 e 3 (observações a cada duas horas) em junho de 1976 e a de nº 4 (observações horárias) em fevereiro de 1976. As posições das estações oceanográficas estão na Figura 23.

Para os dados das estações oceanográficas com respeito às temperaturas lidas nos termômetros de reversão protegidos e instalados nas garrafas de Nansen, foram feitas correções devidas às dilatações volumétricas do sistema termométrico e ao erro Índice. A determinação da salinidade das amostras de água do mar coletadas com as garrafas de Nansen foi feita de acordo com as equações recomendadas pelo Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards (1966), sendo a "razão de condutividade térmica" (R_t) determinado com um salinômetro indutivo marca Beckman, modelo RS7B, calibrado com "água normal".

Utilizando o computador IBM/360, do setor de matemática aplicada (SEMA) do Instituto de Física da USP, calculamos os valores de σ_t para os dados das estações oceanográficas (realizadas através do programa DENOX II, desenvolvido pelo Departamento de Oceanografia Física) a fim de construir perfis verticais de σ_t . O parâmetro $\sigma_t = (\rho_{ST0} - 1) 10^3 -$

associado à densidade é calculado nesse programa por meio das equações empíricas indicadas por Lafond (1951).

4.1 - Análise dos dados hidrográficos

Na estação oceanográfica fixa nº 1 (Fig. 23), a partir dos perfis de temperatura, salinidade e σ_t (Figura 35), podemos observar que entre 23:00 hs e 08:00 hs houve um decréscimo de temperatura entre as profundidades de 10m até as proximidades do fundo e um aumento de salinidade. Esse decréscimo associado ao aumento de salinidade com a profundidade indica que as mudanças da estrutura térmica foram ocasionadas por processos advectivos. Conseqüentemente, o aumento da densidade com a profundidade nesse mesmo período refletem as alterações na estrutura térmica e salina. A partir das 08:00 hs até o final das observações não houve variações na estrutura térmica e salina, com exceção das 14:00 hs, o que indica influência da entrada de água mais fria e mais salina nas proximidades do fundo. Pelos diagramas vetoriais progressivos da corrente (Fig. 24), observamos, para a profundidade de 10m, um influxo das 02:00 hs (início das observações) até as 05:00 hs, um refluxo das 05:00 hs até as 14:00 hs, e um influxo das 14:00 hs até as 18:00 hs; para a profundidade de 20m, um influxo das 02:00 hs (início das observações) até as 05:00 hs, um refluxo das 05:00 hs até as 14:00 hs e um refluxo das 14:00 hs até as 16:00 hs. A ano

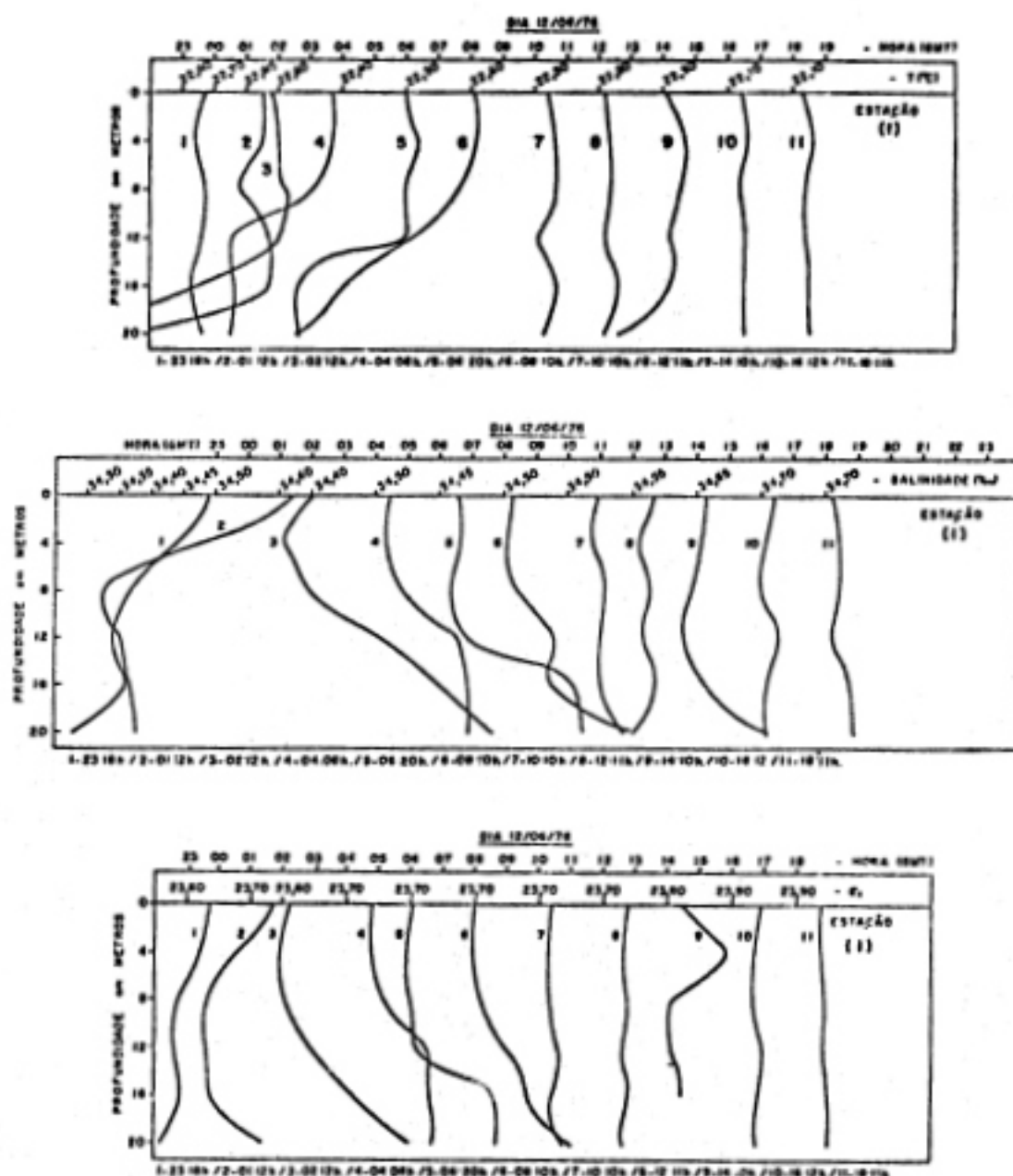


Fig. 35 - Perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t para a estação oceanográfica fixa nº 1 (12/06/76).

maia observada na temperatura e na salinidade às 14:00 hs, próximo ao fundo, é explicada pela entrada de água oceânica, fato observado no diagrama vetorial progressivo.

A Figura 36, apresenta variações das marés observadas na Base de Ubatuba (SP) do IOUSP, (lat. $23^{\circ}30'S$ e long.

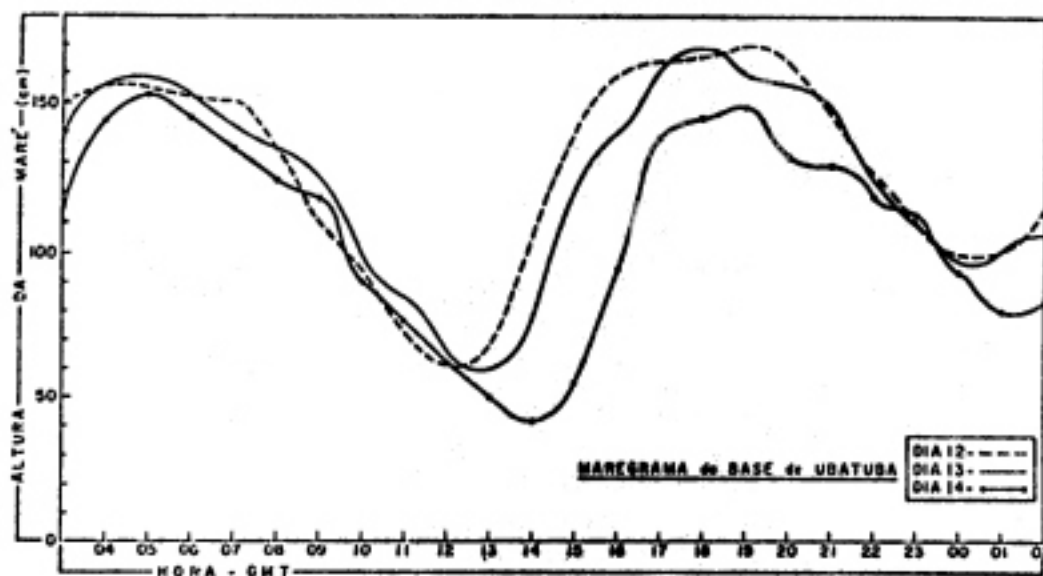


Fig. 36 - Maregrama da Base de Ubatuba(SP) do IOUSP, (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $045^{\circ}07,3'W$) para os dias 12, 13 e 14 de junho de 1976.

$045^{\circ}07,3'W$). Estrapolando-se essas variações para a região em estudo, verifica-se que a influência das correntes de marés não é a única causa dinâmica capaz de ocasionar variações na distribuição vertical de temperatura e salinidade. Assim, por exemplo, a ocorrência da anomalia de temperatura e salinidade às 14:00 hs do dia 12, nas proximidades do fundo, não pode ser previsto utilizando-se as oscilações de maré como causa dinâmica.

O máximo valor de densidade ($\sigma_t \approx 23,90$) ocorreu no período entre às 17:00 hs e 18:00 hs ($t \approx 22,10^{\circ}C$ e $S \approx 34,70^{\circ}/\text{oo}$), ocasião em que a coluna da água foi quase homogênea. O menor valor de densidade ($\sigma_t \approx 23,60$,

$t = 22,70^{\circ}\text{C}$ e $S = 34,50^{\circ}/\text{oo}$) ocorreu entre 23:00 hs e 24:00 hs.

Na estação oceanográfica fixa nº 2 (Fig. 23), observamos inversões térmicas a partir do início das observações até 08:00 hs e menores variações na salinidade (Figura 37) resultando em instabilidade da densidade entre às 04:00 hs e 10:00 hs. Recorremos à análise dos diagramas vetoriais progressivos das correntes (Fig. 25), para as profundidades de 10m e 17m, e verificamos que durante todo o período de observação a corrente se manteve na direção ESE e com

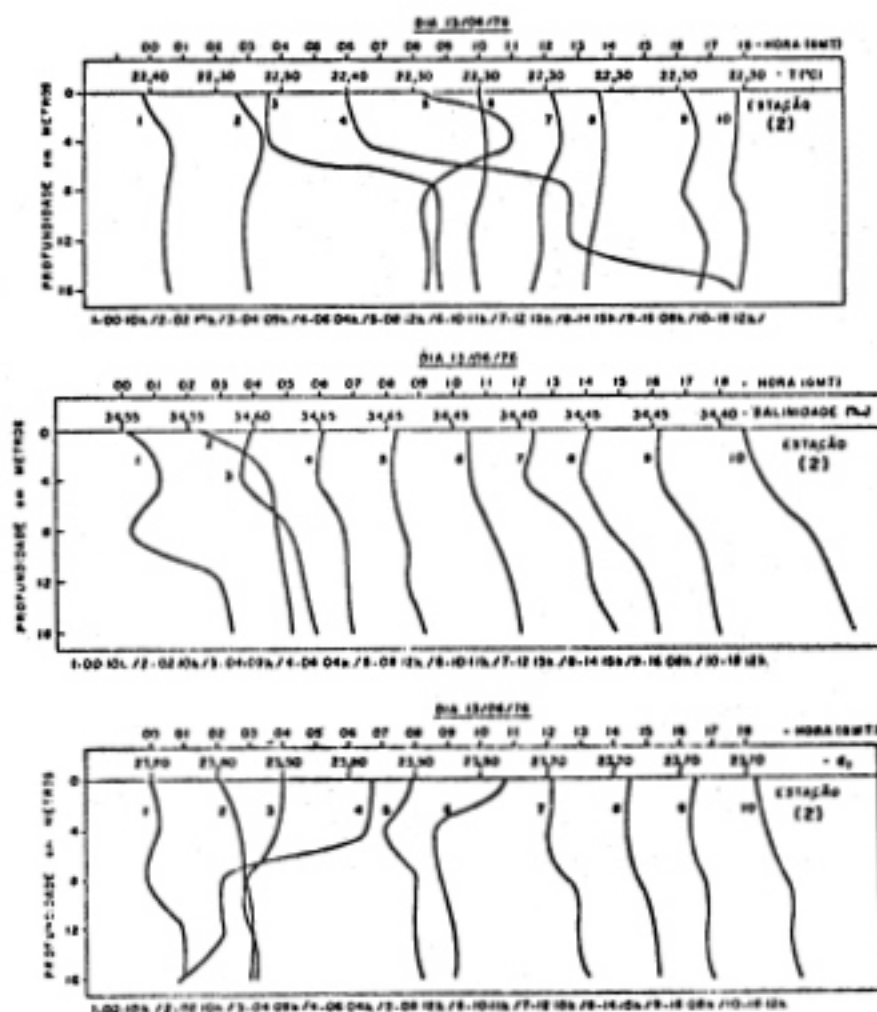


Fig. 37 - Perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t para a estação oceanográfica fixa nº 2 (13/06/76).

velocidade mais intensa no período entre 03:00 hs e 05:00 hs, e entre às 15:00 hs e 17:00 hs. A constância na direção indica que as águas provêm da parte oeste da Baía da Ilha Grande (RJ), através do canal entre a Ilha Grande (RJ) e o continente, como mostra o diagrama vetorial progressivo das correntes observadas na parte central da parte oeste da baía, Fig. 26.

A maior densidade ($\sigma_t \approx 23,90$) foi observada entre as 05:00 hs e 06:00 hs ($t \approx 22,30^\circ\text{C}$ e $S \approx 34,65^\circ/\text{oo}$) e a menor ($\sigma_t \approx 23,50$; $t \approx 22,50^\circ\text{C}$ e $S \approx 34,60^\circ/\text{oo}$) ocorreu entre às 03:00 hs e 04:00 hs.

Na estação oceanográfica fixa nº 3 (Fig. 23), utilizando os perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t (Figura 38), não observamos grandes variações para salinidade nem para σ_t ; houve decréscimo de temperatura com a profundidade, indicando desta forma entrada de água mais fria de origem oceânica. Os diagramas vetoriais progressivos (Fig. 26) indicam uma direção predominante N para a profundidade de 06m e direção NE para 20m.

A maior densidade ($\sigma_t \approx 23,90$) foi observada entre às 07:00 hs e 08:00 hs ($t \approx 22,00^\circ\text{C}$ e $S \approx 34,60^\circ/\text{oo}$) e a menor ($\sigma_t \approx 23,70$; $t \approx 22,50^\circ\text{C}$ e $S \approx 34,55^\circ/\text{oo}$) entre às 01:00 hs e 02:00 hs.

Foram analisados a temperatura, a salinidade e o σ_t da estação oceanográfica fixa nº 4, realizada em fevereiro de 1976. Os perfis de temperatura foram obtidos com o batitermógrafo com intervalos de uma hora e os da salinidade a cada duas horas.

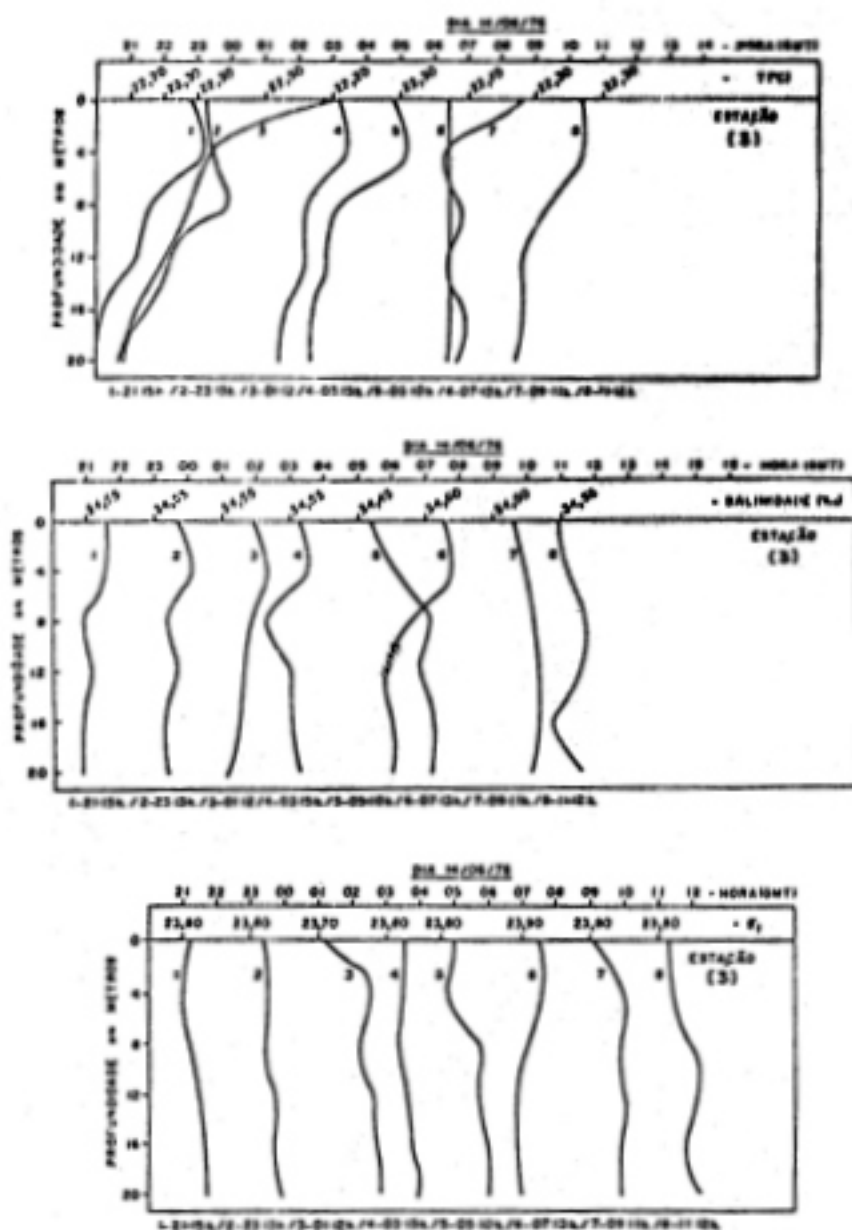


Fig. 38 - Perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t para a estação oceanográfica fixa nº 3(14/06/76).

A posição desta estação é a mesma da estação Nº 1, realizada em junho de 1976, que apresentou estrutura de densidade mais instável (Fig. 35).

Na Figura 39, estação oceanográfica nº 4, houve

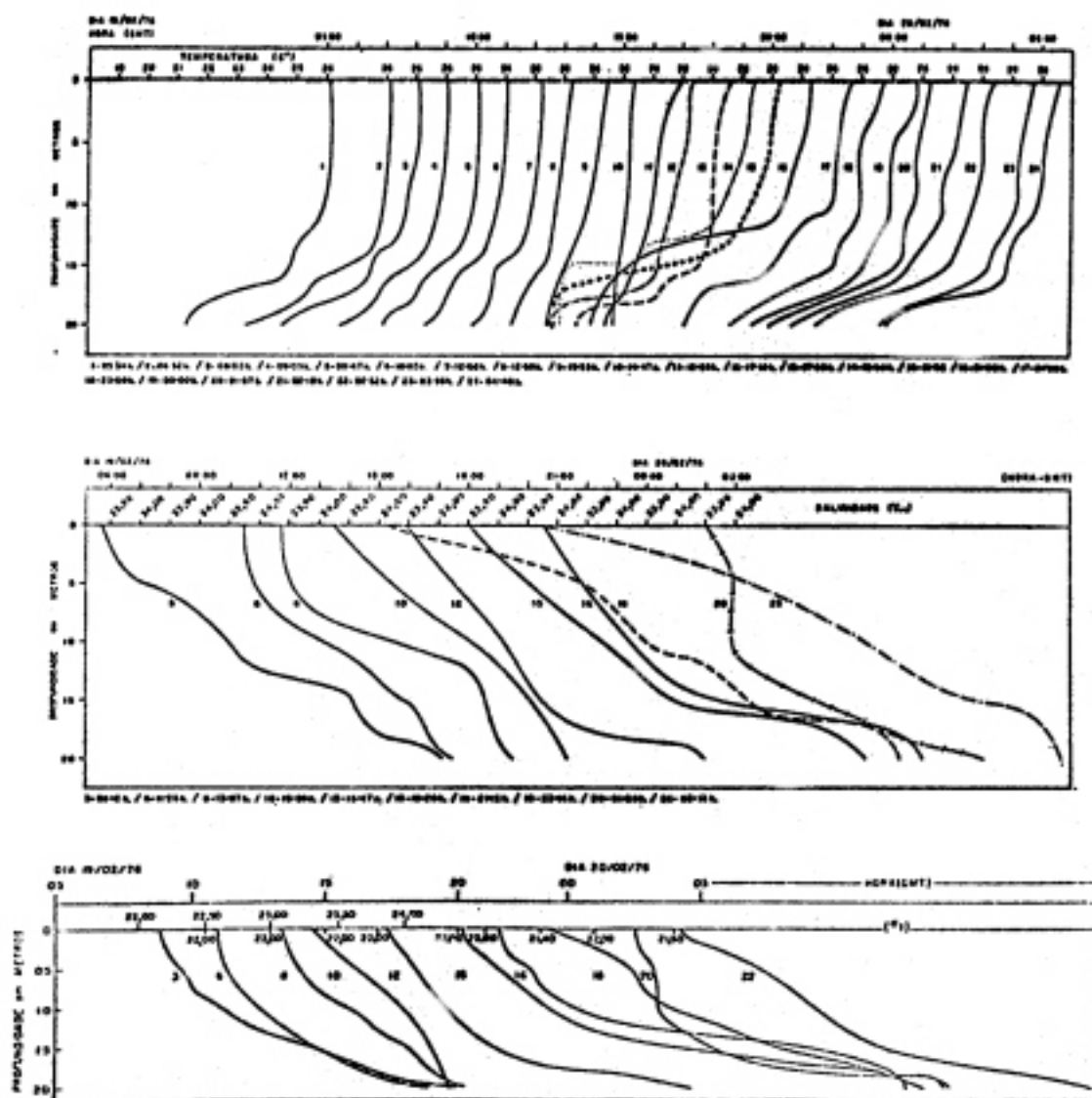


Fig. 39 - Perfis verticais de temperatura, salinidade e σ_t para a estação oceanográfica fixa nº 4(20/02/76).

grande variações na temperatura, salinidade e σ_t . Uma camada quase isotérmica ocorre entre 0m e 15m, e o decréscimo mais acentuado de temperatura com a profundidade ocorre abaixo dessa camada e se estende até as proximidades do fundo. Os aumentos de salinidade e σ_t ocorreram praticamente em toda a profundidade.

Na Figura 40 apresentamos os perfis e o componente norte-sul da corrente (V).

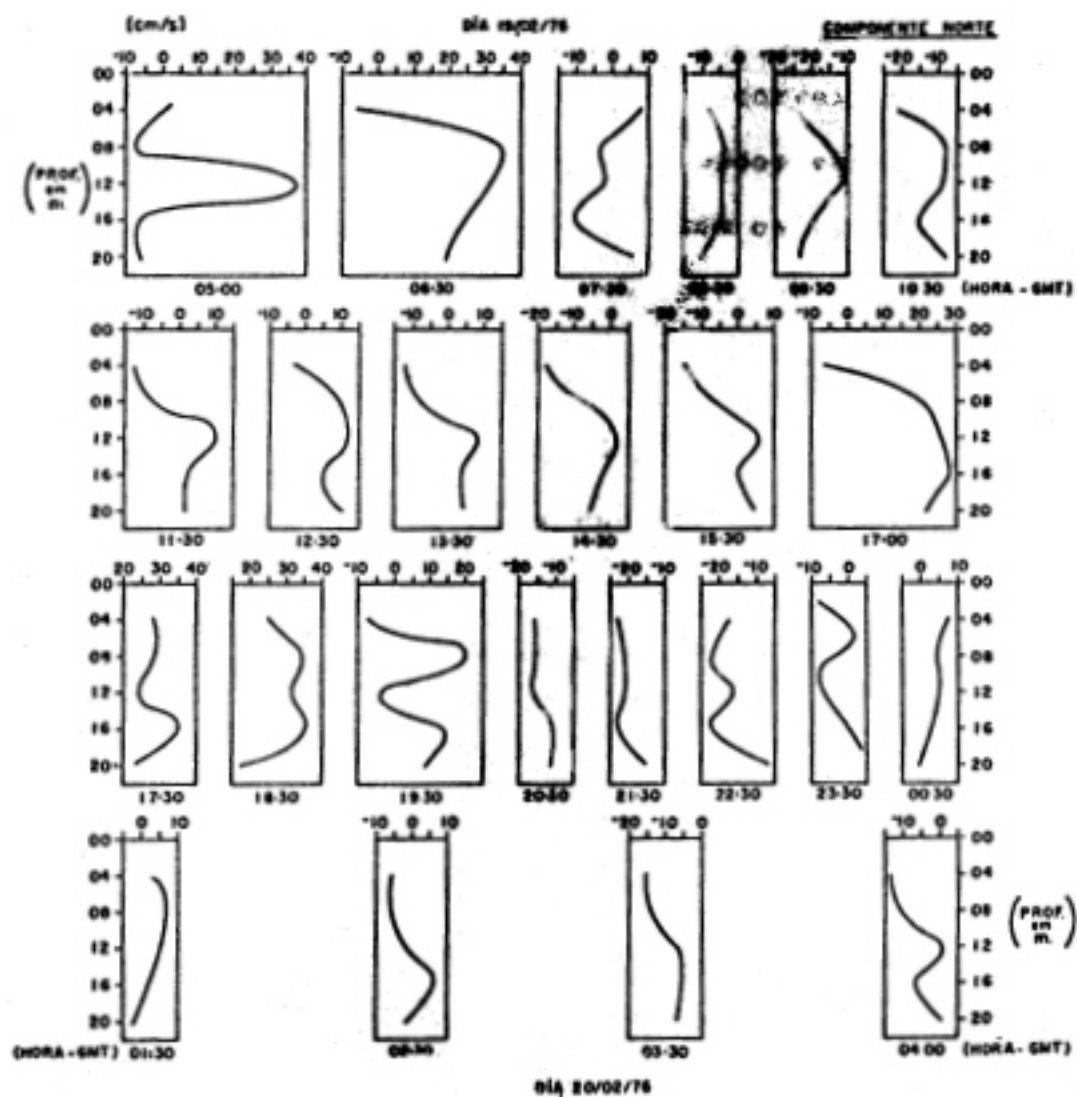


Fig. 40 - Perfis verticais da corrente, componente V (Norte) observada na estação oceanográfica fixa n° 4 (19 e 20/02/76).

A atenuação do decréscimo da temperatura junto ao fundo está associada à diminuição da intensidade da corrente que ocorreu desde o início das observações (05:00 hs) até

aproximadamente 15:00 hs. Entre as 17:00 hs e 18:00 hs os valores máximos de corrente, indicando entrada de água oceânica, contribuíram para o máximo decréscimo de temperatura junto ao fundo. O aumento da salinidade com a profundidade é mais acentuado nesse mesmo período, em que as correntes foram mais intensas. Os perfis de σ_t correspondem a uma estrutura estável com aumento mais acentuados entre as profundidades de 0m e o fundo, contrastando com os valores observados em junho de 1976 em que indicaram estrutura menos estáveis.

O maior σ_t ($\bar{\sigma}_t = 22,40$) ($t = 26,00^\circ\text{C}$ e $S = 33,90^\circ/\text{oo}$) ocorreu entre 01:00 hs e 02:00 hs durante um influxo ($V > 0$). O menor σ_t ($\bar{\sigma}_t = 21,60$) ($t = 26,00^\circ\text{C}$ e $S = 34,00^\circ/\text{oo}$) ocorreu entre 22:00 hs e 23:00 hs durante um refluxo ($V < 0$).

Analisando em conjunto, as quatro estações oceanográficas fixas, podemos dizer que nas três primeiras realizadas no mês de junho/76, o σ_t variou de 23,50 a 23,90 e que na de nº 4, realizada em fevereiro/76, o σ_t variou de 21,60 a 22,40, todas em relação à camada superficial do oceano. As temperaturas no mês de junho variou de $22,00^\circ\text{C}$ a $22,50^\circ\text{C}$, a salinidade de $34,50^\circ/\text{oo}$ a $34,70^\circ/\text{oo}$, enquanto que no mês de fevereiro a temperatura permaneceu em torno de 26°C e a salinidade variou de $33,90^\circ/\text{oo}$ a $34,00^\circ/\text{oo}$.

Comparando as estações oceanográficas fixas nºs 1 e 4, realizadas na mesma posição (entrada leste da Ilha Grande-RJ), e em épocas diferentes, podemos dizer que, nas profundidades próximas ao fundo observou-se no mês de fevereiro o maior valor de σ_t ($\bar{\sigma}_t = 25,30$) ($t = 19,10^\circ\text{C}$ e $S = 35,20^\circ/\text{oo}$) e

o menor valor no mês de junho σ_t ($\bar{\sigma}_t = 24,09$) ($t = 22,28^\circ\text{C}$ e $S = 34,60^\circ/\text{oo}$).

Portanto, a ocorrência do alto σ_t para o mês de fevereiro se deve à influência das águas de origem oceânica, enquanto que no mês de junho as águas observadas provêm da parte oeste e leste da Baía da Ilha Grande(RJ) devido a existência de uma corrente que flue no sentido horário (parte III correntometria). Tommasi(1969) cita a existência desta corrente e relacionou com a ocorrência dos fundos de *Branchiostoma platae*; (Miranda & Ikeda, 1976), (Miranda et al, 1977) para junho mostraram a influência de águas de baixa salinidade provenientes da parte leste da Baía da Ilha Grande(RJ), (fig. 7), que modificam a distribuição de salinidade da água costeira adjacentes a Ilha Grande(RJ) (frentes salinas).

PARTE V

NÚMERO DE RICHARDSON

Nos movimentos de grande quantidade de água, tal como as do oceano ou mesmo de canais amplos, em que o fluido é não homogêneo, os efeitos de estratificação da massa fluida devem ser levados em conta no estudo de seus movimentos e na distribuição de suas propriedades. Turbulência e dissipações posteriores da energia turbulenta ocorrem, se a estratificação da densidade é superada pelo cisalhamento vertical da velocidade.

Phillips(1966) mostrou que a estabilidade vertical de um fluido em movimento depende do seguinte parâmetro adimensional (Ri), denominado "Número de Richardson":

$$Ri = \frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) \bigg/ \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \quad (4)$$

onde: g - aceleração da gravidade

ρ - densidade

V - componente de velocidade segundo a direção OY

A equação acima, em que o numerador refere-se ao termo do estado de estabilidade e o denominador ao efeito do cisalhamento vertical da velocidade, fornece as característi-

cas de estabilidade dinâmica.

Utilizamos os critérios de Miller & Howard (Phillips, 1966) para determinar as condições de estabilidade:

Se $RI > 1/4$, o movimento é verticalmente estável e portanto laminar;

Se $RI < 1/4$, o movimento é verticalmente instável e portanto turbulento.

A partir dos dados de σ_t (densidade) e das observações de correntes, determinamos o Número de Richardson para as estações oceanográficas.

A Figura 41, representa a variação local e temporal do parâmetro RI na estação oceanográfica fixa nº 1, por

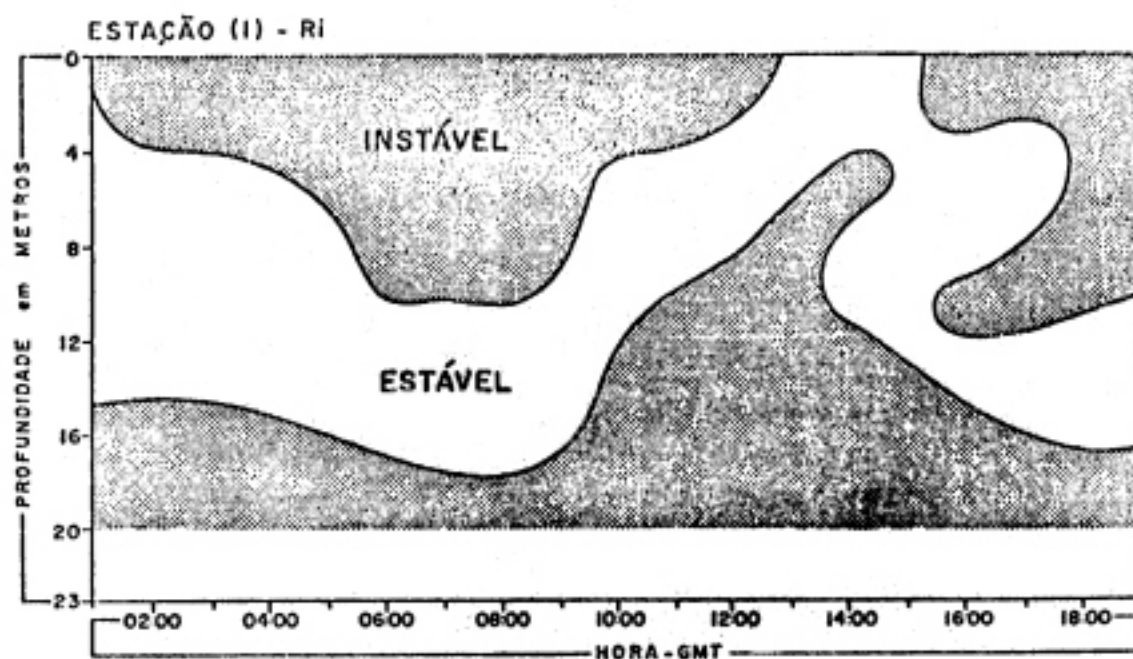


Fig. 41 - Variação (local e temporal) do parâmetro RI (Nº de Richardson) para a estação oceanográfica fixa nº 1 (12/06/76).

dendo-se observar que há duas regiões de turbulência: regime turbulento na camada superior que atinge profundidades maiores entre 05:00 hs e 10:00 hs (no refluxo) e entre 16:00 hs e 18:00 hs (no refluxo) e turbulência próxima ao fundo, cuja camada não ultrapassa 05m de espessura, mas atinge quase toda a coluna de água no período das 09:00 hs e 15:00 hs.

Em relação à estação oceanográfica fixa nº 4 (Figura 42), podemos verificar que ocorreu turbulência somente na camada superficial entre as 17:00 hs e as 20:00 hs, período em que ocorreu as máximas velocidades (Fig. 40).

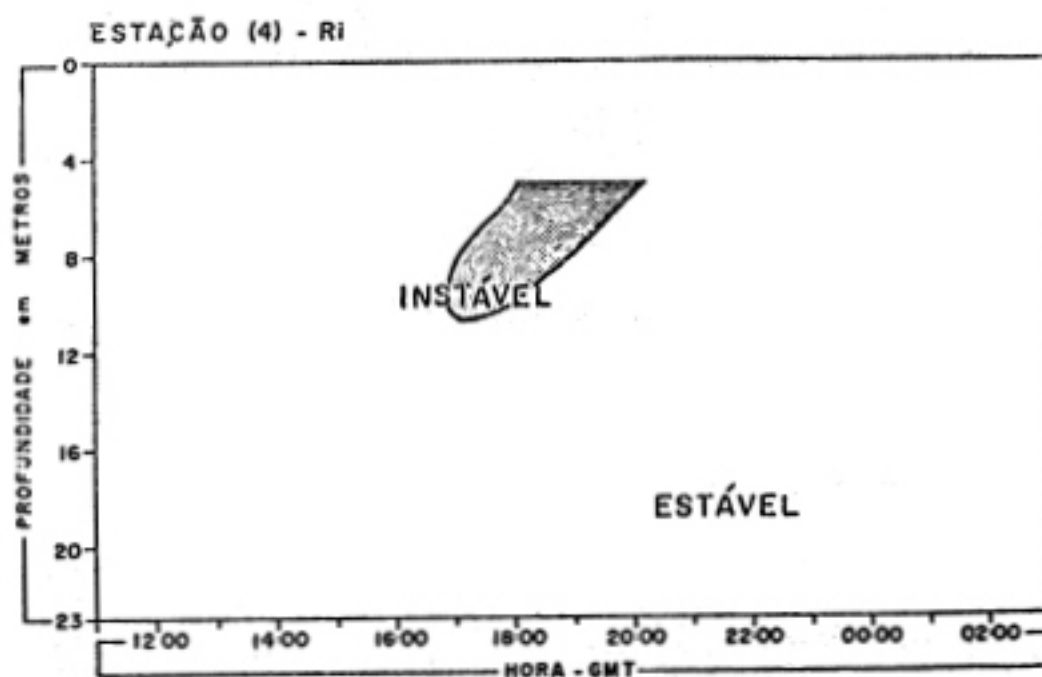


Fig. 42 - Variação (local e temporal) do parâmetro Ri (Nº de Richardson) para a estação oceanográfica fixa nº 4 (20/02/76).

PARTE VI

DISPERSÃO

Fluorescência é a propriedade que alguns materiais apresentam, quando expostos à radiação externa, de emitir luz em um comprimento de onda específico.

Numa definição mais precisa, a fluorescência é a emissão de luz imediatamente (com apenas uma defasagem de 10^{-8} segundos) após a absorção da radiação por uma molécula. Quando uma molécula absorve um quanta de radiação na região do espectro de 200m μ a 800m μ , um elétron é elevado do estado fundamental por diferentes processos competitivos. Se o seu retorno ao estado fundamental é direto há uma emissão de um foton de luz.

O equipamento utilizado para medição de fluorescência durante os experimentos realizados na Ilha Grande (RJ), foi o Fluorômetro Turner, modelo 111, cujo diagrama esquemático está representado na figura 43.

As especificações dos componentes utilizados no fluorômetro para o experimento com a Rhodamina-B são:

Fonte excitadora - de energia radiante (lâmpada T-110-854, com emissão máxima a 546m μ);

janelas - para controlar o nível de entrada da luz monocromática;

filtro primário - permite a passagem da radiação com compr

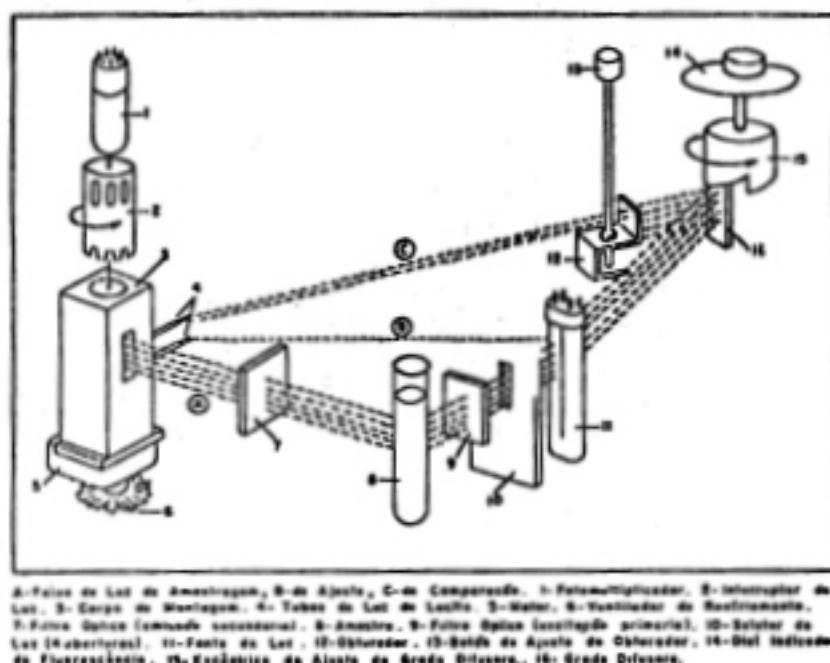


Fig. 43 - Diagrama esquemático do Fluorômetro (de acordo com o manual de operação, 1972).

mento de onda de $546 \text{ m}\mu$ (K 61/C 1-60, T-110-832), que irão excitar as moléculas da Rhodamina-B;

filtro secundário - permite a passagem da fluorescência da Rhodamina-B, que tem intensidade máxima a $570 \text{ m}\mu$ (C 3-66/C4-97, T-110-833, $590 \text{ m}\mu$) ou (K 23-A, T-110-824, $570 \text{ m}\mu$).

Para a experiência, utilizamos um barco de pequeno porte acompanhado pelo radar do N/Oc. "Prof. W. Besnard" para posicionar o deslocamento da mancha de Rhodamina-B.

Uma bomba de sucção de $1/4 \text{ HP}$ foi usada para bombear água do mar para o fluorômetro. No fluorômetro, as medições foram feitas continuamente, sendo registrada a intensi

dade de fluorescência da Rhodamina-B, cuja detecção é feita pelo fotomultiplicador. A intensidade da fluorescência - foi convertida em concentração, através da curva de calibração, que foi determinada em laboratório (Figura 44), a partir de concentrações conhecidas, para a sensibilidade 3X, com filtro neutro de 10%, filtro primário 546m μ e filtro secundário 570m μ e temperatura ambiente de 22,20°C.

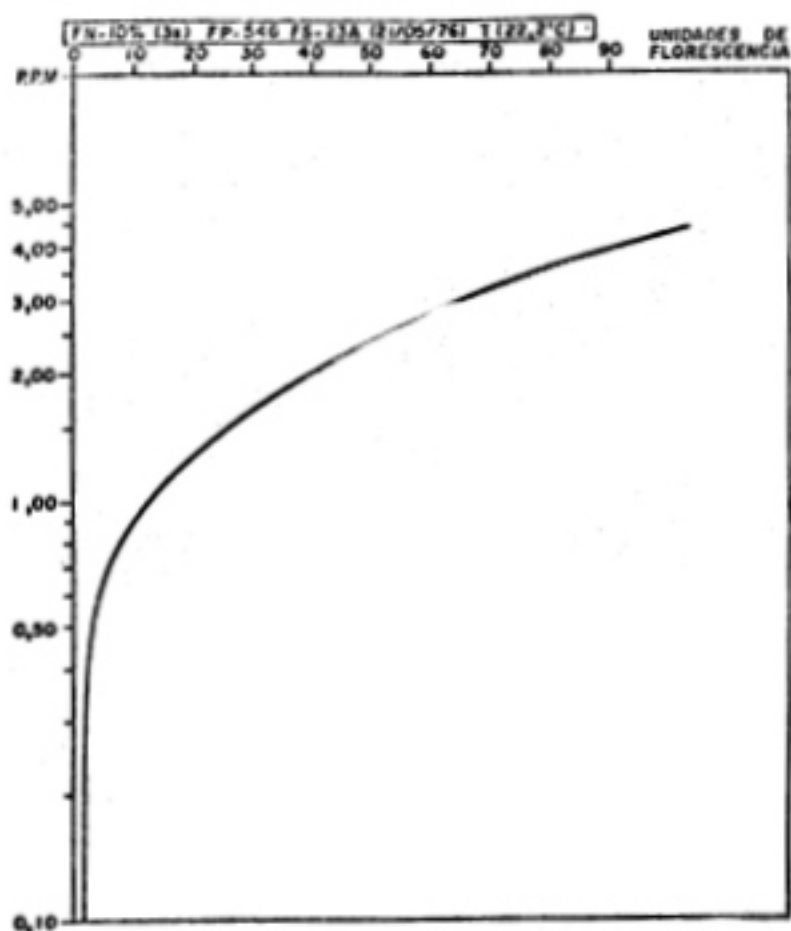


Fig. 44 - Curva de calibração para Rhodamina-B.

A maioria dos estudos de dispersão foram conduzidos em rios, lagos, canais e baías. Os trabalhos mais representativos em que se utilizaram a Rhodamina-B como traçador são os realizados por: Joseph & Sendner(1958), Feuerstein & Selleck(1963), Stevenson(1966), Carter(1974) e outros.

Na Figura 45, apresentamos a trajetória da Rhodamina-B. O experimento teve duração de 01 h, com início às 09:30 hs e com posicionamento feito a cada 15 min. A trajetória concorda com as observações diretas de correntes obtidas na estação oceanográfica fixa nº 1.

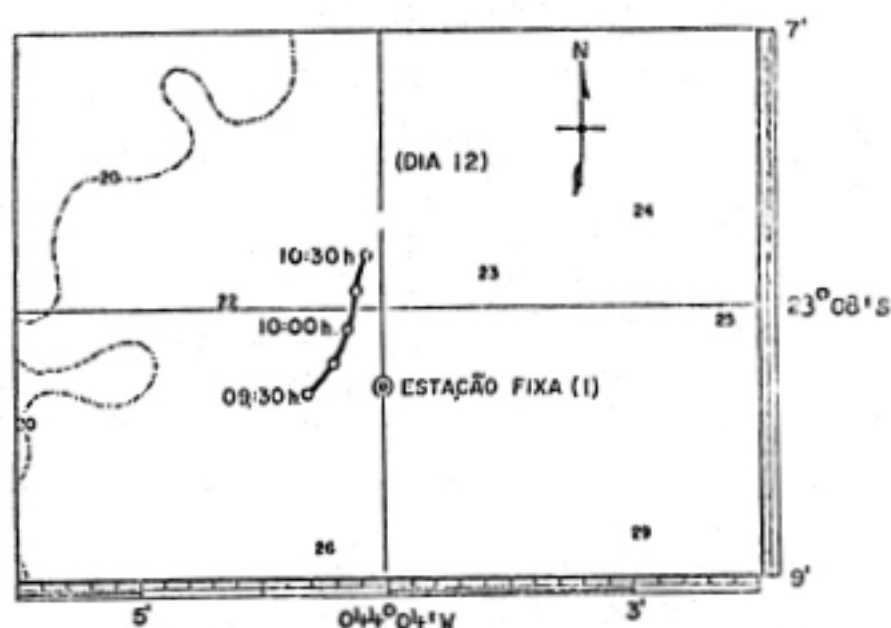


Fig. 45 - Trajetória da Rhodamina-B durante o experimento - realizado ao redor da estação oceanográfica fixa nº 1.

A partir da curva de calibração, determinamos as concentrações, que foram plotadas em função da distância do ponto de lançamento (Figura 46). Nesta Figura, estão plotados dois experimentos, um com início às 09:00 hs e término às 10:30 hs (ao redor da estação oceanográfica fixa nº 1), outro com início às 13:53 hs e término às 14:27 hs (realizado na enseada do Saco do Cêu, Ilha Grande-RJ).

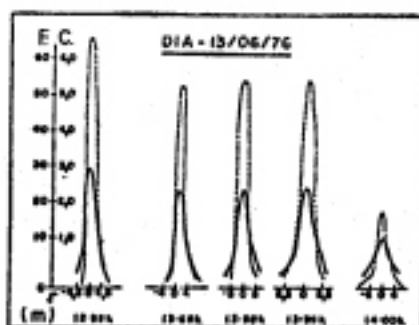
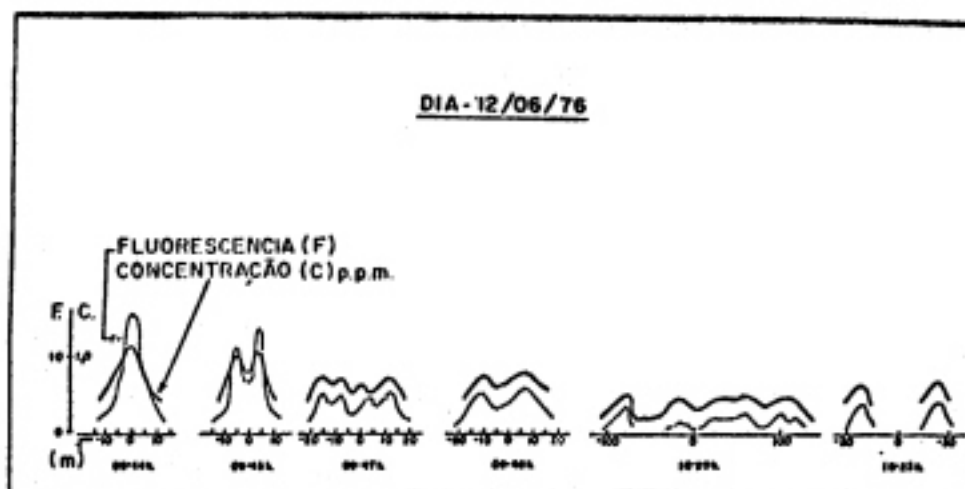


Fig. 46 - Curvas de concentrações da Rhodamina-B em função da distância do ponto de lançamento.

A partir das concentrações máximas conhecidas, e utilizando o modelo de Ichiye, modificado por Stevens¹ (1966) (equação nº 5), determinamos o coeficiente de difusão (k) para os dois experimentos.

$$S = \frac{M}{4\pi kt} e^{-\frac{(x-ut)^2 + (y-vt)^2}{4kt}} \quad (5)$$

onde: M - massa inicial do traçador

k - coeficiente de difusão, constante ($k=k_x=k_y$)

- t - tempo após o lançamento do traçador
 S - concentração do traçador no tempo t

No primeiro, a quantidade de Rhodamina-B lançada foi de 112,4g ($k = 9 \times 10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), e acompanhando a mancha obtivemos amostras continuamente durante um período de 01 h; no segundo, a quantidade lançada foi de 30g ($k = 3,5 \times 10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), amostradas durante 30 min. O valor maior do coeficiente de difusão (no primeiro experimento) se deve, como podemos observar na Fig. 41, ao regime turbulento.

A Figura 47 mostra, para o primeiro experimento, o

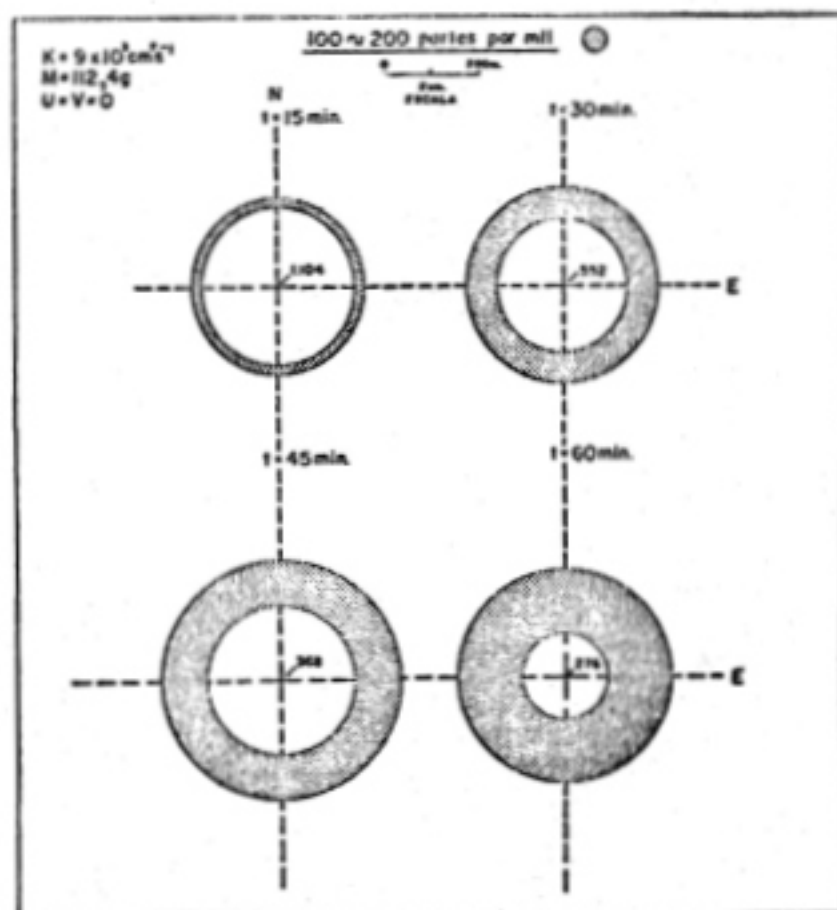


Fig. 47 - Dispersão da Rhodamina-B levando em consideração a parte difusiva.

desenvolvimento da dispersão da Rhodamina-B, levando em consideração somente a parte difusiva. Para ilustrar, marcamos as concentrações de 100 - 200 partes por mil.

Na Figura 48, temos a simulação de dispersão da Rhodamina-B levando em consideração a parte difusiva e advectiva. A parte advectiva leva em consideração os componentes U e V observadas às 09:00 hs ($U = 23,8 \text{ cm.s}^{-1}$ e $V = 8,6 \text{ cm.s}^{-1}$).

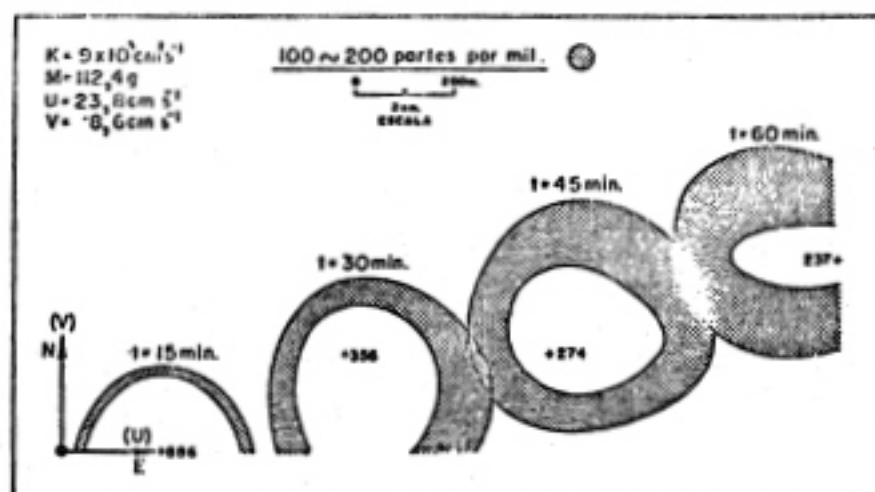


Fig. 48 - Dispersão da Rhodamina-B levando em consideração a parte difusiva e advectiva.

PARTE VII

CONCLUSÕES

A partir dos dados de temperatura da superfície do mar obtidos com o satélite NOAA/4 e analisadas neste trabalho, podemos:

- 01 - Estimar as direções SW das frentes térmicas nas áreas oceânicas adjacentes à Cabo Frio(RJ) e Ilha Grande(RJ)
- 02 - Utilizar a visão sinótica geral, sem a qual não seria possível uma perfeita compreensão de pequenas áreas sob influência de regiões circunvizinhas.
- 03 - Verificar que na região oceânica adjacente à Cananéia (SP), no período de agosto/75 a agosto/76, as máximas temperaturas médias mensais de superfície do mar ocorreram dois meses após a ocorrência no continente e os mínimos um mês após.
- 04 - Constatar a influência do fenômeno de ressurgência na área adjacente à Cabo Frio(RJ).
- 05 - Determinar a diferença em tempo na ocorrência das máximas (02 meses) e mínimas (01 mês) temperaturas médias mensais de superfície do mar durante um ano de observações na área adjacente à Ilha Grande(RJ).
- 06 - Verificar que para o período de observações oceanográficas na área de Ilha Grande(RJ) (3^a semana de fevereiro/76 e 2^a semana de junho/76), os maiores desvios na

média mensal de temperatura da superfície do mar ocorreram na 2ª semana de junho/76.

- 07 - Observar que, na região oceânica adjacente à Ilha Grande(RJ), a maior flutuação na média anual, durante o período dos cruzeiros realizados (fevereiro/76 e Junho/76) foi a do mês de fevereiro com valores entre $1,5^{\circ}\text{C}$ a $2,0^{\circ}\text{C}$.
- 08 - Observar que, com relação aos componentes anuais para variação da temperatura média mensal de superfície do mar, as maiores amplitudes observadas foram ao sul de Cabo Frio(RJ) ($2,80^{\circ}\text{C}$) (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $042^{\circ}00'W$) e ao sul de Cananêia(SP) ($2,87^{\circ}\text{C}$) (lat. $26^{\circ}00'S$ e long. $047^{\circ}00'W$) correspondendo aos meses de abril e março respectivamente. Na região oceânica adjacente à Ilha Grande(RJ) (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $044^{\circ}00'W$) ocorreram no mês de março, com amplitude de $2,13^{\circ}\text{C}$.
- 09 - Observar que, para os componentes semi-anuais, as maiores amplitudes ocorreram ao sul de Cabo Frio(RJ) (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $041^{\circ}30'W$) ($0,80^{\circ}\text{C}$) correspondentes aos meses de abril e outubro, na região de Cananêia(SP) (lat. $25^{\circ}30'S$ e long. $046^{\circ}30'W$) ($0,73^{\circ}\text{C}$) nos meses de fevereiro e setembro e na região oceânica(lat. $25^{\circ}30'S$ e long. $042^{\circ}00'W$) ($0,91^{\circ}\text{C}$) nos meses de janeiro e julho
- 10 - Observar que, com relação aos componentes de 4 meses, as maiores amplitudes também ocorreram na região ao sul de Cabo Frio(RJ) (lat. $23^{\circ}30'S$ e long. $041^{\circ}30'W$) ($2,15^{\circ}\text{C}$) nos meses de abril, agosto e setembro, na região ao sul de Ubatuba(SP) (lat. $24^{\circ}00'S$ e long.

044°30'W) (0,69°C) nos meses de maio, setembro e janeiro e na região entre Santos e Cananãia(SP) (lat. 25°30'S e long. 045°30'W) (0,72°C) nos meses de maio, setembro e janeiro.

- 11 - Observar que, com relação aos componentes de 3 meses, as maiores amplitudes ocorreram na região ao sul de Cabo Frio(RJ) (lat. 23°30'S e long. 041°30'W) (0,44°C) nos meses de julho, setembro, dezembro e março, e, na região entre Santos e Cananãia(SP) (lat. 25°00'S e long. 045°30'W) (0,59°C) nos meses de agosto, novembro fevereiro e maio.

Por outro lado, a partir das informações obtidas na região adjacente a Ilha Grande(RJ) a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard" para os períodos analisados podemos obter:

- 12 - Para a estação oceanográfica fixa nº 1, a velocidade média, para profundidade de 10m, flue na direção ENE com intensidade de $7,2 \text{ cm.s}^{-1}$ e para 20m, na direção SE ($5,8 \text{ cm.s}^{-1}$) indicando uma predominância da saída de água a 20m.
- 13 - Na estação oceanográfica fixa nº 2, a corrente em ambas as profundidades amostradas, 10m e a 17m, flue na mesma direção ESE, praticamente com a mesma velocidade média (16 cm.s^{-1}). Conseqüentemente, conclue-se que a água vai da parte oeste para leste da Baía da Ilha Grande(RJ).
- 14 - Na estação oceanográfica fixa nº 3, a água flue em di-

- reção N com a intensidade de $8,8 \text{ cm.s}^{-1}$ e na direção do canal ($6,1 \text{ cm.s}^{-1}$) para as profundidades de 06m e 20m, respectivamente.
- 15 - Uma análise conjunta das três estações oceanográficas fixas indicam uma circulação predominante de fundo no sentido horário na Baía da Ilha Grande(RJ) já observada qualitativamente por Tommasi(1969), que relacionou a ocorrência do "Branchiostoma platae" com a circulação de fundo dessa área.
- 16 - Os períodos predominantes crescem da parte oeste para leste da Baía da Ilha Grande(RJ). Valores na ordem de 35 a 70 min, e 03h30min a 05h24min foram obtidos - para as profundidades médias e próximas ao fundo, respectivamente.
- 17 - Na região da Ilha Grande(RJ), no período de fevereiro a junho, observam-se diferenças no valor de σ_t até 2,30, na temperatura até 4°C e na salinidade até $-0,80^{\circ}/\text{oo}$. Isto se deve às influências continentais (precipitações) e também às diferentes direções da circulação costeira (fevereiro: leste a oeste e junho : oeste a leste).
- 18 - Para a entrada leste da Ilha Grande(RJ), junto às profundidades ao fundo, observam-se maiores valores de σ_t no mês de fevereiro do que em junho, sugerindo que águas oceânicas podem entrar pela entrada leste.
- 19 - Número de Richardson, sugere maior movimento turbulento no mês de junho do que no mês de fevereiro, isto se

deve à grande estratificação de densidade no mês de fevereiro, ocasionada pela entrada de águas oceânicas.

- 20 - O coeficiente de difusão determinado na área da Ilha Grande (RJ) variou de $3,5 \cdot 10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a $9,0 \cdot 10^3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. O maior valor deve a turbulência mais intensa no experimento realizado ao redor da estação oceanográfica fixa nº 1.

BIBLIOGRAFIA

ALLARD, P.

- 1955 Anomalies dans les températures de l'eau de mer observées au Cabo Frio au Brésil. Bull. Inf. Com. Cent. Océanogr. Étude Côtes, 7(2): 58-63.

BELYAKOV, Y.M. & BELYAKOVA, O.M.

- 1963 Determination of some parameters of internal waves in the sargasso sea by the autocorrelation method. Transaction of the Marine Institute Academy of Sciences of the USSR Marine Physics, 28: 1-7.

BRASIL, MINISTÉRIO DA MARINHA. DHN.

- 1974 Atlas de carta piloto nº 14.200.

CARTER, H.H.

- 1974 The measurement of rhodamine tracers in natural systems by fluorescence. Rapp. P. V. Réun. Cons. Int Explor. Mer, 167: 193-200.

DEFANT, A.

- 1961 Physical Oceanography. Oxford, Pergamon Press, vol. 1.

EMILSSON, I.

- 1961 The shelf and coastal waters of southern Brasil Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo, 11(2): 101-112.

FEUERSTEIN, D.L. & SELLECK, R.E.

- 1963 Fluorescent tracers for dispersion measurements. Journal of the Sanitary Engineering Division Proceedings of the American Society of Civil Engineers 89: 1-21.

HOPPE, E.R. & RUIZ, A.L.

- 1974 Catalog of Operational Satellite Products. NOAA/NESS, 53, 91 pp. (Com. 74-11339/AS).

IKEDA, Y., MIRANDA, L.B. & ROCK, N.J.

- 1974 Observation on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo 23: 33-46.

IKEDA, Y.

- 1976 Variação em escala média da temperatura e da salinidade do mar na região entre a Baía de Guanabara e Cabo Frio (17/08 a 26/08/1971). Bolm. Inst. Oceanogr., S. Paulo, 25: 221-280.

JOHANNESSEN, O.M.

- 1967 Note on the diurnal temperature observations off the coast of Santos, Brazil. Contrções Inst. Oceanogr. Univ. S. Paulo, Sér. Ocean. Fis., 9: 1-29.

JOHANNESSEN, O.M.

- 1968 Note on some hydrographical and current observations from three positions on the Brazilian

shelf in the region of Cabo Frio-Santos, 1966
 Constrções Inst. Oceanogr. Univ. S. Paulo, Sêr
 Ocean. Fis., 10: 1-8.

JOINT PANEL ON OCEANOGRAPHIC TABLES AND STANDARDS.

1966 Second report of the Joint Panel on oceanogra
 phic Table and Standards. UNESCO Techn. Pa. Ma
 Sci., 4: 1-9.

JOSEPH, J. & SENDNER, H.

1958 Uber dil horizontale diffusion in meere. Dt.
 Hydrogr. ZT. 11: 49-77.

LA FOND, E.C.

1951 Processing Oceanographic data. Publ. U.S.
 Hydrogr. off., (614): 1-114.

LEINEBÖ, R.

1969 Study of coastal water on the Brazilian shelf
 at latitude 25°S. Constrções Inst. Oceanogr.
 Univ. S. Paulo, Sêr. Ocean. Fis., 11: 1-14.

LUEDEHANN, E.F.

1970 Contribuição ao estudo da ecologia da área
 marítima de Santos, através de observações da
 circulação de superfície. Caderno de Ciên
 cias da Terra. Simpósio de Ecologia Inter-tro
 pical XXII Reunião anual da SBPC - 5-11 de Ju
 lho de 1970. 5: 17-19.

LUEDEHANN, E.F. & ROCK, N.J.

1971 Studies with drift bottles in the region off
 Cabo Frio-Fertility of the Sea. 1: 267-283.

MASCARENHAS Jr., A.S., MIRANDA, L.B. & ROCK, N.J.

- 1971a A study of the oceanographic conditions in the region of Cabo Frio. In: COSTLOW Jr., J.D. ed Fertility of the Sea. New York, Gordon & Breach, 1: 285-308.

MASCARENHAS Jr., A.S., IKEDA, Y. & MIRANDA, L.B.

- 1971b Remote sensing sea surface temperature distribution at Cabo Frio. United Nations Panel meeting on the Establishment and Implementation of Research Programmes in Remote Sensing Rep. 12/ONU/INPE. INDE, REP. LAFE, 176, 5: part. B, 1-30.

HATSUURA, Y.

- 1975 A study surface currents in the spawning area of Brazilian Sardine. Bolm. Inst. Oceanogr. S. Paulo, 24: 31-44.

MESQUITA, A.R. de

- 1974 Report on the seasonal variations of coastal waters, Brazil (lat. 24°S). Relatório Interno nº 1, IOUSP.

MIRANDA, L.B., IKEDA, Y. & MASCARENHAS Jr., A.S.

- 1970 Flutuações da corrente do Brasil e variações - da distribuição horizontal da temperatura na região costeira entre Cabo de São Tomé e Ilha de São Sebastião em janeiro-fevereiro e abril de 1970. Caderno de Ciências da Terra. Simpósio de Ecologia Intertropical XXII reunião - anual da SBPC. 5-11 de julho de 1970 5: 13-14.

MIRANDA, L.B. & IKEDA, Y.

- 1976 Investigation preliminar de la variabilidad de temperatura y salinidad superficiales em la region adjacente a bahia de ilha Grande-RJ-16/06 a 21/06/1975. Mem. 1 Reun., Lat. Cienc. Tecnol Ocean (Mexico): 15-48.

MIRANDA, L.B., IKEDA, Y., CASTRO Fº, B.M. & PEREIRA Fº, N.

- 1977 Note of the occurrence of saline fronts in the ilha Grande-RJ region. Bolm.Inst.Oceanogr., S. Paulo.

PHILLIPS, O.M.

- 1966 The dynamics of the upper ocean. Cambridge at the University Press, 1-261.

PROUDMAN, J.

- 1952 Dynamical Oceanography - Methuen & Co.Ltd. pp. 1-409.

SCHUHACHER, A.

- 1943 Monatskarten der Oberflachens - Tromunger in Aquatorialen und Sudlichen Atlantischen Ocean-Annu Hydrogr. Berl., (4/6): 209-219.

SIGNORINI, S.R.

- 1976 Contribuição ao estudo da circulação e do transporte de volume da corrente do Brasil entre o Cabo de São Tomé e a Baía de Guanabara. Bolm. Inst. Oceanogr., S.Paulo, 25: 157-220.

SILVA, P.C.M.da

- 1973 A ressurgência em Cabo Frio-MM/IPqM/078:1-56.

- STEVENSON, H.R.
 1966 Subsurface currents off the Oregon Coast. Ph. D. Thesis. Oregon State University, p.1-140.
- STEVENSON, H.R., PATTULLO, J.G. & WZATT, B.
 1969 Subsurface currents off the Oregon coast as measured by parachute drogues. Deep-Sea Research 16: 449-461.
- STEVENSON, H.R. & MILLER, F.R.
 1974 Applications of satellite data to study oceanic fronts in the eastern Pacific. Final Report Grant nº 04-3-158-159. Inter-American Tropical Tuna Commission.
- TOHMASI, L.R.
 1969 Os equinodermos da região da Ilha Grande, Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado em Ciências, apresentada à Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de S.Paulo.
- TURNER, G.K.
 1964 An Absolute Spectrofluorometer. Science, 146: 183-189.
- TURNER, G.K.
 1972 Turner Laboratory Instruments. 1-35.
- VUKOVICH, F.M.
 1975 The detection of nearshore eddy motion and wind-driven currents using NOAA/1 Sea Surface Temperature data. Journal of Geophysical Research, 79, 6: 853-860.