

CONTRIBUIÇÃO AO ESTUDO DA CIRCULAÇÃO E DO TRANSPORTE DE VOLUME DA CORRENTE DO BRASIL ENTRE O CABO DE SÃO TOMÉ E A BAIÁ DE GUANABARA*

SÉRGIO R. SIGNORINI

Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo

SYNOPSIS

During the periods of April, July, 1970 and July, 1973, oceanographic cruises were conducted in order to investigate the variability of the Brazil Current in the region between Cabo de São Tomé and Guanabara Bay. The geostrophic model of ocean circulation was applied using the hydrographic data collected during the cruise. From this study, a maximum velocity of 70 cm/sec and a volume transport of 14×10^6 m³/sec were reported. The dynamic topography with reference to the 500 db surface, showed the presence of anticyclonic eddies during the periods of April, 1970, and July, 1973. The thermohaline structure within a meander of the Brazil Current is also presented utilizing the data coming from a continuous salinity and temperature recorder in connection with the data coming from a simultaneous BT section.

INTRODUÇÃO

A variação mensal das características gerais da circulação na superfície do Oceano Atlântico Sul foi apresentada por Schumacher (1943). Neste trabalho encontramos as primeiras informações sobre as variações da Corrente do Brasil nessa escala temporal. De acordo com esses resultados, verifica-se

* Dissertação de mestrado apresentada à Comissão de Pós-Graduação do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

que a Corrente do Brasil é uma continuação da Corrente Sul Equatorial a partir do Cabo de São Roque para o sul. Entre as latitudes 15° e 20° S ela ainda está dentro da região dos ventos alísios de sudeste. Ao largo de Cabo de São Tomé e Cabo Frio, região em que concentramos as investigações do presente trabalho (Fig. 1), a Corrente do Brasil flui na direção sudoeste e, de acordo com Defant (1961, p. 563), mostra uma contração do seu lado oriental (região de cisalhamento ciclônico da Corrente do Brasil) durante a maioria dos meses.

Ao largo do estuário do Rio da Prata, a Corrente do Brasil é desviada para sudeste ao se encontrar com a Corrente das Malvinas (Falkland Current) que flui de sudoeste, formando assim um tipo de circulação semelhante a uma cunha. Entre estas duas correntes que se opõem, existe uma região de convergência bem marcante que é claramente mostrada pela distribuição das propriedades oceanográficas. Este fenômeno motiva a formação de vórtices nesta parte do oceano. A interação da Corrente das Malvinas e a Corrente do Brasil forma, no hemisfério sul, um sistema similar ao da Corrente Labrador e Corrente do Golfo no hemisfério norte, sendo que as anteriores não são tão bem desenvolvidas e possuem menor intensidade.

Emílsson (1959), reunindo dados de estações oceanográficas dos anos de 1954-56, discutiu a dinâmica das massas d'água na região oceânica situada em frente da costa, entre o setor de Abrolhos e o Rio da Prata. Além de suas próprias observações, Emílsson utilizou-se também de alguns poucos dados colhidos nas proximidades de Cabo Frio, Ilha de Santa Catarina e Rio Grande pela expedição do "Meteor" (1925-27), analisadas por Wüst & Defant (1936).

Emílsson (*op. cit.*) delimita a fronteira ocidental da Água Tropical através da isolinha de $36,0^{\circ}/\text{oo}$ de salinidade a 10 m de profundidade. Através de cálculos dinâmicos e do lançamento de garrafas-de-deriva, chegou a valores de velocidade da Corrente do Brasil para os meses de verão da ordem de 30 cm/s.

Às pesquisas anteriores, devem ser acrescentadas as informações colhidas em 1957 pela Diretoria de Hidrografia e Navegação do Ministério da Marinha a bordo do N/Oc. "Almirante Saldanha" por Paulo de Castro Moreira da Silva e sua equipe, bem como as observações efetuadas na faixa costeira pela expedição do navio "Toko-Marú" no mesmo ano.

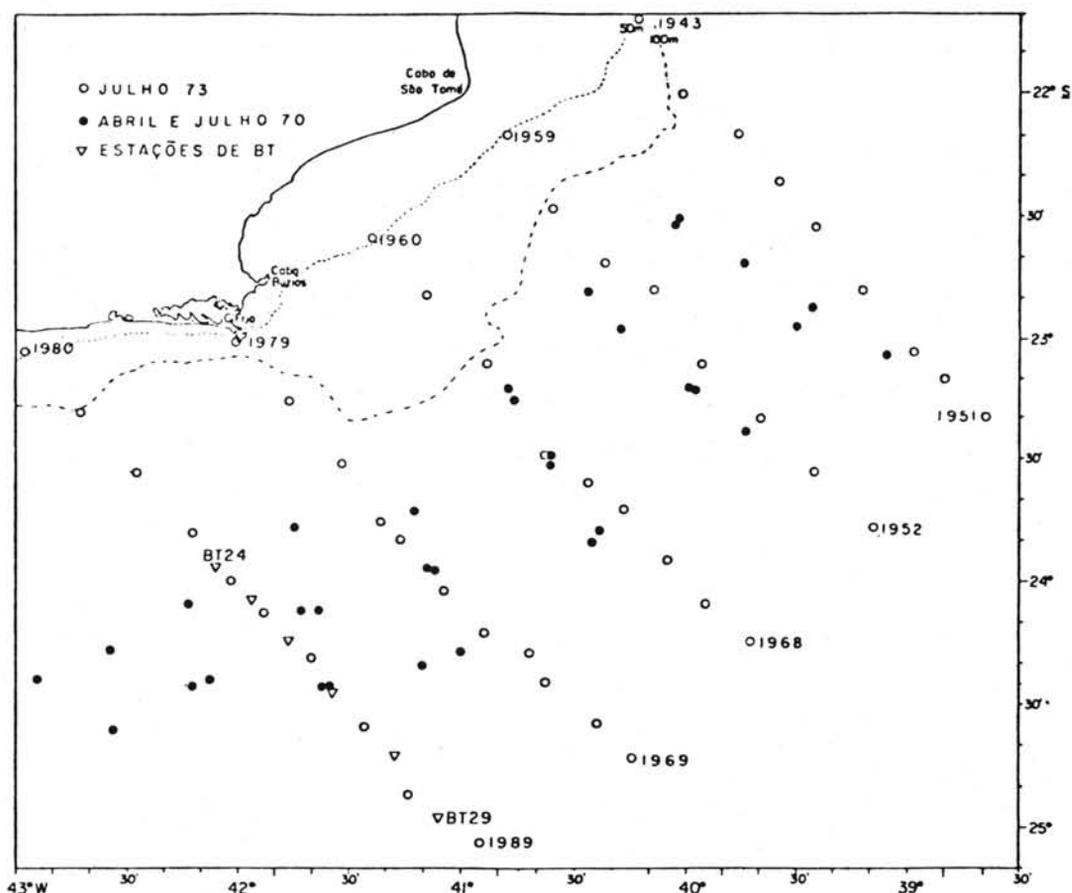


Fig. 1 - A região investigada e a posição das estações oceanográficas e de batitermógrafo.

Wüst (1965), discutindo as características da circulação do Atlântico Sul, refere-se à Corrente do Brasil como uma corrente relativamente estreita, fraca e rasa comparada com a Corrente de Benguela, mais forte, mais larga e transportando maiores volumes d'água. Depois das teorias de Stommel, 1948 e Munk, 1950, diz ainda Wüst: deveríamos esperar que devido à variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, a Corrente do Brasil, da mesma forma que a Corrente do Golfo, deveria ser também mais intensa, o que obviamente não é o caso.

Parece que a existência de uma contra-corrente, a Corrente Sub-Antártica Intermediária, fluindo para o norte entre 500 e 1.000 m de profundidade ao longo do talude continental brasileiro, é uma causa importante para esta anomalia.

Silva (1965) sugere, baseado na análise dinâmica de um amplo levantamento efetuado pelo N/Oc. "Almirante Saldanha", ao largo da costa brasileira, durante o Ano Geofísico Internacional, a existência de uma circulação complexa em nossas águas, constituída de meandros e vórtices de caráter migratório.

Fuglister (1960) apresenta todas as secções verticais de temperatura e salinidade, bem como todos os resultados das estações de BT, realizadas durante o Ano Geofísico Internacional (1957-58). Tais resultados cobriram todo o Oceano Atlântico, repetindo, aproximadamente, o trabalho realizado pela expedição do "Meteor" durante os anos de 1925-27.

Warren (1966) reportou um transporte de volume para a Corrente do Brasil da ordem de $10 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Mascarenhas Jr., *et al.* (1971), reunindo dados de cinco cruzeiros oceanográficos, dois em 1968 e três em 1969, induziram uma circulação costeira na plataforma continental e na borda do talude continental para a região de Cabo Frio, a partir do cálculo geostrofico. Neste trabalho, ficou bem clara a existência de vórtices anticiclônicos na região e da bifurcação da Corrente do Brasil, bem como os valores da velocidade geostrofica encontrados se intensificaram na borda da plataforma continental, atingindo valores bem próximos a 70 cm/s.

Como o objetivo deste trabalho é o de estudar, com a aproximação geostrofica, a circulação ao largo da região de Cabo Frio, por onde flui a Corrente do Brasil, a aplicação dessa aproximação teve que se restringir somente à utilização das estações oceanográficas nas quais a profundidade de observação ultrapassasse o valor mínimo do nível de referência utilizado.

INSTRUMENTAÇÃO E MÉTODOS

Foram utilizadas 219 estações, totalizando três cruzeiros oceanográficos, com 92 realizadas em abril de 1970, 79 em julho de 1970 e 48 em julho de 1973. Dessas estações, somente 64 puderam ser utilizadas para o cálculo geostrofico. Entretanto, para as distribuições horizontais de temperatura e de salinidade e para as secções verticais de temperatura, salinidade e de sigma-t (σ_t), foram utilizadas todas as estações.

As estações do cruzeiro de julho de 1973 tiveram a sua posição geográfica dada pelo sistema de navegação por satélite, marca Magnavox mod. MX-702A, acoplado a um computador marca Hewlett-Packard mod. 2.100, com 16 K de memória.

Durante esse cruzeiro foi utilizado um termosalinógrafo marca Bisset-Berman mod. 6.600 T que registrou continuamente em gráfico a salinidade e a temperatura ao longo de toda a derrota do navio. Da digitalização destes dados resultaram as distribuições horizontais das propriedades salinidade e temperatura, conduzindo a uma configuração que traduz mais a realidade do que o método tradicional no qual se interpolam os dados de superfície discretamente espaçados de estações oceanográficas.

As estações oceanográficas foram realizadas através do método clássico, com garrafas-de-Nansen e com termômetros de reversão protegidos e desprotegidos; a salinidade foi analisada com um salinômetro indutivo marca Beckman mod. RS-7B e os valores de R_t (razão de condutividade elétrica) medidos com esse instrumento, foram convertidos em salinidade por meio das Tabelas Oceanográficas Internacionais (Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards, 1966).

Todos os cálculos dinâmicos foram feitos com um programa escrito originalmente para o Departamento de Oceanografia Física do "Woods Hole Oceanographic Institution" (Woods Hole, Mass. USA), e que me foi gentilmente cedido pelo Dr. William Redwood Wright, durante a minha visita a esse Instituto, patrocinada pela UNESCO.

Esse programa teve que ser adaptado inicialmente para o sistema IBM/360 PS do Setor de Matemática Aplicada (SEMA) do Instituto de Física e, posteriormente, com a implantação do sistema OS, novamente adaptado às características de funcionamento deste outro sistema. Essas adaptações só foram possíveis graças à valiosa colaboração da Srta. Maria Lucia dos Santos da Consultoria do SEMA.

Através dos resultados obtidos foi possível construir os perfis verticais da velocidade geostrófica entre cada par de estações e, conseqüentemente, obter as secções verticais da velocidade geostrófica a partir do talude continental até a região oceânica onde as observações se estenderam.

Para a escolha do nível de referência, numa tentativa de se obter valores da velocidade mais próximos possíveis de seus valores absolutos, foi adotado o método de Defant (1941).

A partir da integração numérica da velocidade geostrofica entre dois níveis isobáricos, foram obtidos os transportes de volume resultantes na direção sudoeste entre o nível de referência e a superfície, para todas as seções amostradas em julho de 1973.

Foram realizadas também no cruzeiro de julho de 1973, 28 estações de BT (batitermógrafo), das quais resultaram algumas estruturas verticais de temperatura mostradas neste trabalho.

CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS SOBRE O MÉTODO GEOSTRÓFICO

AS EQUAÇÕES HIDRODINÂMICAS DO MOVIMENTO

As equações hidrodinâmicas do movimento médio, relativamente a um referencial $OXYZ$ rigidamente ligado à terra, na forma vetorial se resumem em:

$$\partial \vec{V} / \partial t + (\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} = -2\vec{\Omega} \times \vec{V} - 1/\rho \nabla P + \vec{g} + \vec{F} \quad (1)$$

onde:

$$\partial \vec{V} / \partial t = \partial u / \partial t \vec{i} + \partial v / \partial t \vec{j} + \partial w / \partial t \vec{k}$$

é a componente local da aceleração, e u , v , e w são as componentes do vetor velocidade \vec{V} , relativas aos eixos de coordenadas OX , OY , e OZ respectivamente.

Considerando-se um sistema de referência $OXYZ$ cartesiano ortogonal com o eixo OX orientado para leste, o eixo OY orientado para o norte e o eixo OZ orientado para cima e paralelo ao vetor aceleração da gravidade, então as demais parcelas que compõem a equação 1 podem ser escritas da seguinte forma:

$$(\vec{V} \cdot \nabla) \vec{V} = (u \partial u / \partial x + v \partial u / \partial y + w \partial u / \partial z) \vec{i} + (u \partial v / \partial x + v \partial v / \partial y + w \partial v / \partial z) \vec{j} + (u \partial w / \partial x + v \partial w / \partial y + w \partial w / \partial z) \vec{k}$$

é a componente advectiva da aceleração,

$$2\vec{\Omega} \times \vec{V} = (lw - fv) \vec{i} + fu \vec{j} - lu \vec{k}$$

é a força de Coriolis por unidade de massa que advém da vorticidade planetária da terra, sendo que,

$\vec{\Omega}$ = velocidade angular da terra, cujo módulo (Ω) é igual a $7,29 \times 10^{-4}$ rd/s

$$l = 2\Omega \cos \phi$$

$f = 2\Omega \sin \phi$, f é o parâmetro de Coriolis

ϕ = latitude geográfica

$$-1/\rho \nabla P = -1/\rho (\partial P / \partial x \vec{i} + \partial P / \partial y \vec{j} + \partial P / \partial z \vec{k})$$

é a força de gradiente de pressão por unidade de massa, sendo P a pressão e ρ a densidade da água do mar.

$\vec{g} = -g \vec{k}$ é a aceleração da gravidade

$$\vec{F} = F_x \vec{i} + F_y \vec{j} + F_z \vec{k}$$

é a força de fricção por unidade de massa que advém da troca de momento entre as partículas do fluido. Nos limites sólidos como os continentes e o fundo do mar, a perda de momento é tão grande que o efeito dos outros termos é sobrepujado.

Do exposto, segue-se que as componentes escalares da equação 1 são dadas pelas seguintes expressões:

$$\begin{aligned} \partial u / \partial t + u \partial u / \partial x + v \partial u / \partial y + w \partial u / \partial z + lw - fv &= \\ &= -1/\rho \partial P / \partial x + F_x \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \partial v / \partial t + u \partial v / \partial x + v \partial v / \partial y + w \partial v / \partial z + fu &= \\ &= -1/\rho \partial P / \partial y + F_y \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \partial w / \partial t + u \partial w / \partial x + v \partial w / \partial y + w \partial w / \partial z - \rho u &= \\ &= -1 / \rho \partial P / \partial z - g + F_z \end{aligned} \quad (4)$$

Resta ainda mencionarmos uma equação complementar que é a equação que exprime a conservação da massa, ou seja, a equação da continuidade que numa de suas formas mais gerais pode ser escrita da seguinte forma:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \rho \vec{V} = \partial / \partial x (\rho u) + \partial / \partial y (\rho v) + \partial / \partial z (\rho w) &= \\ &= -\partial \rho / \partial t \end{aligned} \quad (5)$$

Entretanto, uma simplificação bastante útil pode ser conseguida se considerarmos a água do mar como um fluido no qual a variação total de densidade ($d\rho/dt$) seja igual a zero, o que equivale à hipótese de incompressibilidade desse fluido. Dessa forma, a equação 5 se reduz à seguinte expressão:

$$\begin{aligned} \partial u / \partial x + \partial v / \partial y + \partial w / \partial z = 0 \quad \text{ou,} \\ \nabla \cdot \vec{V} = 0 \end{aligned} \quad (6)$$

O inverso da densidade da água do mar ($1/\rho$), também chamado de volume específico "in situ" e denotado por $\alpha_{S,T,P}$, é calculado através da fórmula empírica de Ekman (1908).

O MOVIMENTO GEOSTRÓFICO

As equações anteriores, quando aplicadas ao estudo dinâmico das correntes oceânicas, são de difícil solução, a menos que uma série de simplificações sejam realizadas. Tais aproximações, apesar de não representarem o fenômeno físico em toda a sua complexidade, têm como base argumentos bastante convincentes. No caso da circulação global dos oceanos, por exemplo, sabe-se que ela existia há muito tempo, antes de que o homem tivesse se proposto a estudá-la, tendo estado num regime de operação contínua durante todo este tempo. Desta maneira, podemos considerar esses movimentos de tal forma

que o estado estacionário possa ser assumido ou, em outras palavras, o escoamento do fluido exista em cada ponto sem modificações que dependam do tempo. Esta hipótese só é válida nos casos em que as modificações que possam ocorrer no regime de escoamento do fluido, durante um certo intervalo de tempo, forem pequenas quando comparadas com a aceleração que seria necessária para que, partindo do repouso, o fluido atingisse o regime de escoamento em questão. Sabemos que as correntes oceânicas, bem como a circulação atmosférica superior, enquadram-se nessa hipótese.

A aceleração total do fluido de acordo com a expansão de Euler vale:

$$d\vec{V}/dt = \partial\vec{V}/\partial t + (\vec{V} \cdot \nabla)\vec{V} \quad (7)$$

O primeiro termo do lado direito da equação 7 é a componente local da aceleração e o segundo é a sua componente advectiva. Se os termos da aceleração local forem todos nulos

$$\partial u/\partial t = \partial v/\partial t = \partial w/\partial t = 0$$

e os termos da aceleração advectiva forem igualados às componentes das forças que atuam sobre o fluido, dizemos que o fluido está no estado estacionário. Se, por outro lado, a soma dos termos do lado direito da equação 1 se igualarem a zero, dizemos que o fluido está em equilíbrio ou não é acelerado.

Assim no equilíbrio:

$$-2\vec{\Omega} \times \vec{V} - 1/\rho \nabla P + \vec{g} + \vec{F} = 0 \quad (8)$$

No oceano, em situações nas quais o escoamento se dá longe dos continentes e fora das camadas de atrito, ou seja, abaixo da superfície ou acima do fundo (camada de Ekman), pode-se mostrar que a força de fricção (atrito) é pequena comparada com os outros termos e pode então ser considerada desprezível. Desta forma, a equação 8 se reduz a:

$$-2\vec{\Omega} \times \vec{V} - 1/\rho \nabla P + \vec{g} = 0 \quad (9)$$

ou, em componentes relativas ao referencial $OXYZ$ e utilizando as equações 2, 3, e 4, vem:

$$lw - fv = -1/\rho \partial P / \partial x \quad (10)$$

$$fu = -1/\rho \partial P / \partial y \quad (11)$$

$$-lu = -1/\rho \partial P / \partial z - g \quad (12)$$

Entretanto, no oceano a escala dos movimentos verticais é muito pequena comparada com a escala horizontal. Por exemplo, um valor típico da componente vertical de velocidade w é da ordem de aproximadamente 10 m/dia ou 10^{-2} cm/s, comparada com valores da ordem de centenas de centímetros por segundo para as componentes u e v na escala horizontal. Assim, fica claro que, se desprezarmos a componente w neste estudo, não estaremos cometendo um erro grosseiro. Por outro lado, a componente vertical da força de Coriolis, lu , é pequena comparada com a força que advém da aceleração da gravidade g . Por exemplo, no equador, isto é, a zero graus de latitude, o valor de g é aproximadamente 978 cm/s^2 . Também no equador (caso extremo), a componente vertical da força de Coriolis (por unidade de massa) vale:

$$lu = 2\Omega \cos(\phi)u$$

$$\phi = 0^\circ, \cos\phi = 1$$

$$\Omega = 0,73 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

e um valor típico para u é 2×10^2 cm/s, assim:

$$lu = 2 \times 0,73 \times 10^{-4} \times 1 \times 2 \times 10^2 = 3 \times 10^{-2} \text{ cm/s}^2$$

Desta maneira, a aceleração da gravidade é cerca de 30.000 vezes maior do que a componente vertical da aceleração de Coriolis, o que nos permite desprezã-la. Ficamos assim com as equações reduzidas à forma:

$$1/\rho \partial P/\partial x = fv \quad (13)$$

$$1/\rho \partial P/\partial y = -fu \quad (14)$$

$$1/\rho \partial P/\partial z = -g \quad (15)$$

A equação 15 exprime o equilíbrio da componente vertical da força de gradiente de pressão com a força peso, sendo portanto a equação fundamental da hidrostática. Como,

$$dP = \partial P/\partial x dx + \partial P/\partial y dy + \partial P/\partial z dz \quad (16)$$

e as componentes verticais do gradiente de pressão no oceano são da ordem de 10^3 dinas/cm³ e as suas componentes horizontais são da ordem de 10^{-2} dinas/cm³, é válido desprezar na equação 16, $\partial P/\partial x$ e $\partial P/\partial y$ em face do valor de $\partial P/\partial z$ que é 10^5 vezes maior do que as anteriores. Assim, ficamos somente com:

$$dP = \partial P/\partial z dz \text{ ou } dP/dz = \partial P/\partial z$$

A equação 15 pode ser escrita da seguinte maneira:

$$dP = -\rho g dz$$

Integrando membro a membro de P_0 a P (z_0 a z), vem:

$$\int_{P_0}^P dp = - \int_{z_0}^z \rho g dz$$

ρ e g assumidos constantes, vem:

$$P - P_0 = -\rho g(z - z_0) \quad (17)$$

A equação 17 é a que exprime a pressão hidrostática em função da profundidade, assumindo ρ e g constantes. Tal equação é utilizada na subrotina

DPRESS de maneira um pouco modificada, levando em consideração as variações da aceleração da gravidade e de densidade com a profundidade.

As equações 13 e 14 exprimem o equilíbrio entre as componentes horizontais da força de gradiente de pressão com as respectivas componentes horizontais da força de Coriolis. A essa condição dá-se o nome de *equilíbrio geostrófico*, ou seja, um movimento não acelerado e sem atrito.

Todo o cálculo dinâmico, apoiado nos dados colhidos nas estações oceanográficas, baseou-se na hipótese da aproximação geostrófica através da utilização um pouco modificada das equações 13 e 14 deduzidas neste parágrafo.

Uma discussão bastante interessante relativamente às ordens de grandeza das forças (por unidade de massa) que compõem a equação 1, foi apresentada por Stommel (1960, p. 17-18). De acordo com esse autor, as velocidades máximas na Corrente do Golfo (Gulf Stream) variam entre 100 e 250 cm/s, sendo que a força de Coriolis, atuando perpendicularmente à corrente, é da ordem de 10^{-2} dinas/g. Esta força de Coriolis é aproximadamente balanceada pelos gradientes horizontais de pressão devido à distribuição de densidade no oceano, como mostram as equações 13 e 14.

Para a comparação desse valor (10^{-2} dinas/g) com a ordem de grandeza das demais parcelas da equação geral do movimento (equação 1), Stommel fez as seguintes estimativas:

- a - Se em um ponto particular das correntes oceânicas existir uma aceleração local tal que uma corrente que possuía uma velocidade de 250 cm/s tem a sua velocidade reduzida a zero no espaço de uma semana, o termo local da aceleração é da ordem de 4×10^{-4} dinas/g.
- b - Se acontecer da corrente fluir ao longo de um caminho curvilíneo, com raio de curvatura R, os termos inerciais serão da ordem de grandeza de u^2/R . Por exemplo, se o raio de curvatura das linhas de corrente é de 200 km, e a velocidade da corrente é de 200 cm/s, os termos inerciais na equação do movimento serão da ordem de 2×10^{-3} dinas/g. Este termo algumas vezes se aproxima do valor da força de Coriolis e nem sempre é desprezível, especialmente nos meandros da Corrente do Golfo. Os termos inerciais na direção do escoamento da Corrente do Golfo são de grande importância, mesmo que as componentes das forças normais à corrente sejam essencialmente geostróficas.

c - Quanto às forças turbulentas de cisalhamento, que são proporcionais ao laplaciano da velocidade, conhece-se tão pouco sobre elas no oceano que torna-se perigoso tentar fazer uma estimativa de suas ordens de grandeza. O laplaciano da velocidade horizontal na Corrente do Golfo atingiu valores observados da ordem de $2 \times 10^{-11} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$. A informação existente a respeito da ordem de grandeza da viscosidade turbulenta horizontal é escassa. Pode-se pensar num valor máximo da ordem de $5 \times 10^7 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$. Debaixo destas circunstâncias, a força viscosa na Corrente do Golfo seria da ordem de grandeza de 10^{-3} dinas/g. Uma viscosidade turbulenta um pouco maior poderia tornar essa corrente apreciavelmente não geostrófica.

Para os propósitos práticos da oceanografia, as equações 13 e 14 não são utilizadas diretamente, da forma em que se apresentam, para o cálculo da velocidade da corrente geostrófica. Os gradientes horizontais de pressão no oceano são substituídos, por motivo de conveniência da metodologia dos dados preparados para o cálculo dinâmico, por gradientes horizontais de uma grandeza, chamada de profundidade ou altura dinâmica, comumente expressa em metros dinâmicos (1 metro dinâmico é igual a 10^5 ergs/g). Essa quantidade (D), que é uma medida do potencial gravitacional da terra no meio oceânico, relaciona-se com a densidade (em unidades do sistema C.G.S.) e com a pressão (em decibares), mediante a seguinte equação:

$$dD = -1/\rho \, dP \quad (18)$$

Integrando a equação 18 da superfície (pressão oceanográfica igual a zero) até uma certa pressão genérica P, vem:

$$D = D_o - \int_0^P \alpha \, dP$$

ou ainda

$$D = D_o - \int_0^P \alpha_{35,0,P} \, dP - \int_0^P \delta \, dP \quad (19)$$

onde: D_0 - é o geopotencial relativamente à superfície do mar
 δ - é a anomalia do volume específico, definido por

$$\delta = \alpha - \alpha_{35,0,P}$$

sendo a última parcela do segundo membro da equação 19 comumente denominada de anomalia da profundidade dinâmica (ΔD).

De acordo com Fofonoff (1962), as equações 13 e 14 podem ser expressas em termos da profundidade dinâmica (D), mediante as seguintes transformações:

$$(\partial P / \partial x)_D = - (\partial D / \partial x)_P / (\partial D / \partial P)_{x,y} = \rho (\partial D / \partial x)_P$$

$$(\partial P / \partial y)_D = - (\partial D / \partial y)_P / (\partial D / \partial P)_{x,y} = \rho (\partial D / \partial y)_P$$

logo,

$$u = -1/f (\partial D / \partial y) \quad e \quad v = 1/f (\partial D / \partial x)$$

Levando-se em conta a equação 19 segue-se que

$$(u_0 - u) = -1/f \partial(\Delta D) / \partial y \quad e \quad (v_0 - v) = 1/f \partial(\Delta D) / \partial x \quad (20)$$

onde:

$$u_0 = -1/f \partial D_0 / \partial y \quad e \quad v_0 = 1/f \partial D_0 / \partial x$$

As equações acima, deduzidas a partir da equação geral do movimento, são equivalentes à equação de Sandström e Helland-Hansen (equação 21) deduzidas em 1903 a partir do Teorema da Circulação de Bjerknes. Nessa equação, as diferenciais do segundo membro das equações 20 são substituídas pelos acréscimos finitos

$$(\Delta D)_a - (\Delta D)_b / f L \quad (21)$$

onde o numerador é a diferença entre as anomalias da profundidade dinâmica (calculadas relativamente a uma mesma superfície isobárica) de duas estações oceanográficas a e b, separadas por uma distância L, e f é o parâmetro de Coriolis calculado para a latitude geográfica média das duas estações.

As equações anteriores são utilizadas pelo programa OCCOMP do Apêndice I, sendo que a subrotina DVEL calcula as velocidades geostróficas entre os diversos níveis isobáricos de pares de estações oceanográficas consecutivas.

NÍVEL DE MOVIMENTO NULO

Conforme já mencionamos anteriormente, a determinação do nível de movimento nulo foi feita de acordo com o método de Defant. Por este motivo, julga-se conveniente fazer algumas considerações teóricas sobre esse método, considerado por Fomin (1964) como um dos melhores dentre os inúmeros métodos utilizados correntemente para a determinação do nível de movimento nulo.

De acordo com Fomin (*op. cit.*), a equação fundamental para o início da discussão do nível de movimento nulo é dada por:

$$\partial P / \partial x = g \int_{\xi}^z \partial \rho / \partial x \, dz - g \rho(\xi) \partial \xi / \partial x \quad (22)$$

Essa equação indica que as componentes horizontais do gradiente de pressão no oceano são devidas à distribuição não homogênea de densidade e às inclinações da superfície livre ($\xi(x,y)$) relativamente à superfície de nível.

Podemos assumir que o limite de integração inferior da integral da equação 22 seja igual a zero, pois $\xi \ll z$ para valores reais de z. Entretanto, a fim de manter a generalidade dos argumentos, não será feita tal substituição.

Substituindo a equação 22 na equação 13 (ou equação 14), ficamos com:

$$fv = g/\rho \int_{\xi}^z \partial \rho / \partial x \, dz - g \rho(\xi) / \rho \partial \xi / \partial x \quad (23)$$

Consideremos agora que a uma certa profundidade $z = H$ o gradiente de pressão horizontal e a velocidade de corrente sejam iguais a zero. Isto é o mesmo que dizer que a superfície isobárica ao nível "zero" está localizada a uma profundidade $z = H$. Então de 22 ou 23, segue-se que,

$$g \int_{\xi}^H \partial \rho / \partial x \, dz = g \rho(\xi) \partial \xi / \partial x \quad (24)$$

Transforma-se agora a integral do primeiro membro da equação 24 a fim de dar-lhe a forma comumente utilizada no método dinâmico. Para fazer isto, deve-se substituir a densidade ρ pelo volume específico $\alpha = 1/\rho$ e integrar com respeito à variável P (pressão)

$$\int_{\xi}^H \partial \rho / \partial x \, dz = \int_{\xi}^H \partial / \partial x (1/\alpha) \, dz = \int_{\xi}^H (-1/\alpha^2) \partial \alpha / \partial x \, dz$$

mas, $dP = -\rho g \, dz = -1/\alpha g \, dz$, e portanto, $dz = -\alpha/g \, dP$

então, vem

$$-\int_{P_a}^{P_H} (-1/\alpha^2) \partial \alpha / \partial x \, \alpha/g \, dP = -1/g \, \partial / \partial x \int_{P_a}^{P_H} (1/\alpha) \, \alpha \, dP$$

fazendo $1/\alpha = \bar{\rho}$, resulta

$$\int_{\xi}^H \partial \rho / \partial x \, dz = -\bar{\rho}/g \, \partial / \partial x \int_{P_a}^{P_H} \alpha \, dP \quad (25)$$

onde $\bar{\rho}$ é a densidade média da água do mar na coluna (P_a, P_H) e P_a e P_H são as pressões na superfície do mar e à profundidade $z = H$, respectivamente.

Mas, pela própria definição de profundidade dinâmica

$$D = -\int_{P_H}^{P_a} \alpha \, dP$$

então, substituindo em 25 vem,

$$\int_{\xi}^H \partial \rho / \partial x \, dz = -\bar{\rho} / g \, \partial D / \partial x \quad (26)$$

De acordo com o método de Defant, as diferenças das profundidades dinâmicas de superfícies isobáricas são constantes ao longo de uma vertical na camada onde a velocidade de corrente é zero, isto é, $\partial D / \partial z = 0$. Portanto, diferenciando-se a equação 26 com respeito a z , segue-se,

$$\partial \rho / \partial x = -\bar{\rho} / g \, \partial / \partial z (\partial D / \partial x)$$

ou assumindo-se que as derivadas mistas de profundidade dinâmica (D) sejam iguais, temos

$$\partial \rho / \partial x = -\bar{\rho} / g \, \partial / \partial x (\partial D / \partial z) = 0 \quad (27)$$

Logo, nessa camada $\rho(x)$ é constante. A fim de determinar a superfície "zero" (movimento nulo) pelo método de Defant, pode-se analisar a distribuição de densidade (ou volume específico) ao longo da secção vertical e marcar as profundidades nas quais o gradiente horizontal de densidade muda de sinal. Como regra, existe um grande número de áreas na secção onde $\partial \rho / \partial x = 0$, o que dificulta o traçado de uma curva suave. Isto se deve parcialmente às imprecisões nas medidas, porque a variação horizontal de densidade não excede o limite de precisão do cálculo da densidade. De fato, a variação horizontal de densidade nas camadas profundas entre duas estações freqüentemente não excede $\pm 0,02$ a $\pm 0,04$ unidades de σ_t , sendo que a precisão de sua determinação tem esta mesma ordem de grandeza.

Defant aplicou o seu método para a determinação da camada de movimento nulo no Oceano Atlântico a partir da análise de um grande número de observações. As camadas onde as diferenças em profundidade dinâmica variaram muito pouco ao longo da vertical ($\partial D / \partial z \approx 0$), foram plotadas em todas as estações. Foi traçada então uma curva suave cruzando os centros das camadas com diferenças similares (plotadas para cada par de estações) ao longo de

cada secção vertical. Defant sugere que esta curva suave seja considerada como superfície de referência ("zero") para a computação da velocidade absoluta da corrente pelo método geostrofico.

Dentre as conclusões tiradas por Fomin (1964) ao discutir a precisão do método dinâmico (geostrofico), destaca-se aquela em que o grau de aproximação da configuração das correntes calculadas por esse método, comparada com as condições reais, depende da profundidade da superfície de referência e da intensidade da circulação horizontal. Além do mais, ela depende também da precisão do equipamento de medida, do número de níveis amostrados, da densidade da rede de estações hidrográficas etc. Os erros computacionais relativos são tanto maiores quanto maior for a distância à superfície de referência e quanto mais fraca a circulação na região em estudo.

O EFEITO DA FORÇA CENTRÍFUGA NO MOVIMENTO COM VÓRTICES

Hess (1959) discutiu, para o caso da atmosfera, os movimentos com vórtices (ciclônicos e anticiclônicos), levando em consideração a força centrífuga e comparando-os com o movimento geostrofico puro.

Considera-se o movimento puramente horizontal, no estado estacionário, na presença das forças de Coriolis, gradiente de pressão e centrífuga. Em coordenadas polares e com o centro do vórtice na origem, temos

$$c^2/r + f c - 1/\rho \partial P/\partial r = 0 \quad (28)$$

onde c é a velocidade tangencial e r é o módulo do raio vetor.

As soluções da equação 28 são:

$$c = -fr/2 \pm (f^2 r^2/4 + r/\rho \partial P/\partial r)^{1/2} \quad (29)$$

De acordo com a convenção usual de coordenadas polares, um valor positivo de c significa um movimento anti-horário (anticiclônico no hemisfério sul), e um valor negativo de c significa um movimento horário (ciclônico no hemisfério sul).

Considere-se inicialmente a raiz positiva da equação 29. À medida que $\partial P/\partial r$ se aproxima de zero, c também tende a zero; exatamente o que deveríamos esperar se o movimento fosse geostrófico. No hemisfério norte ($f > 0$), quando $\partial P/\partial r > 0$ (baixa pressão), o valor da raiz quadrada excede $fr/2$ em magnitude e c é positivo (ciclone). Quando $\partial P/\partial r < 0$ (alta pressão) a raiz é menor do que $fr/2$ em magnitude e c é negativo (anticiclone).

Considerando a raiz negativa da equação 29, à medida que $\partial P/\partial r$ se aproxima de zero, c se aproxima de $-fr$. Isto representa um movimento anticiclônico sem gradiente de pressão no limite, sendo reconhecido como um movimento circular inercial. Quando o gradiente de pressão é diferente de zero, c permanece negativo desde que ambos os membros da equação 29 sejam negativos. Assim quando $\partial P/\partial r > 0$ (baixa pressão) o movimento será ainda anticiclônico. Apesar de matematicamente possível, esta rotação anticiclônica em torno de uma baixa não foi observada em grande escala. Quando $\partial P/\partial r < 0$ (alta pressão) a raiz negativa fornece um caso adicional de movimento anticiclônico em torno de uma alta. Neste caso a velocidade é grande, pois os dois termos se somam. Os movimentos descritos pela raiz negativa podem ser considerados anômalos, porque não são normalmente observados.

No hemisfério sul ($f < 0$) o primeiro termo da equação 29 muda de sinal e toda a discussão feita é válida somente tendo em vista essa mudança. Desta forma, para o hemisfério sul só deve ser considerada a raiz negativa da equação 29. Assim,

$$c = |f|r/2 - (f^2 r^2/4 + r/\rho \partial P/\partial r)^{1/2} \quad (30)$$

Podemos agora comparar o movimento puramente geostrófico que, em coordenadas polares, tem sua velocidade dada pela equação

$$c_g = -1/\rho |f| \partial P/\partial r \quad (31)$$

com o movimento descrito anteriormente; onde c_g representa a velocidade geostrófica. Podemos então reescrever a equação 30 como

$$c = |f|r/2 - (f^2 r^2/4 - |f|rc_g)^{1/2} \quad (32)$$

Esta equação nos permite comparar o movimento geostrófico, que ignora a curvatura de escoamento do fluido, com o movimento de gradiente (assim chamado em meteorologia) que leva em conta esse raio de curvatura.

Se elevarmos ao quadrado ambos os membros da equação 32 e isolarmos c_g , teremos

$$c_g = c - c^2 / |f| r \quad (33)$$

Dessa equação observa-se que o erro que se comete, ao desprezarmos a força centrífuga num movimento com meandros, é inversamente proporcional ao raio de curvatura do movimento.

Todo este tipo de discussão também pode ser aplicado ao estudo dos movimentos com vórtices no oceano. Como a ordem de grandeza das velocidades do vento supera as velocidades das correntes oceânicas, por isso, em números absolutos, as diferenças introduzidas ao desprezarmos a força centrífuga nos movimentos oceânicos com meandros ou vórtices é muito menor do que no caso da atmosfera.

Por exemplo, podem existir ciclones na atmosfera com velocidades de até 100 km/h (28 m/s) e raios de aproximadamente 100 km (10^5 m). Como $f = 7,29 \times 10^{-4}$ rd/s, teremos

$$|c^2 / fr| = (28)^2 / 7,29 \times 10^{-4} \times 10^5 = 10,7 \text{ m/s}$$

Por outro lado, no oceano, um vórtice ciclônico pode possuir, no máximo, velocidades da ordem de 250 cm/s ou, em unidades do sistema M.K.S., 2,5 m/s. Assim, assumindo o mesmo raio de curvatura (10^5),

$$|c^2 / fr| = (2,5)^2 / 7,29 \times 10^{-4} \times 10^5 = 0,086 \text{ m/s}$$

Portanto, no caso da atmosfera, estaremos cometendo um erro de cerca de 38,0% ao desprezarmos a força centrífuga, e no caso dos oceanos o erro é de cerca de 3,4%, o que permite, em geral, desprezar a força centrífuga e considerar o movimento puramente geostrófico.

O método geostrofico, que se constitui de um primeiro modelo para o cálculo de correntes oceânicas, é freqüentemente utilizado pela maioria dos oceanógrafos físicos do mundo. Como já foi mencionado, pelo fato de que a escolha do nível de referência é a parte mais crítica do método, muitos autores têm-se utilizado de correntógrafos para complementar as observações obtidas pelas estações oceanográficas e auxiliar na escolha do nível de referência.

A instalação de uma vasta rede de correntógrafos distribuídos tridimensionalmente, para medições "in situ", é impraticável. Isto se deve em parte ao alto custo operacional e, como todos sabemos, o oceano é um ambiente que freqüentemente se torna hostil, causando perdas de equipamento e uma série de dificuldades no próprio trabalho de instalação e recuperação dos correntógrafos. Por este motivo, procura-se apenas complementar as observações oceanográficas (salinidade, temperatura e profundidade) com algumas medidas diretas.

Desta maneira, na meso-escala (10 a 100 km), as estruturas verticais de velocidade da corrente e o transporte de volume ou de massa correspondentes, são obtidas utilizando-se o método geostrofico.

Como exemplo deste procedimento podemos citar o recente trabalho de Fuglister *et al.* (1974), onde foi examinado o caráter transiente dos meandros da Corrente do Golfo. Nesse trabalho, foi apresentada uma estrutura vertical da velocidade geostrofica, cuja secção vertical amostrada tem cerca de 130 km de extensão e as observações oceanográficas foram feitas até 4.000 m de profundidade. No entanto, foram utilizados somente dois correntógrafos para complementar as observações, o que confirma a inviabilidade, até o presente, da utilização exclusiva das medições diretas.

LINHAS DE CORRENTE DO MOVIMENTO GEOSTRÓFICO

Lembrando-se da definição de "função de corrente", definida para um fluido não divergente (equação 6), verifica-se a partir das equações

$$u = -1/f \partial D / \partial y \quad e \quad v = 1/f \partial D / \partial x,$$

que definem o campo de velocidade de um movimento geostrófico, que as isolinhas de $D(x,y) = \text{cte}$ (ou $\Delta D(x,y) = \text{cte}$) podem ser identificadas como linhas de corrente para esse movimento, desde que nessa região, f (parâmetro de Coriolis) possa ser considerado constante.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Embora as investigações sobre a circulação da Corrente do Brasil do presente trabalho estejam concentradas na região ao largo de Cabo Frio (Fig. 1), algumas considerações serão inicialmente feitas com relação à distribuição espacial da temperatura abrangendo a região costeira entre Cabo de São Tomé e a Ilha de São Sebastião. Para tanto, foram utilizadas observações realizadas nos meses de janeiro, abril e julho de 1970, parcialmente analisadas por Miranda *et al.* (1970).

CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS EM 1970

As Figuras 2-5, mostram as distribuições horizontais da temperatura a 0 e a 50 m de profundidade para os cruzeiros de janeiro e abril. Nestas, a configuração das isotermas na superfície (Figs 2 e 4) apresenta-se com vários núcleos isolados. A permanência do mínimo de temperatura (21,0 e 19,0°C) na região costeira entre os meridianos de 42 e 43°W foi explicada por Miranda *et al.* (*op. cit.*) como uma predominância do fenômeno de ressurgência (movimentos ascendentes induzidos por divergência unilateral produzida por ventos de NE) sobre o ajuste baroclínico, fenômeno este que se identifica pelo mínimo de temperatura nas proximidades da costa a 50 m de profundidade (Figs 3 e 5).

Para o último período de observações (julho de 1970) a estrutura térmica na superfície e a 50 m de profundidade são apresentadas nas Figuras 6 e 7. Como se observa, na região costeira entre Cabo Frio e a Baía de Guanabara houve um mínimo de 14,0°C, sendo que a influência dessa água fria na superfície, muito provavelmente em decorrência de movimentos ascendentes, se propagou até o meridiano de 44°W (Baía de Sepetiba). Estudos em escala média da

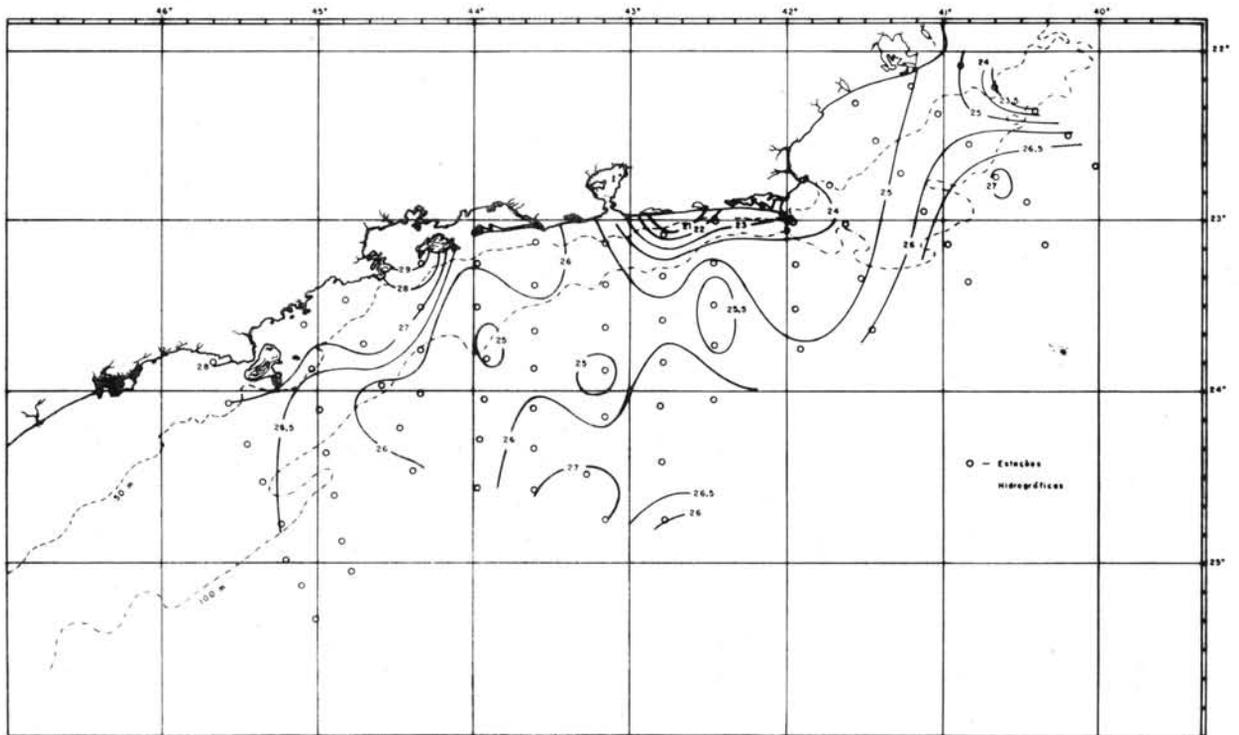


Fig. 2 - Distribuição horizontal da temperatura na superfície durante o período de 28/01/70 a 05/02/70. De acordo com Miranda *et al.* (1970).

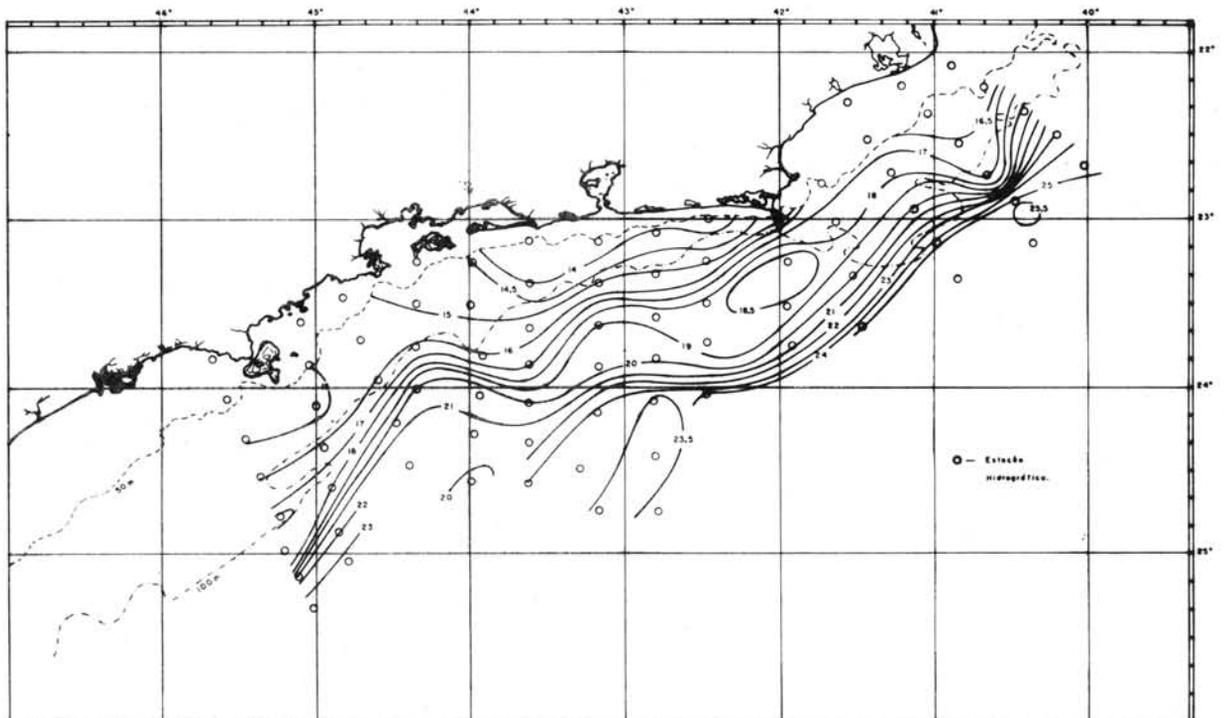


Fig. 3 - Distribuição horizontal da temperatura a 50 m durante o período de 28/01/70 a 05/02/70. De acordo com Miranda *et al.* (1970).

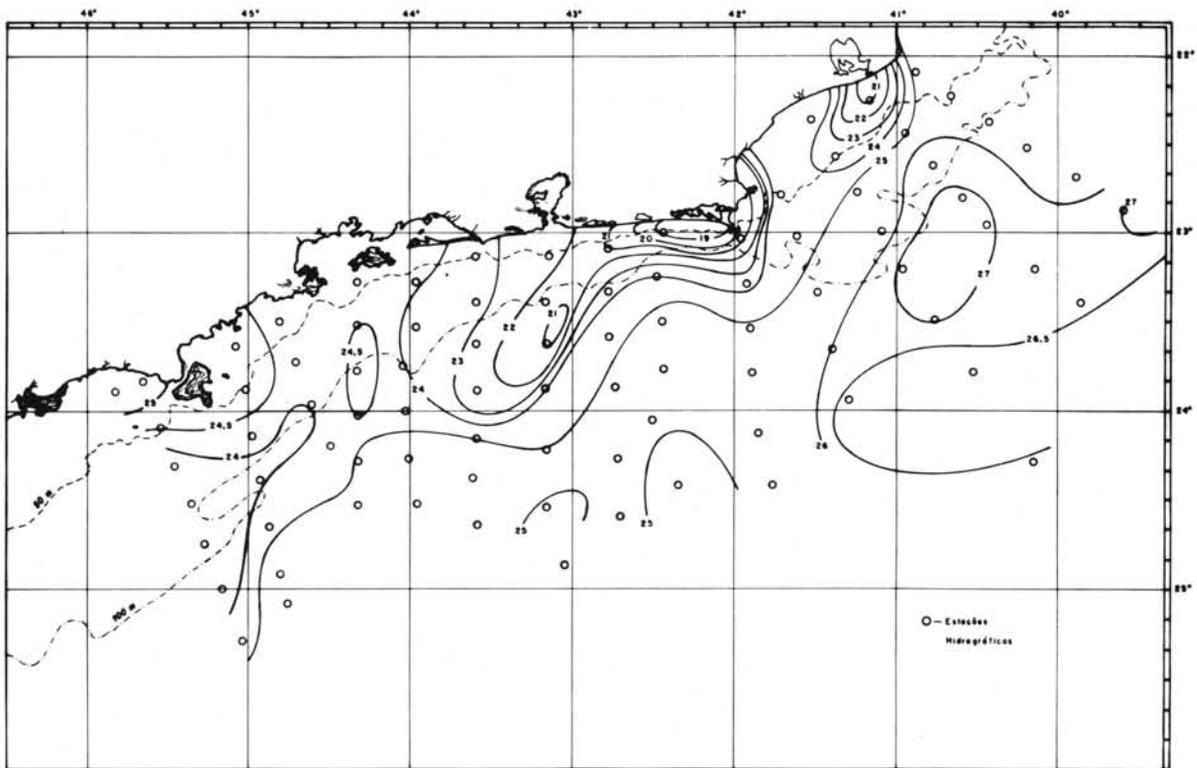


Fig. 4 - Distribuição horizontal da temperatura na superfície durante o período de 21/04/70 a 30/04/70. De acordo com Miranda *et al.* (1970).

variação da temperatura na superfície do mar (Ikeda *et al.*, 1971, Ikeda, 1974), mostraram que um estágio final, semelhante ao apresentado para o mês de julho (Fig. 6), pode ser atingido a partir de condições quase isotérmicas num intervalo de tempo de 10 dias.

Ao contrário das distribuições superficiais, as isotermas a 50 m possuem uma configuração mais uniforme, sugerindo a formação de meandros. Como veremos mais tarde pela comparação com os resultados do cálculo dinâmico, podemos assumir que essa configuração nessa profundidade e fora da plataforma continental, se assemelha às isolinhas de profundidade dinâmica que, como vimos anteriormente (p. 177), podem ser identificadas com as linhas de corrente do movimento geostrófico.

Como o período de janeiro apresenta um pequeno número de estações profundas, a aplicação do método dinâmico foi omitida. Entretanto, para os períodos de abril e julho foi possível aplicar o método para as estações que permitiram a escolha de um nível de referência.

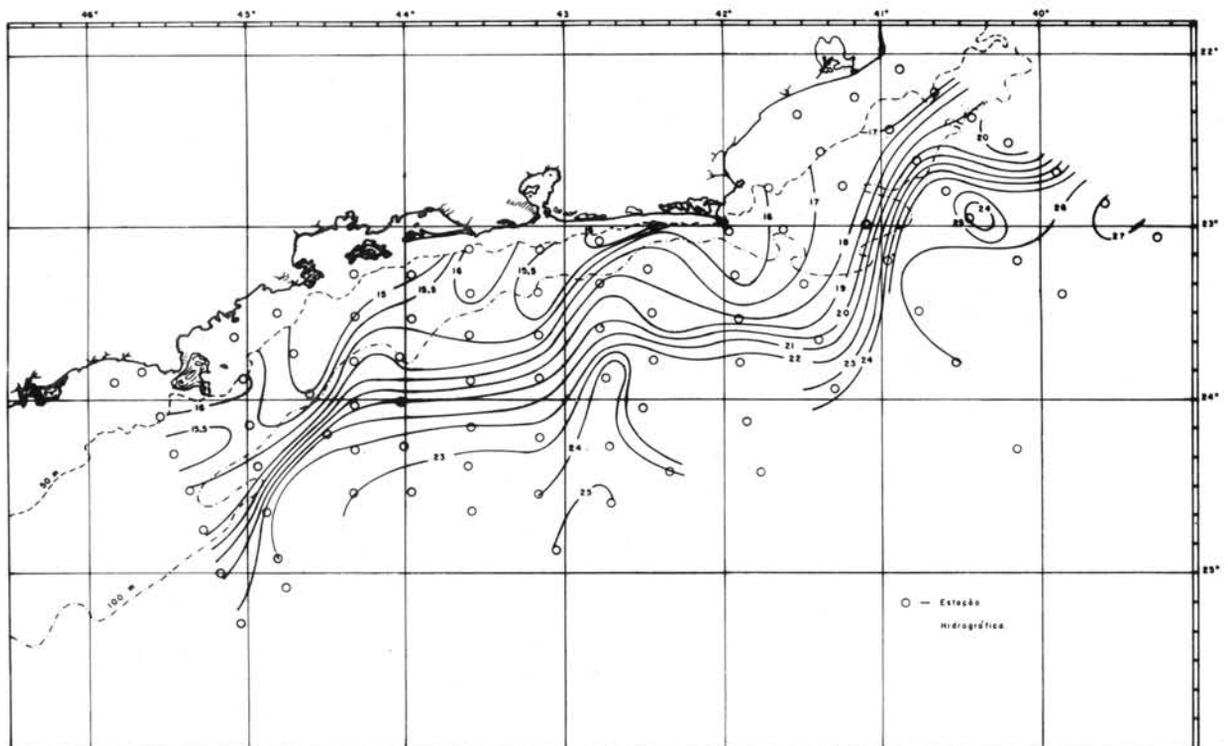


Fig. 5 - Distribuição horizontal da temperatura a 50 m durante o período de 21/04/70 a 30/04/70. De acordo com Miranda *et al.* (1970).

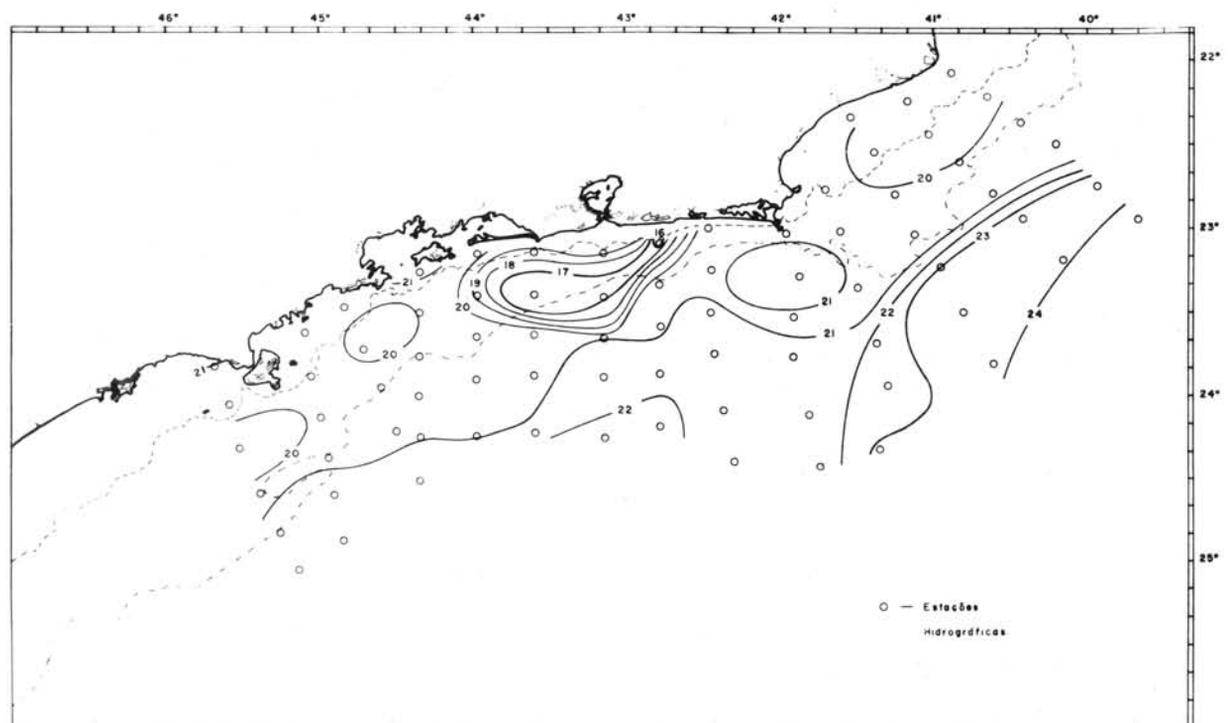


Fig. 6 - Distribuição horizontal da temperatura na superfície durante o período de 16/07/70 a 24/07/70.

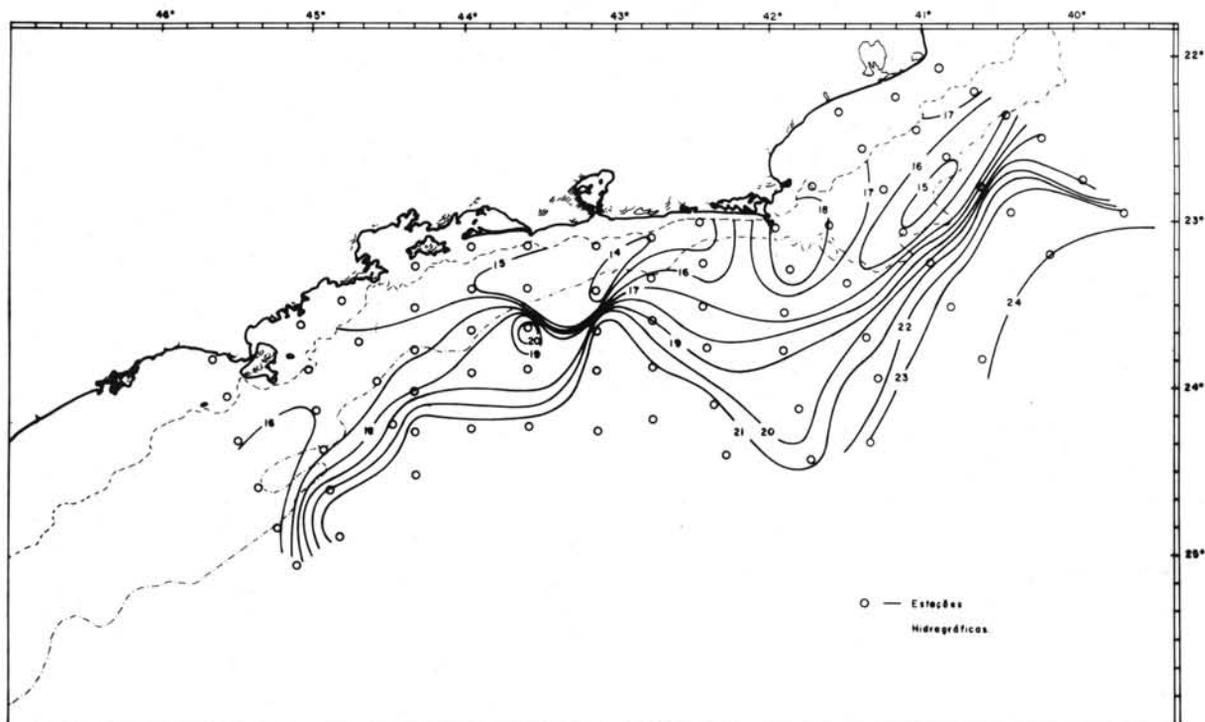


Fig. 7 - Distribuição horizontal da temperatura a 50 m durante o período de 16/07/70 a 24/07/70.

Em abril, a topografia dinâmica da superfície relativa a 500 db (Fig. 8), acusou a existência de um vórtice anticiclônico cujo centro encontrava-se a 120 milhas náuticas a leste de Cabo Frio. O seu diâmetro maior tinha 145 milhas náuticas de extensão e a sua velocidade máxima na superfície atingiu 66 cm/s (a força centrífuga foi ignorada, ou seja, o movimento foi considerado puramente geostrófico). A gênese desses vórtices para tal região não está ainda totalmente explicada, mas podem-se citar como prováveis causas:

- a - movimento sinuoso (meandros) da Corrente do Brasil.
- b - anomalias da topografia do fundo tais como os bancos de Abrolhos (ao norte da região) e a brusca mudança na direção da plataforma continental.
- c - distribuição não uniforme do vento.

A formação de vórtices na Corrente do Golfo, devido à primeira causa citada (a), e a sua evolução no espaço e no tempo durante cerca de seis meses, foi descrita por Fuglister (1972).

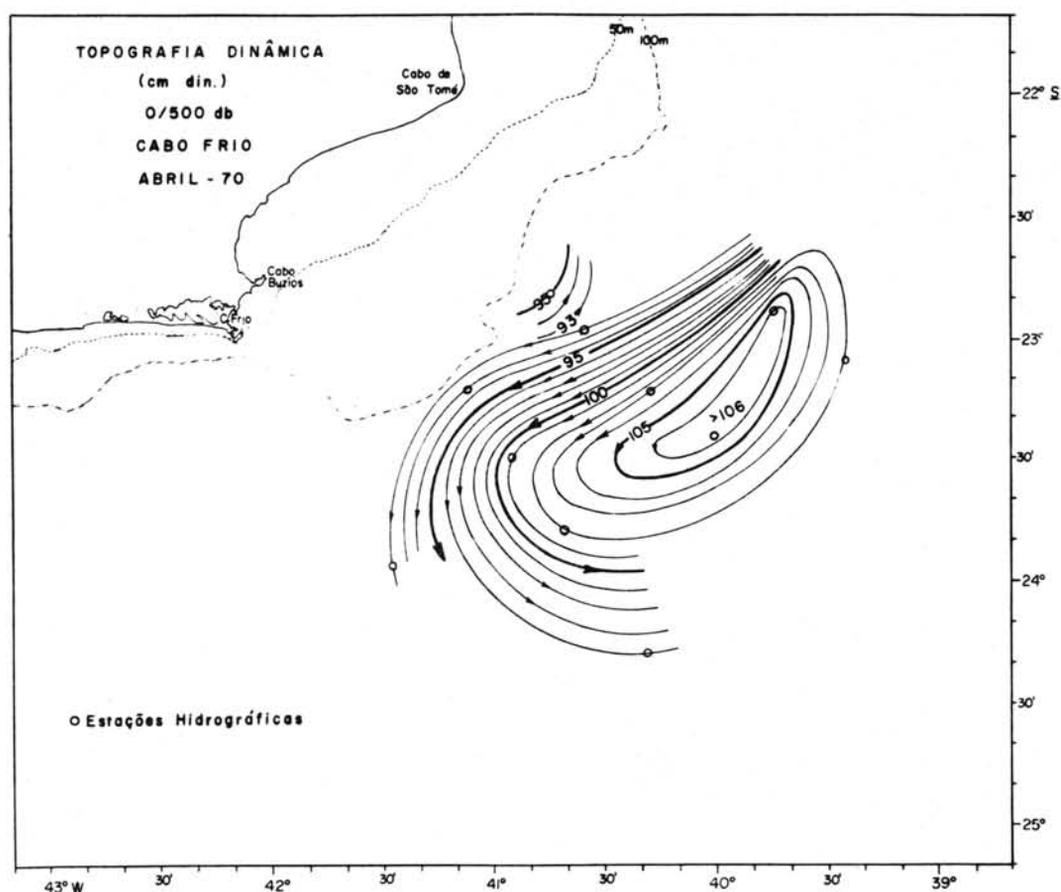


Fig. 8 - Topografia dinâmica da superfície relativa a 500 db em abril/1970.

Em julho foi também possível construir a topografia dinâmica da superfície com relação a 500 db (Fig. 9), utilizando 14 estações oceanográficas, bem como calcular as velocidades geostróficas segundo o mesmo nível de referência.

Nessa Figura observa-se a Corrente do Brasil fluindo para sudoeste, sendo o valor máximo da velocidade geostrófica na superfície igual a 66 cm/s e, o transporte de volume entre a superfície e a profundidade de 500 m, $8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Embora a região amostrada neste período não tenha se estendido para alto mar, como no período anterior, a comparação das topografias dinâmicas sugere um comportamento diferente, particularmente a sudeste de Cabo Frio.

Obviamente, devido à escassez de dados e também devido ao fato de que as secções amostradas nestes períodos não cruzaram totalmente a Corrente do

Brasil, o transporte de volume foi subestimado. Por outro lado, pelo mesmo motivo anterior, a apresentação das secções verticais de velocidade geostrofica foi omitida.

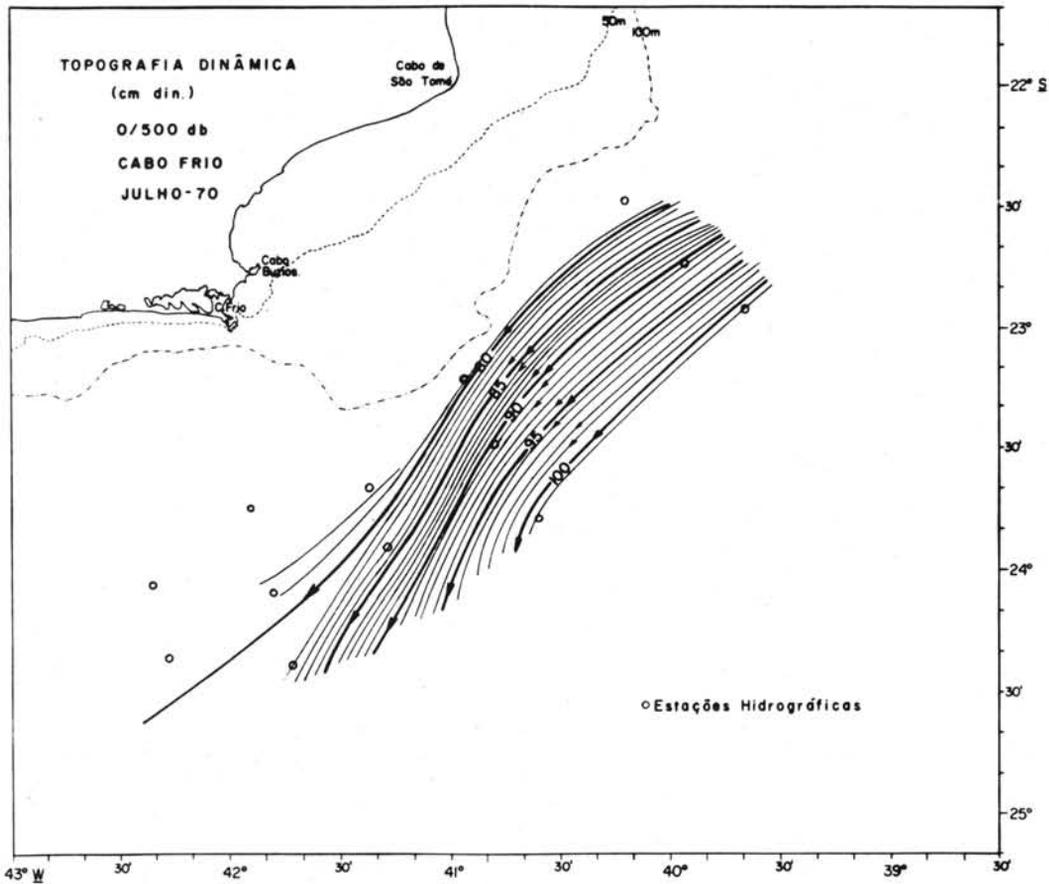


Fig. 9 - Topografia dinâmica da superfície relativa a 500 db em julho/1970.

CONDIÇÕES OCEANOGRÁFICAS EM JULHO DE 1973

No cruzeiro deste período foram feitas 47 estações oceanográficas e 28 de batitermôgrafo mecânico (BT). Tal cruzeiro teve por objetivo principal determinar as fronteiras da Corrente do Brasil ao largo de Cabo Frio, bem como a velocidade geostrofica e o correspondente transporte de volume.

Com as facilidades da navegação por satélite, cujo sistema foi doado e instalado a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard" pela FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) e de que não se dispunha em 1970, este cruzeiro foi planejado com o intuito de cruzar toda a extensão da Corrente do Brasil, permitindo desta forma delinear os seus limites através da respectiva topografia dinâmica, bem como traçar as secções verticais de temperatura, de salinidade, de σ_t , e de velocidade geostrófica. Um outro fator importante que contribuiu na especificação dos limites da Corrente do Brasil na superfície foi o uso do registro contínuo da temperatura e de salinidade obtido com o termosalinógrafo. Destes registros contínuos digitalizados resultaram as distribuições horizontais na superfície da temperatura e da salinidade que serão discutidos posteriormente.

DIAGRAMA TS DAS ESTAÇÕES LOCALIZADAS FORA DA PLATAFORMA CONTINENTAL

Antes da apresentação do Diagrama TS ($T = T(S; z)$) das observações deste período e que foram utilizadas no cálculo geostrófico, é conveniente apresentar um apanhado geral das principais "massas de água" do Atlântico Sul. Sverdrup *et al.* (1942) fazem uma discussão bastante completa das massas d'água desse oceano, baseando-se em sete estações oceanográficas escolhidas da expedição do "Meteor" (1925-27). As estações são distribuídas por todo Oceano Atlântico Sul entre a latitude de 41°S e o equador. Segundo estes autores, apesar da grande distância entre as estações utilizadas, foi possível classificar, através das características de T e S obtidas, as seguintes "massas de água" que ocupam os primeiros 1.200 m de profundidade:

a - Água Central do Atlântico Sul (ACAS), identificada pela correlação $T = T(S)$ quase linear entre os pontos $T = 6,0^{\circ}\text{C}$, $S = 34,5^{\circ}/\text{oo}$ e $T = 18,0^{\circ}\text{C}$, $S = 36,0^{\circ}/\text{oo}$. A relação temperatura-salinidade da estrutura vertical dessa massa de água é similar à relação temperatura-salinidade horizontal de superfície que é encontrada na região da Convergência Subtropical, que se localiza entre as latitudes de 30 e 40°S e, por esta razão, é provável que toda a massa d'água tenha sido formada pelo afundamento na área da Convergência Subtropical e subsequente espalhamento ao longo da superfície de σ_t apropriada (mistura isentrópica).

b - Abaixo da Água Central aparece a Água Intermediária Antártica (AIA), mostrando como característica o mínimo de salinidade na maior parte do oceano a uma profundidade de aproximadamente 800 m. Suas características de temperatura e salinidade de acordo com Defant (1961) estão situadas entre os valores extremos de $3,0 < T < 5,0^{\circ}\text{C}$ e $34,1 < S < 34,6^{\circ}/\text{oo}$, respectivamente.

A Água Intermediária Antártica, que tem sua origem na Convergência Sub-Antártica, é transportada em direção ao norte através da Corrente Antártica Intermediária.

Sob a Água Intermediária Antártica, estão presentes as chamadas Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Antártica de Fundo (AAF). A extensão vertical dos diferentes tipos de massas d'água pode ser vista através das distribuições de temperatura e salinidade do perfil VII da expedição do "Meteor" (Wüst & Defant, 1936), que acompanha aproximadamente o paralelo de 22°S . A Água Central, que é limitada pelas isolinhas de $34,65$ e $36,0^{\circ}/\text{oo}$, é encontrada numa camada que possui uma espessura de cerca de 450 m. A Água Intermediária Antártica, cujo mínimo de salinidade nessa região fica em torno de $34,4^{\circ}/\text{oo}$, possui uma espessura bem próxima a 750 m, e as Águas Profunda do Atlântico Norte e Antártica de Fundo possuem uma camada mais espessa do que as outras duas massas d'água juntas.

Esse perfil mostra a presença de uma camada de água superficial que possui valores elevados de temperatura ($T > 18,0^{\circ}\text{C}$) e de salinidade ($S > 36,0^{\circ}/\text{oo}$) e que está superposta a ACAS, ambas constituindo a chamada troposfera do oceano de acordo com a definição de Defant, (Neumann & Pierson Jr., 1966) e onde são encontradas correntes mais intensas.

No Diagrama TS apresentado neste trabalho (Fig. 10), observa-se a presença das "massas de água" ACAS e AIA definidas nos parágrafos anteriores. Como nossas observações não foram além de 1.800 m de profundidade, notamos nessa Figura apenas a camada superior da APAN e que se identifica no extremo inferior da curva TS pelo ligeiro aumento da temperatura.

Nessa Figura notamos também a presença de uma massa de água na camada superficial (com espessura aproximada de 250 m) com temperatura e salinidade superiores a $18,0^{\circ}\text{C}$ e $36,0^{\circ}/\text{oo}$, respectivamente. Essa massa de água, cujo σ_t

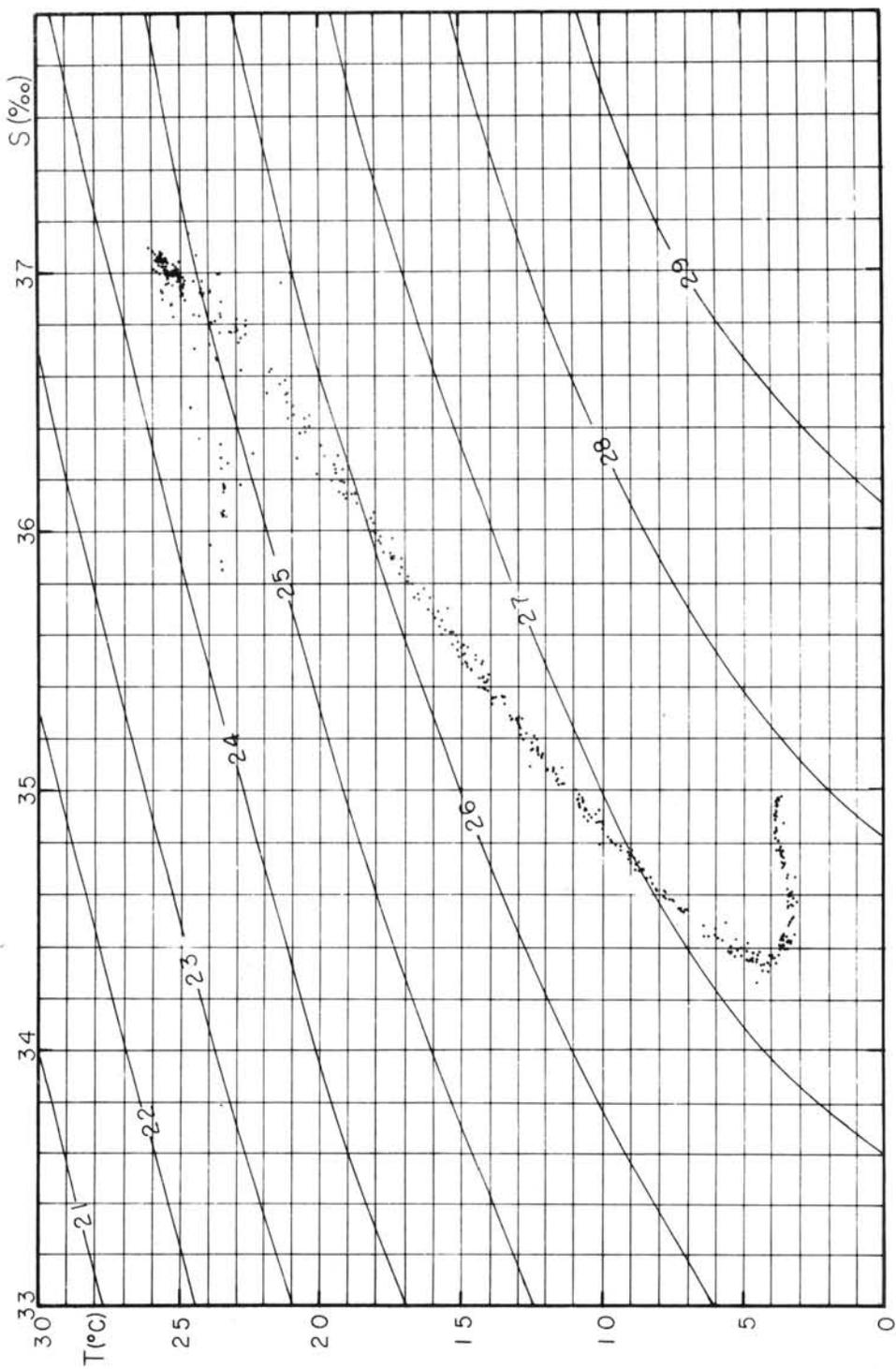


Fig. 10 - Diagrama T-S de todas as estações oceanográficas localizadas fora da plataforma continental durante o período de julho/1973.

é inferior a 26 g/l foi classificada de Água Tropical (Emílsson, 1961). O maior espalhamento dos pontos do Diagrama TS e que são representativos para essa massa de água, se deve à maior influência dos fatores externos em alternar as características térmicas e halinas (radiação, irradiação, condução térmica, evaporação e precipitação) e aos processos de mistura lateral decorrentes da mistura entre as águas oceânica e costeira.

DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DA TEMPERATURA E SALINIDADE A 0 m

A configuração das isolinhas tanto da salinidade quanto da temperatura na superfície (Figs 11-12) mostraram uma similaridade bem marcante. Entre o Cabo de São Tomé e Cabo Frio, bem próximo ao talude continental, o limite

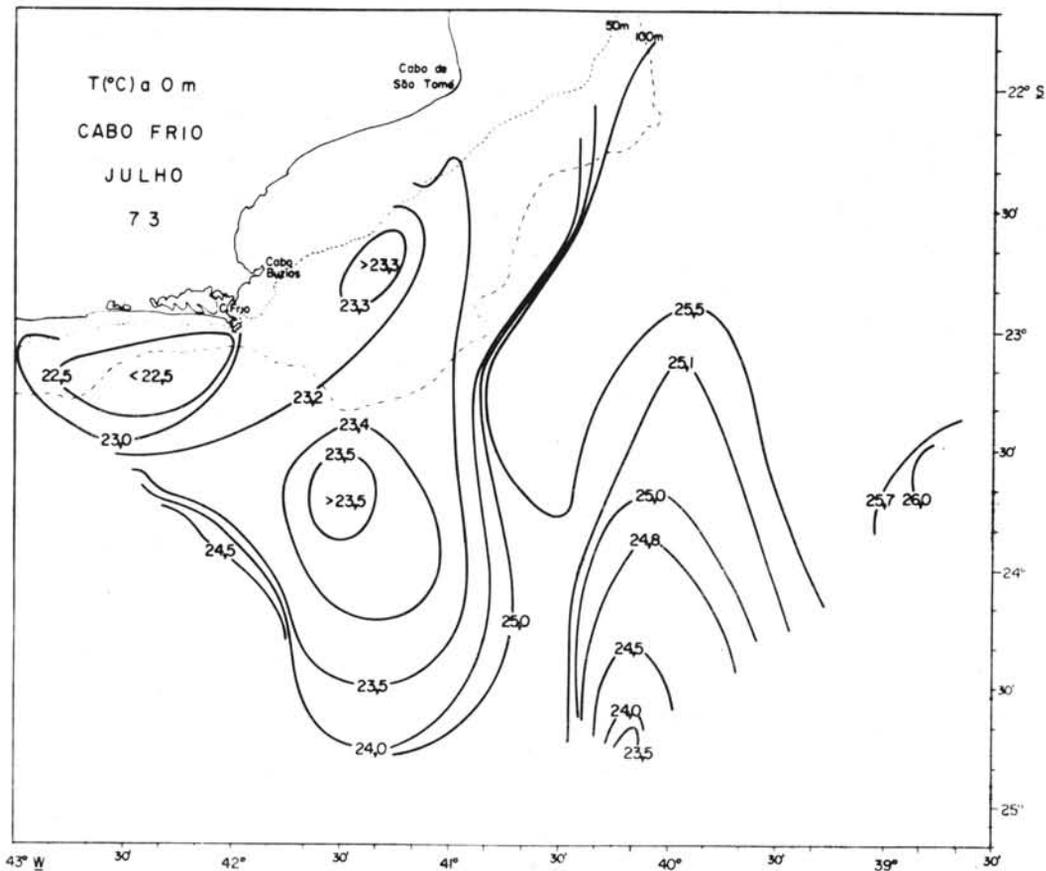


Fig. 11 - Distribuição horizontal da temperatura na superfície a partir de registros do termosalinógrafo em julho/1973.

ocidental da Corrente do Brasil torna-se notável através dos fortes gradientes horizontais de temperatura e salinidade. Dentro desta região a temperatura variou entre $24,0$ e $25,5^{\circ}\text{C}$, estando essa variação associada a um aumento de salinidade de $36,0$ a $36,9^{\circ}/\text{oo}$. Tais variações ocorreram, na sua parte mais intensa, numa faixa de 2 milhas náuticas de largura. À medida que se seguem as isolinhas dessa região de transição em direção sul nota-se que os gradientes tendem a diminuir, aparecendo uma estrutura em forma de meandro. Notoriamente a similaridade do comportamento dos dois parâmetros se faz ainda presente. A umas 170 milhas náuticas de Cabo Frio, na região oceânica já fora da influência da água costeira, a temperatura atingiu o valor de $26,0^{\circ}\text{C}$ associando-se com uma salinidade de $37,0^{\circ}/\text{oo}$, indicando a presença de Água Tropical.

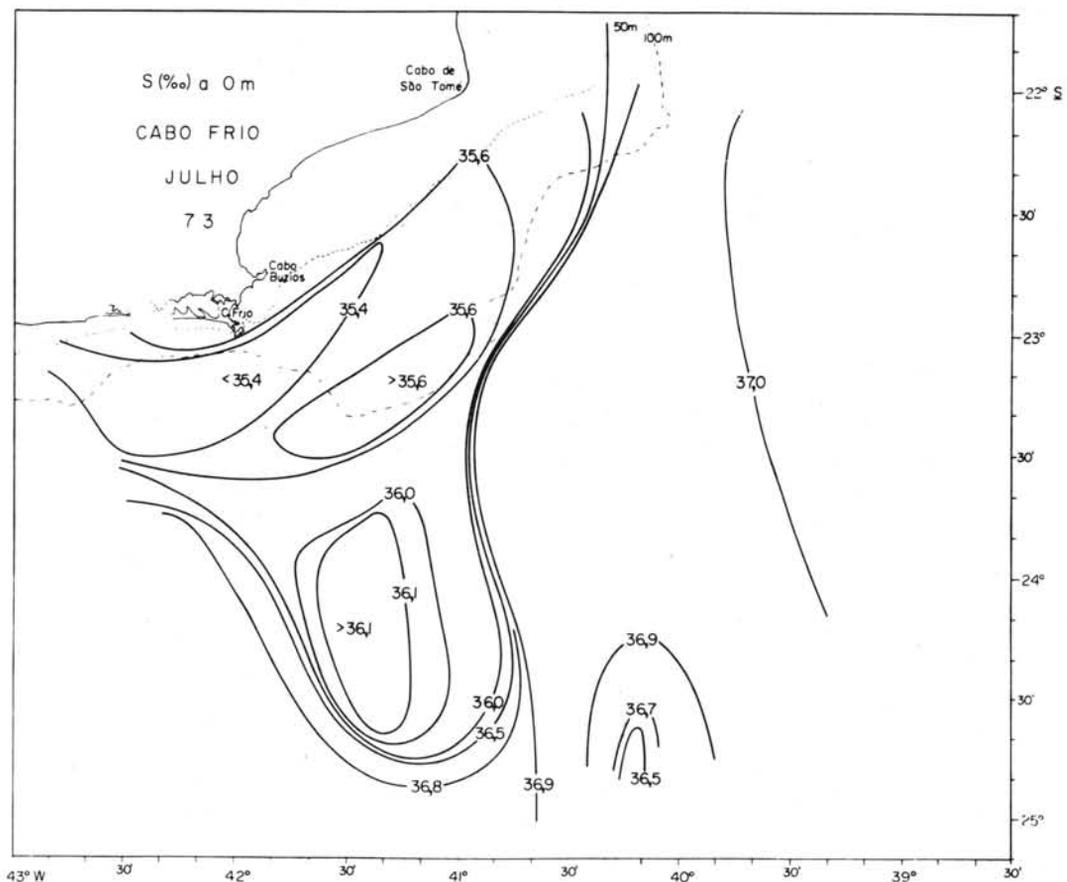


Fig. 12 - Distribuição horizontal da salinidade na superfície a partir de registros do termosalinógrafo em julho/1973.

A uma distância de cerca de 150 milhas náuticas a sudeste de Cabo Frio, observa-se o aparecimento de um mínimo de temperatura e de salinidade de $23,5^{\circ}\text{C}$ e $36,5^{\circ}/\text{oo}$, respectivamente. A causa deste mínimo não ficou bem clara devido às estações não terem se estendido ao longo de toda a região na qual ele estava presente, dificultando assim a sua interpretação. Uma explicação plausível seria a existência de um vórtice ciclônico que poderia induzir o aparecimento deste mínimo, devido aos movimentos ascendentes no seu centro.

Na região costeira a sudoeste de Cabo Frio, houve o aparecimento de um núcleo com temperaturas menores do que $22,5^{\circ}\text{C}$ e de salinidades menores do que $35,4^{\circ}/\text{oo}$. Esse núcleo de relativamente baixa temperatura e salinidade poderia estar relacionado com um estágio inicial ou final de ressurgência.

O campo de vento observado durante as estações prevaleceu na direção nordeste, sendo que ao longo da costa, com exceção da região a oeste de Cabo Frio, assumiu intensidades de fracas a moderadas. Na região mais ao largo, o vento soprou com mais intensidade, prevalecendo essa mesma direção.

DISTRIBUIÇÃO HORIZONTAL DA TEMPERATURA E SALINIDADE A 50 m

O comportamento das isolinhas de temperatura e de salinidade na distribuição a 50 m, obtida a partir das observações discretas (Figs 13-14), resultou bastante semelhante ao de superfície. Mais uma vez, o limite ocidental da Corrente do Brasil se identifica através dos gradientes horizontais de temperatura e salinidade localizados na mesma região em que apareceram na superfície. Ao norte, a temperatura e a salinidade variaram de $20,0$ a $24,0^{\circ}\text{C}$ e $36,2$ a $36,9^{\circ}/\text{oo}$, respectivamente, numa distância de aproximadamente 6 a 7 milhas náuticas. Portanto, os gradientes horizontais de temperatura e de salinidade foram menos intensos do que na superfície.

A sudoeste esses gradientes diminuem de intensidade. Nessa profundidade (50 m) foi possível delinear o meandro da corrente através das isolinhas de temperatura e de salinidade sobre a plataforma continental na região ao sul de Cabo Frio. Tal fato se deve ao afundamento da Água Tropical da Corrente do Brasil, que é mais densa, por debaixo da água costeira.

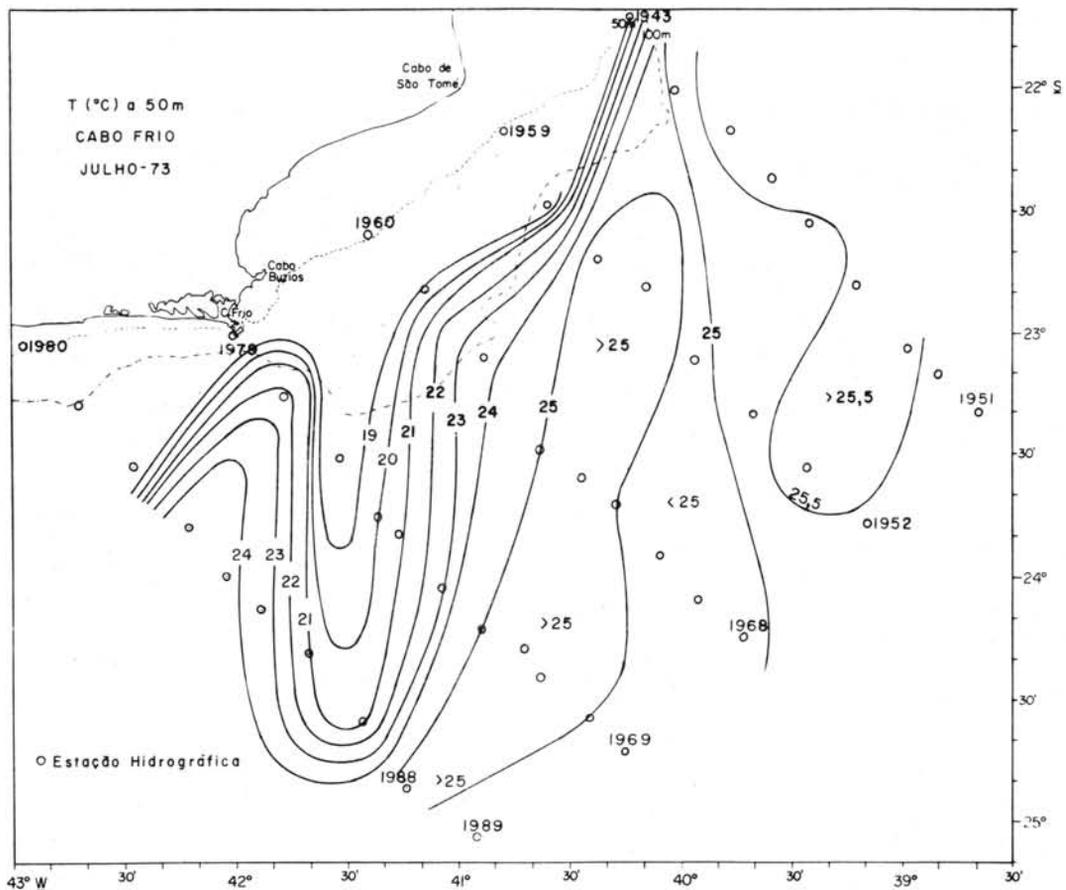


Fig. 13 - Distribuição horizontal da temperatura a 50 m em julho/1973.

TOPOGRAFIA DINÂMICA

A topografia dinâmica da superfície do mar relativamente a uma superfície de referência de 500 db está representada na Figura 15. Como podemos notar, as isolinhas de profundidade dinâmica abrangem somente a região fora da plataforma continental, tendo em vista o fato de que o próprio cálculo dinâmico nos limita a trabalhar em águas profundas. Podemos inferir desta topografia dinâmica a existência de dois ramos da Corrente do Brasil divididos por um vórtice anticiclônico, cujo diâmetro maior atingiu 80 milhas náuticas (148 km) e o menor cerca de 37 milhas náuticas (68,5 km).

O ramo da corrente que se localiza do lado mais próximo da costa (a oeste do vórtice) é o de maior intensidade, podendo ser facilmente identificado

pela maior proximidade das isolinhas de profundidade dinâmica. Este ramo flui próximo ao talude continental e, ao atingir a região entre as estações 1987 e 1988, desvia-se para oeste (Fig. 15) formando um meandro que adentra a plataforma continental, fluindo na direção sudoeste por debaixo da água costeira. Pelas razões já apresentadas, a topografia dinâmica não pode fornecer nenhum resultado na região sobre a plataforma, mas a hipótese de que a corrente se aproxima da costa devido à existência do meandro descrito acima foi também evidenciada pelas distribuições da temperatura e da salinidade a 50 m (Figs 13-14), e confirmada mais tarde através de secções verticais de temperatura e de salinidade.

O ramo da corrente que flui mais ao largo, é de menor intensidade, possuindo maior largura. Provavelmente, o motivo deste ramo de corrente possuir menores velocidades se prende ao fato de que estava fluindo em sentido con-

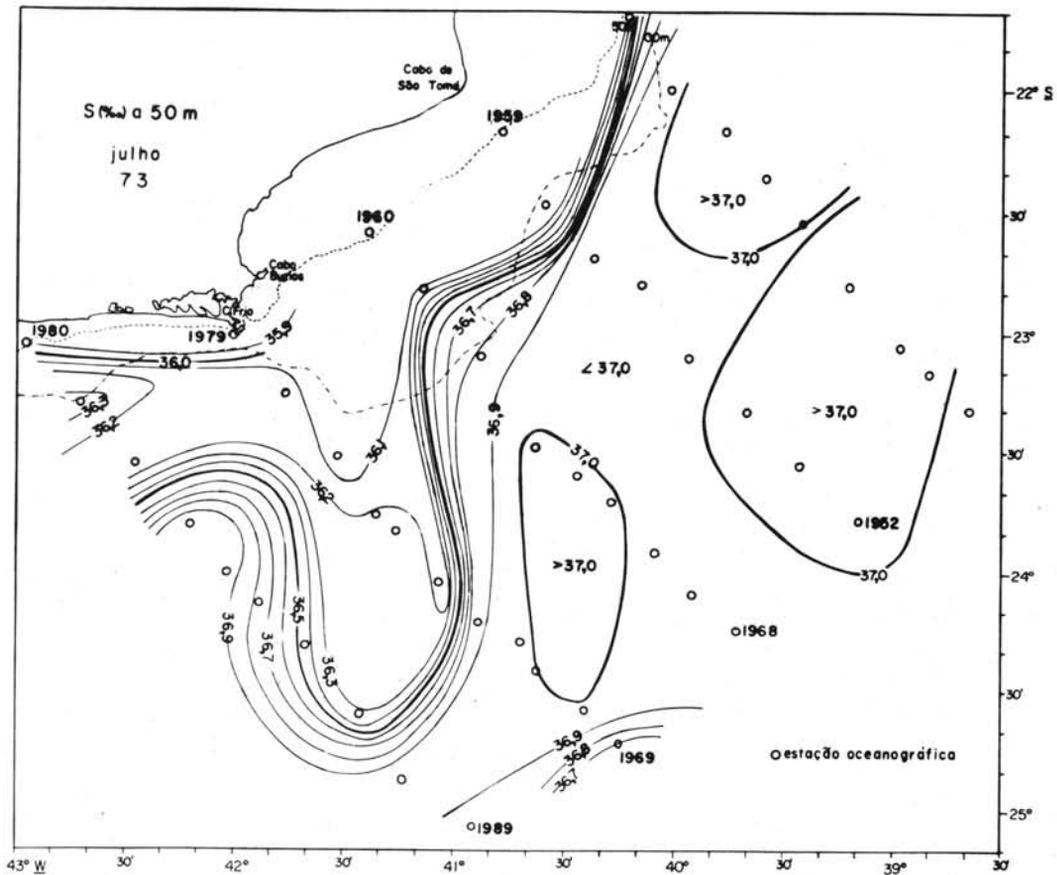


Fig. 14 - Distribuição horizontal da salinidade a 50 m em julho/1973.

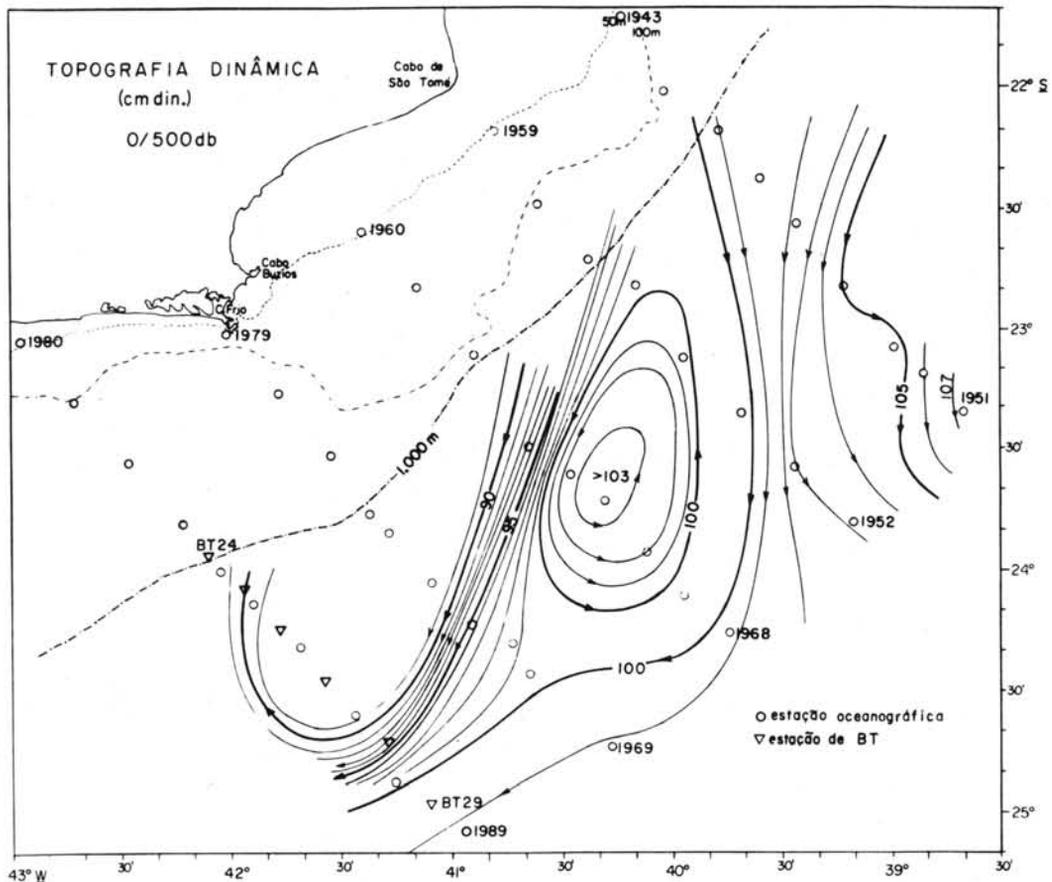


Fig. 15 - Topografia dinâmica da superfície com relação a 500 db em julho 1973.

trário ao vórtice naquela região. Como foi discutido na página 178, a gênese desses vórtices, a sua duração e prováveis características migratórias não estão ainda claras para esta região. O entendimento detalhado de tais características é uma consequência de estudos mais específicos e de um tipo de pesquisa que envolva a utilização de equipamentos adequados. Na discussão das secções verticais da velocidade geostrófica serão apresentados os detalhes a respeito da estrutura vertical deste vórtice e dos dois ramos de corrente.

ESTRUTURA TÉRMICA E LIMITES DA CORRENTE DO BRASIL COM MEDIÇÕES CONTÍNUAS DE TEMPERATURA E SALINIDADE

Ao longo da secção-V (extremo sul da região investigada), além das estações oceanográficas, foram realizadas seis estações de BT (do nº 24 ao 29)

cujas posições estão indicadas na Figura 1. A secção vertical de temperatura, construída a partir da digitalização das lâminas do batitermógrafo, resultou bastante interessante pelo fato de ter cruzado justamente o meandro da corrente localizado ao sul de Cabo Frio. Entre os BTs 26 e 29 (Fig. 16), todas as isotermas se elevaram em direção à superfície sendo que as de 24,0 e de 25,0°C chegaram a interceptá-la. À primeira vista, esta secção vertical de temperatura dá a entender que se trata de um vórtice ciclônico cujo centro se encontra nas proximidades do BT nº 27. Entretanto, examinando conjuntamente a distribuição horizontal de temperatura a 50 m (Fig. 13), verificamos que se trata do próprio meandro da corrente que, devido ao ajuste baroclínico, elevou a água mais fria, e portanto mais densa, no seu interior.

Uma evidência que reforça ainda mais este fato é o registro contínuo do termosalinógrafo ao longo da secção-V cuja reprodução é apresentada na Figura 16. Tendo em vista que no hemisfério sul a água mais fria ou mais densa situa-se à direita da corrente, era de se esperar que pela própria configuração do meandro em questão, deveríamos encontrar no seu seio águas mais frias e, como elas derivam de regiões mais profundas, associam-se com salinidades mais baixas. De fato, se examinarmos esse registro contínuo podemos observar que existe um decréscimo da temperatura e da salinidade entre os BTs 26 e 28, o que obviamente está em concordância com as teorias já conhecidas da oceanografia dinâmica.

A Figura 16 ilustra também que as variações da temperatura e da salinidade nos limites do meandro têm, na superfície, gradientes mais intensos do lado oceânico, onde a temperatura e a salinidade variam de cerca de 1,65°C e 0,82‰, respectivamente, comparados com o lado costeiro, onde essas propriedades variam de cerca de 1,03°C e 0,76‰. Na hipótese de que esses limites foram cruzados com a mesma velocidade do navio, essas diferenças nos sugerem que os processos de mistura lateral são mais intensos nas proximidades da costa do que em águas oceânicas. Essa afirmação parece ser confirmada se lembrarmos que o ramo principal da Corrente do Brasil, que flui mais perto da costa, apresenta velocidades maiores do que o outro ramo (Fig. 15).

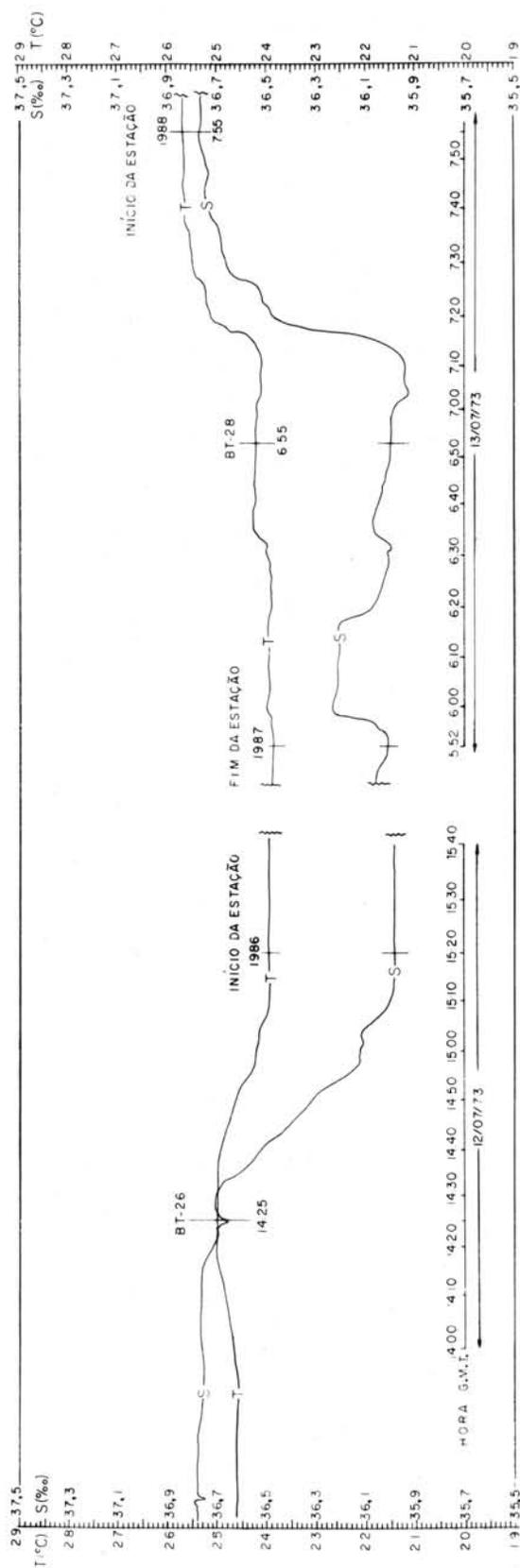
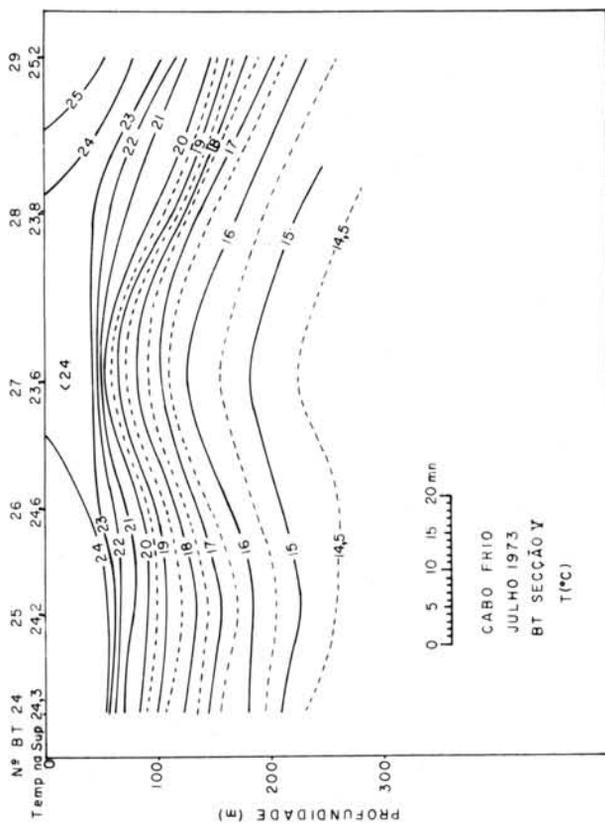


Fig. 16 - A figura inferior mostra uma seção de BT cruzando um meandro da Corrente do Brasil. A superior mostra o registro contínuo correspondente da temperatura e da salinidade na superfície.



ESTRUTURAS VERTICAIS DE TEMPERATURA, SALINIDADE E DE SIGMA-T

As estruturas verticais de temperatura, de salinidade e de sigma-t são analisadas para cada uma das secções amostradas neste cruzeiro.

Embora maiores profundidades tenham ocorrido na região investigada, as medições limitaram-se à profundidade máxima de 1.800 m, pois o objetivo deste trabalho foi o de discutir somente os fenômenos que ocorrem até a profundidade na qual a influência da Corrente do Brasil se faz sentir.

As camadas mais profundas de todas as secções, envolvem massas d'água tais como as provenientes da Convergência Antártica (Água Intermediária Antártica (AIA)) ou do Atlântico Norte (Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)), definidas anteriormente na página 185.

A - SECÇÃO I (Temperatura, Salinidade e Sigma-t)

A estrutura vertical de temperatura na secção I (Fig. 17), apresenta, na camada superficial até 100 m de profundidade (camada de mistura), temperaturas superiores a $25,0^{\circ}\text{C}$. Na camada superficial próxima da estação 1946 ocorreu um núcleo de temperaturas ligeiramente superiores a $26,0^{\circ}\text{C}$ e, sobre a borda da plataforma (entre 100 e 200 m de profundidade), as isotermas apresentaram a sua maior inclinação.

A estrutura vertical de salinidade na secção I (Fig. 18), apresenta, na mesma camada superficial discutida no parágrafo anterior, entre as estações 1944 e 1951, um núcleo de salinidade ligeiramente superior a $37,0^{\circ}/\text{oo}$, abrangendo uma extensão de cerca de 110 milhas náuticas (204 km). A isohalina de $36,8^{\circ}/\text{oo}$ se estende, entre uma profundidade de 50 a 100 m, desde a estação 1943 até a 1951, que é a última da secção em questão. Como a água com salinidade maior do que $36,0^{\circ}/\text{oo}$ está associada a uma temperatura superior a $24,0^{\circ}\text{C}$ (Fig. 17), estamos de posse de um indício de que a Água Tropical da Corrente do Brasil esteve presente ao longo de toda a secção amostrada, inclusive sobre a plataforma continental.

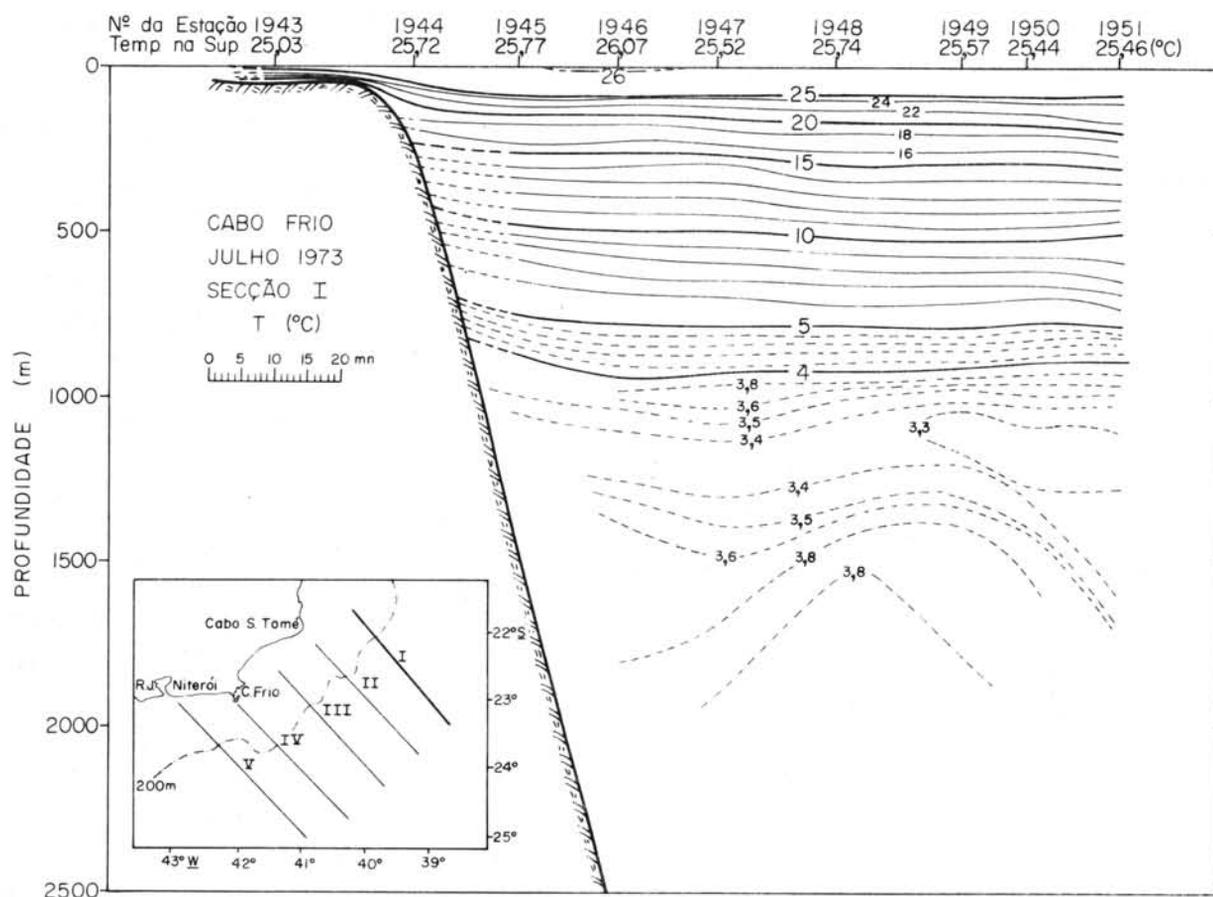


Fig. 17 - Estrutura vertical da temperatura na secção I.

A secção de sigma-t (Fig. 19) apresenta uma intensificação dos gradientes horizontais na região próxima à borda da plataforma continental, da mesma maneira que ocorreu com as secções de salinidade e de temperatura. Isto demonstra ser o resultado do ajuste baroclínico da Corrente do Brasil e, por conseguinte, comprova a observação anterior de que a corrente se intensifica nas proximidades da borda da plataforma.

B - SECÇÃO II (Temperatura, Salinidade e Sigma-t)

A estrutura vertical de temperatura na secção II (Fig. 20), apresentou a mesma intensificação dos gradientes horizontais nas proximidades da borda da plataforma continental. Perto da estação 1955, a isoterma de 25,0°C elevou-se relativamente às isotermas mais profundas, provavelmente em virtude de

essa ser a região em que o vórtice anticiclônico começou a separar a corrente em dois ramos (Fig. 15).

As secções de salinidade (Fig. 21) e de sigma-t (Fig. 22) apresentaram também o mesmo tipo de elevação nas proximidades da estação 1955, atribuindo-se a esta anomalia a mesma causa anterior. Novamente se fez presente, como na temperatura, a intensificação dos gradientes horizontais de salinidade e sigma-t perto da borda da plataforma. Na camada superficial, as temperaturas ligeiramente superiores a $25,0^{\circ}\text{C}$, associadas com salinidades da ordem de $37,0^{\circ}/\text{oo}$, indicam a existência de Água Tropical ao longo de quase toda a secção.

C - SECÇÃO III (Temperatura, Salinidade e Sigma-t)

A secção III merece um certo destaque pelo fato de ter cruzado o vórtice anticiclônico (cujo centro se localiza entre as estações 1963 e 1965), con-

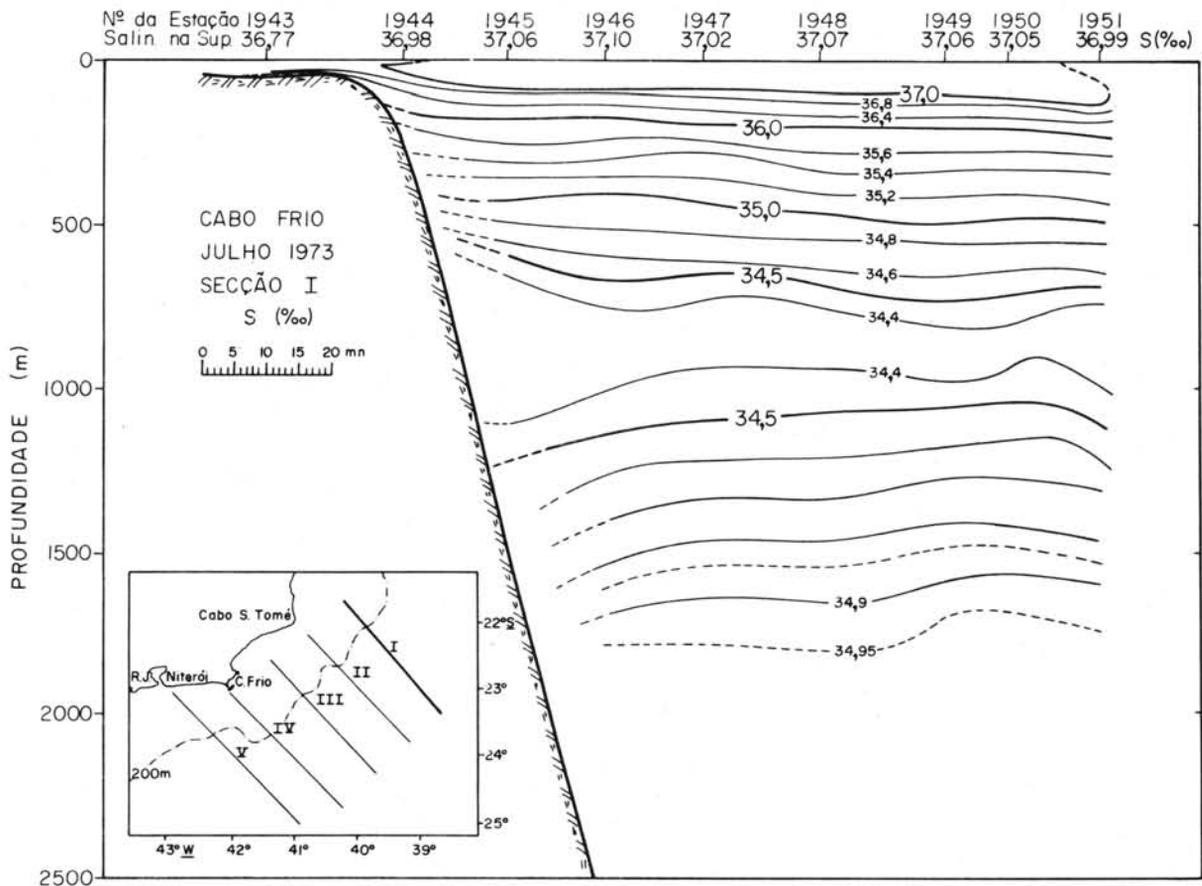


Fig. 18 - Estrutura vertical da salinidade na secção I.

forme se observa pela topografia dinâmica (Fig. 15). Sabe-se que um vórtice anticiclônico se caracteriza por um movimento ao redor de um centro de alta pressão, tanto no caso da circulação atmosférica como no caso da circulação oceânica. Neste caso, como num centro de alta pressão no oceano ocorre uma elevação da superfície livre e o afundamento das isopicnais (isolinhas de σ_t), (Neumann & Pearson Jr., 1966, p. 169), é de se esperar maiores temperaturas no centro do vórtice.

Analisando as informações obtidas ao longo desta secção, observa-se que a temperatura de superfície (Fig. 23) atinge seu valor máximo ($25,19^\circ\text{C}$) na estação 1965 e, a existência de um núcleo de água com temperatura ligeiramente superior a $25,0^\circ\text{C}$ estendendo-se até cerca de 100 m de profundidade, desde a estação 1962 até a estação 1966.

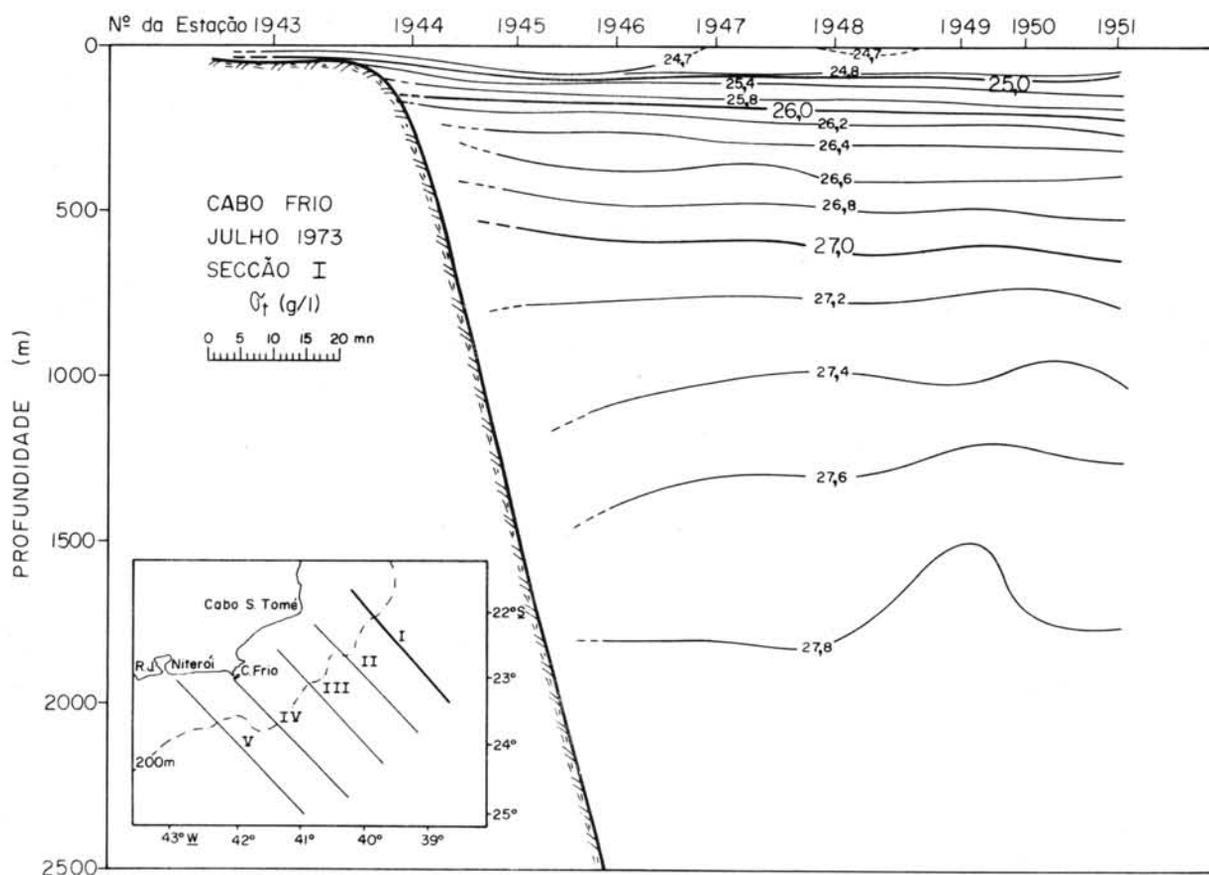


Fig. 19 - Estrutura vertical de σ_t na secção I.

A estrutura vertical de salinidade (Fig. 24) mostra que o núcleo de máxima temperatura descrito no parágrafo anterior está associado a um núcleo de salinidade ligeiramente maior do que $37,0^{\circ}/\text{oo}$. Desde a borda da plataforma continental (est. 1961) até a estação 1968 encontra-se, na camada superficial, água com salinidade superior a $36,0^{\circ}/\text{oo}$ associada a uma temperatura maior do que $18,0^{\circ}\text{C}$, evidenciando a presença de Água Tropical da Corrente do Brasil.

Na Figura 25 pode-se constatar o afundamento das isopicnais na camada superficial entre as estações 1963 e 1965, resultado da presença do vórtice anticiclônico.

D - SECÇÃO IV (Temperatura, Salinidade e Sigma-t)

Na secção IV (Fig. 26) a estrutura térmica mostra, entre as estações 1970 e 1973 até a profundidade de 100 m, um núcleo de temperaturas um pouco

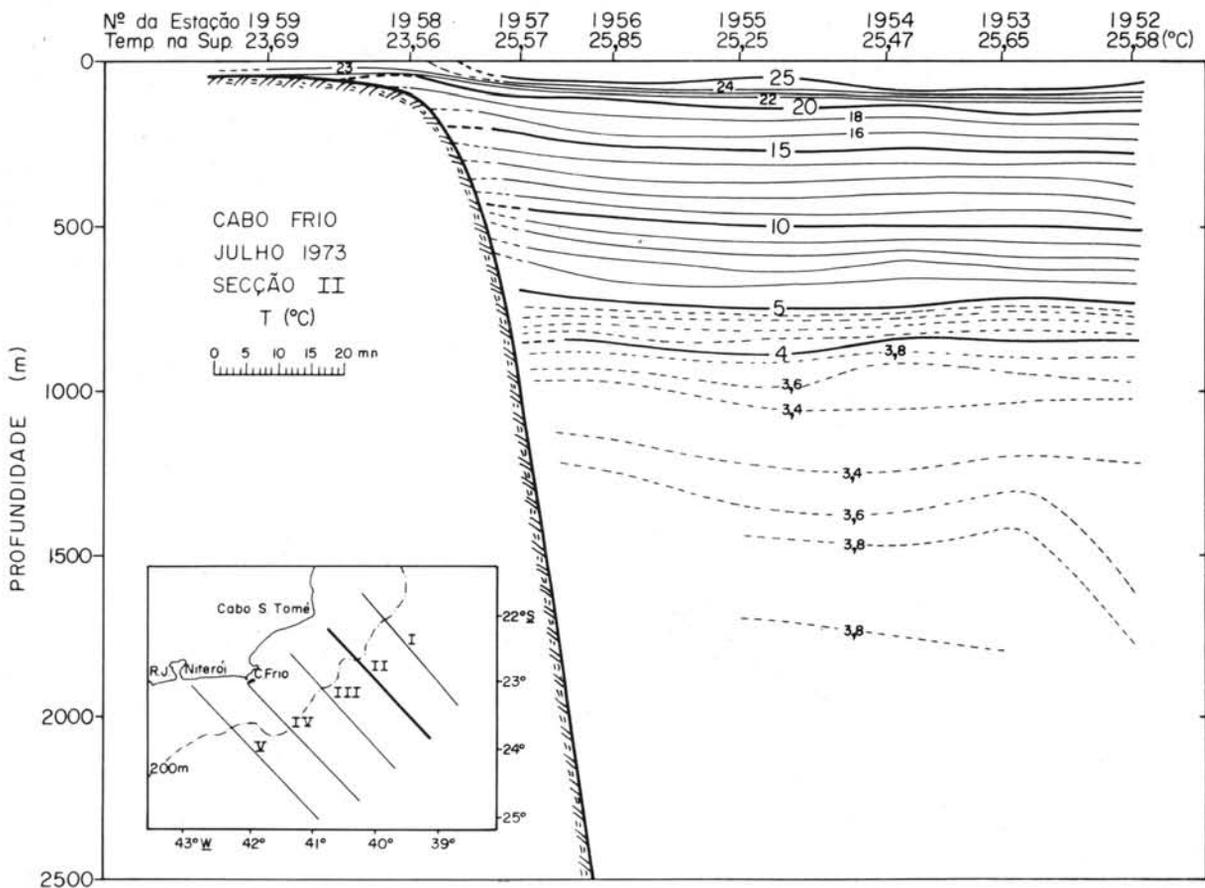


Fig. 20 - Estrutura vertical da temperatura na secção II.

maiores de $25,0^{\circ}\text{C}$. Entre as estações 1971 e 1972, desde a profundidade de 100 m até uns 500 m (isoterma de $10,0^{\circ}\text{C}$), observa-se uma elevação das isotermas, resultado provável da junção dos dois ramos da Corrente do Brasil a sudoeste do vórtice anticiclônico (Fig. 15) discutido na página 191.

Na camada superficial próxima à estação 1977 observa-se uma outra elevação das isotermas. Analisando-se a distribuição horizontal de temperatura a 50 m (Fig. 13), nota-se que essa estação se localiza no interior de um meandro da corrente, o que justifica a estrutura térmica observada.

A estrutura vertical de salinidade (Fig. 27) apresenta, na camada superficial, dois núcleos com valores elevados de salinidade; o primeiro com salinidade ligeiramente superior a $36,0^{\circ}/\text{oo}$ que se estende desde a estação 1974 até a 1978, e o outro com salinidade um pouco superior a $37,0^{\circ}/\text{oo}$ desde a estação 1969 até a 1973. Estes dois núcleos, que não ultrapassam a camada

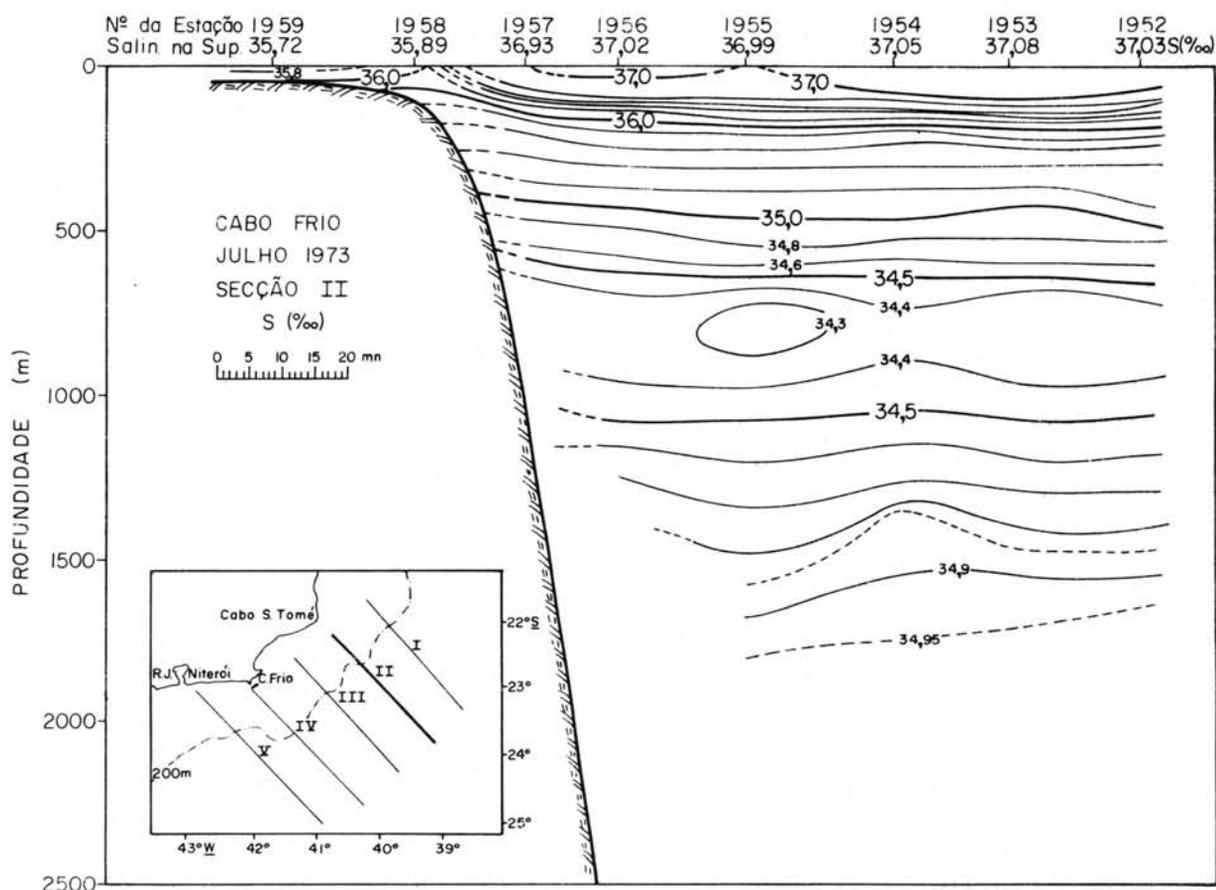


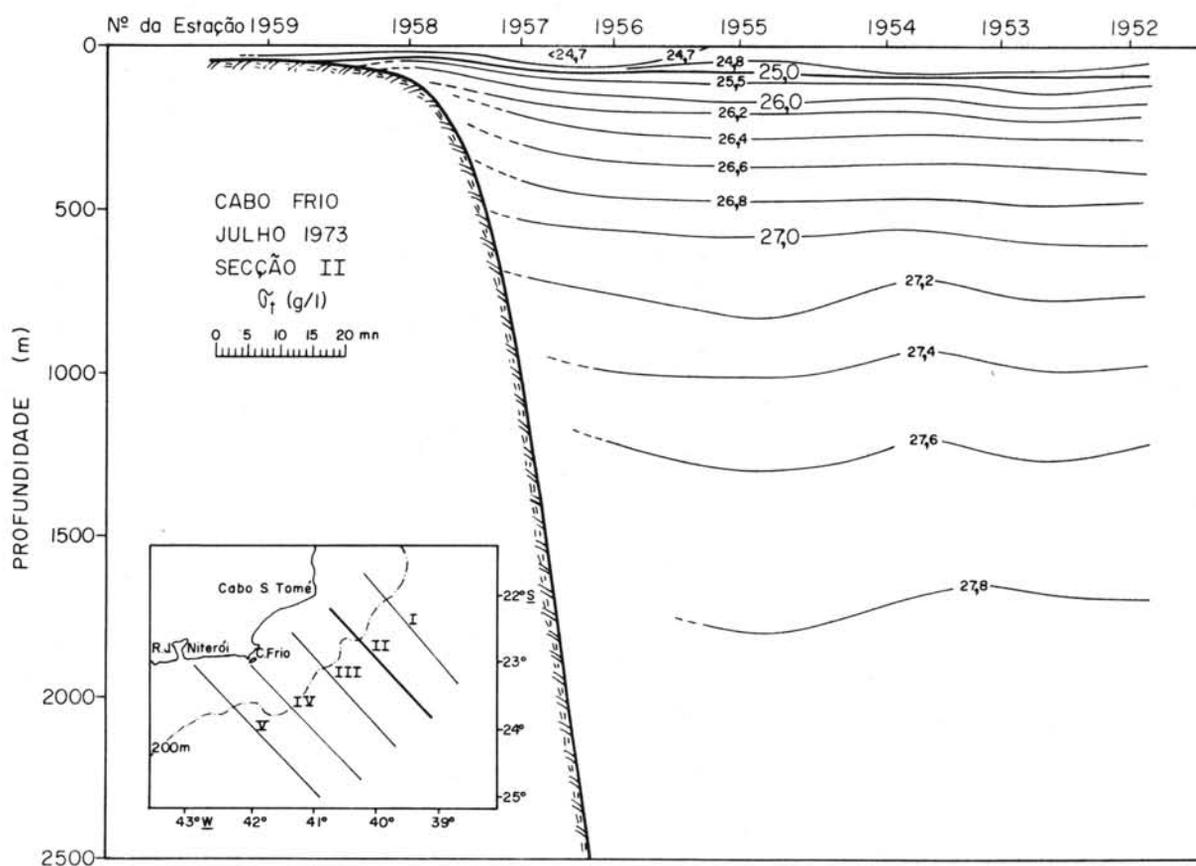
Fig. 21 - Estrutura vertical da salinidade na secção II.

superficial de 250 m de profundidade, identificam a presença dos dois ramos da Corrente do Brasil.

A estrutura vertical de sigma-t (Fig. 28) mostra as mesmas características que aparecem na estrutura vertical de temperatura, justificando novamente a influência do ajuste baroclínico da corrente.

E - SECÇÃO V (Temperatura, Salinidade e Sigma-t)

As estruturas verticais de temperatura, de salinidade e de sigma-t na secção V (Figs 29-31) apresentam todas elas duas elevações das isolinhas, uma entre as estações 1986 e 1987 e outra na estação 1982. A primeira pode ser explicada através do ajuste baroclínico do meandro da corrente, que coincide exatamente com a localização da anomalia. A segunda já não segue a



explicação anterior, muito provavelmente devido ao fato de que a corrente, encontrando-se por cima da plataforma continental, não se enquadra mais no modelo geostrófico devido à ação da força de atrito.

Desde a estação 1981 até a 1989 observa-se a presença, na camada superficial de até 100 m, de águas com temperatura superior a $20,0^{\circ}\text{C}$ e salinidade superior a $36,0^{\circ}/\text{oo}$, denotando a presença ao longo de quase toda a extensão da secção, de Água Tropical da Corrente do Brasil.

Com referência às massas de água encontradas, pode-se resumir os resultados das cinco secções amostradas da seguinte maneira:

- Água Tropical (AT)

($S > 36,0^{\circ}/\text{oo}$ e $T > 18,0^{\circ}\text{C}$) - Foi encontrada fora da plataforma continental desde a superfície até a profundidade de 200 m. Quando ela invadiu a plataforma foi encontrada até 100 m de profundidade.

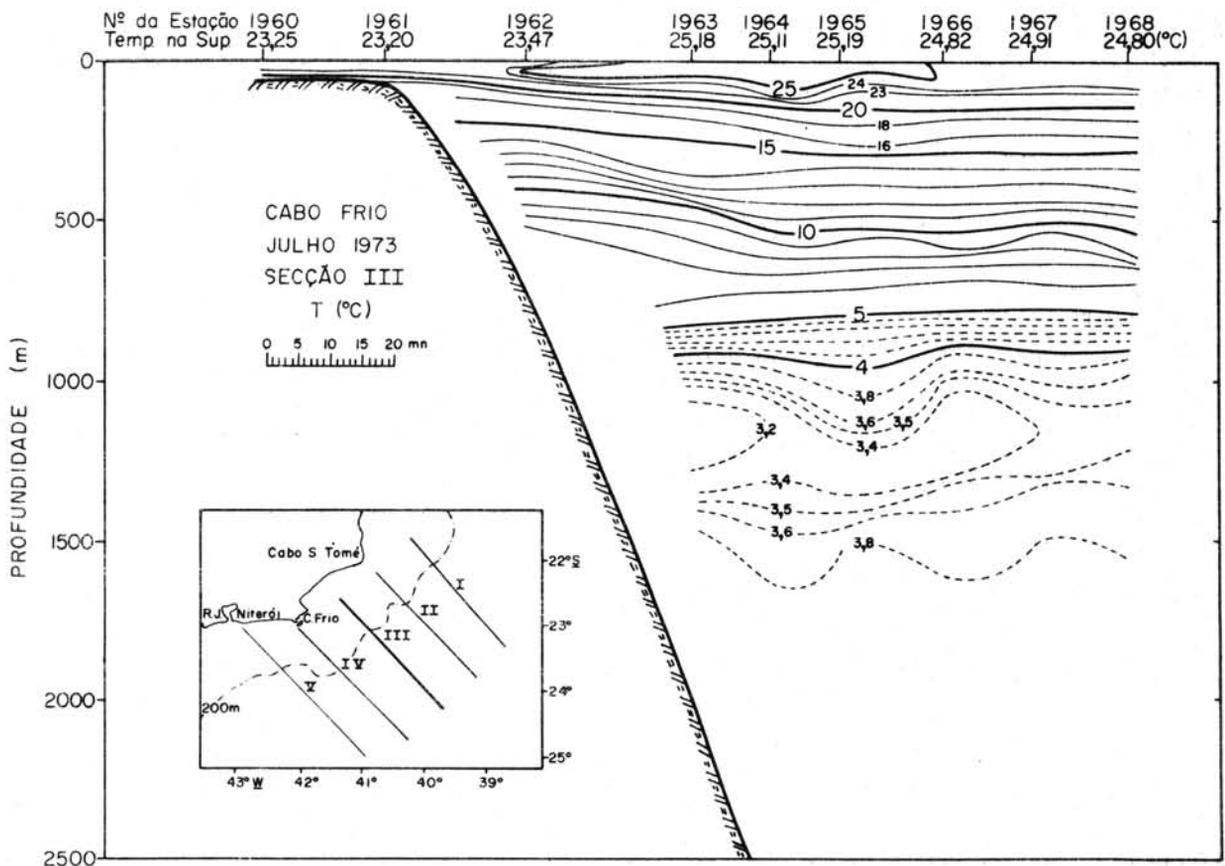


Fig. 23 - Estrutura vertical da temperatura na secção III.

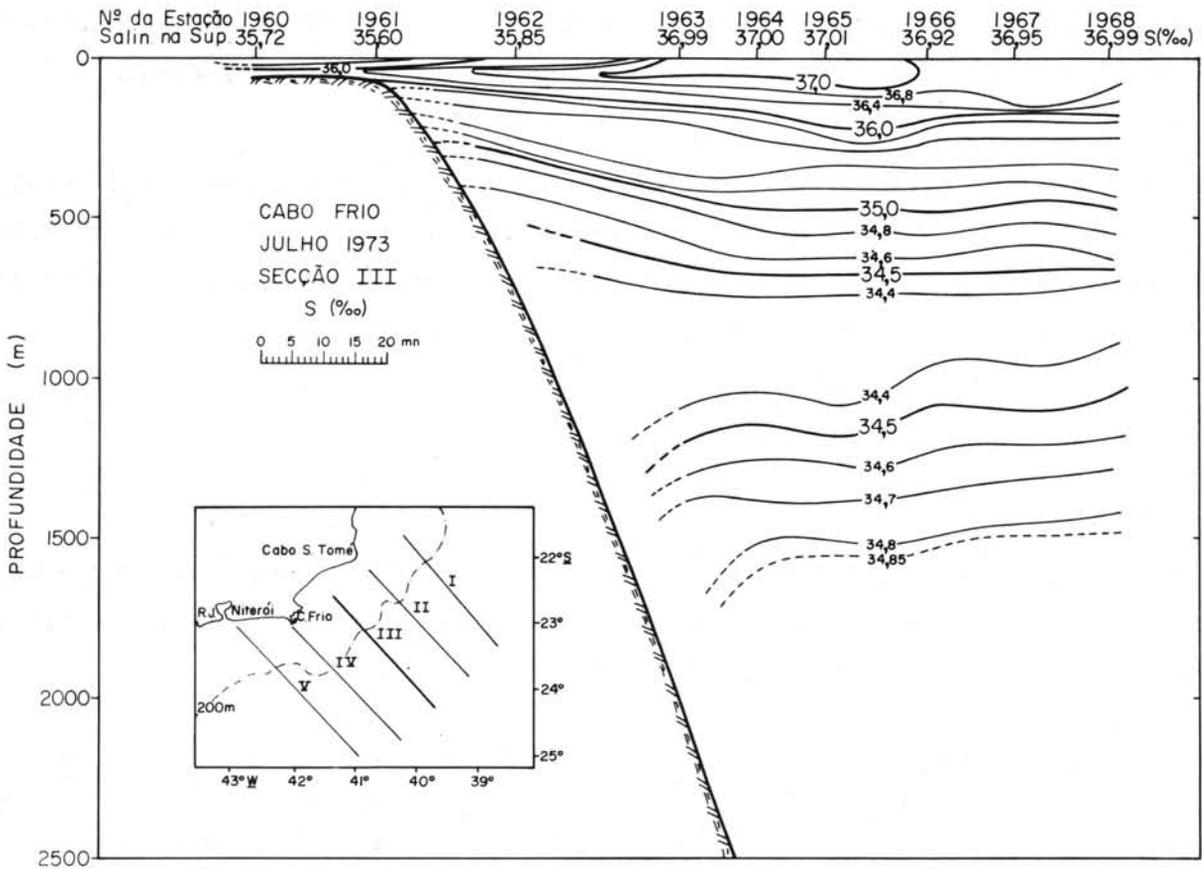


Fig. 24 - Estrutura vertical da salinidade na secção III.

- Água Central do Atlântico Sul (ACAS)

($34,5 < S < 36,0^{\circ}/\text{oo}$, $6,0 < T < 18,0^{\circ}\text{C}$) - Fora da plataforma foi encontrada desde 200 m de profundidade até 700 m, com uma espessura de 500 m. Quando ela ocorreu sobre a plataforma, localizou-se entre 100 e 120 m, portanto com uma espessura de apenas 20 m.

- Água Intermediária Antártica (AIA)

($34,1 < S < 34,6^{\circ}/\text{oo}$, $3,0 < T < 5,0^{\circ}\text{C}$) - Ocorreu desde a profundidade de 700 até 1.100 m, portanto com uma espessura máxima de 400 m.

- Água Profunda do Atlântico Norte (APAN)

Ocorreu abaixo dos 1.100 m de profundidade até onde as observações se estenderam. Ela se caracteriza pelo pequeno aumento da temperatura e salinidade

com a profundidade. Neste trabalho a temperatura esteve compreendida entre 3,0 e 3,8°C, e a salinidade entre 34,1 e 34,9‰.

ESTRUTURAS VERTICAIS DA VELOCIDADE GEOSTRÓFICA E TRANSPORTE DE VOLUME

As estruturas verticais da velocidade geostrófica ao longo das cinco secções amostradas encontram-se esquematizadas nas Figuras 32-36.

Na secção I (Fig. 32) foi cruzado somente o ramo da Corrente do Brasil mais distante da costa e o valor máximo da corrente na superfície foi de 18,5 cm/s. Entretanto, aparecem entre as estações 1948 e 1949, valores negativos de velocidade indicando haver um fluxo para nordeste. Isto se deve ao fato de que existia um pequeno meandro da corrente entre as estações 1948 e 1949 (Fig. 15).

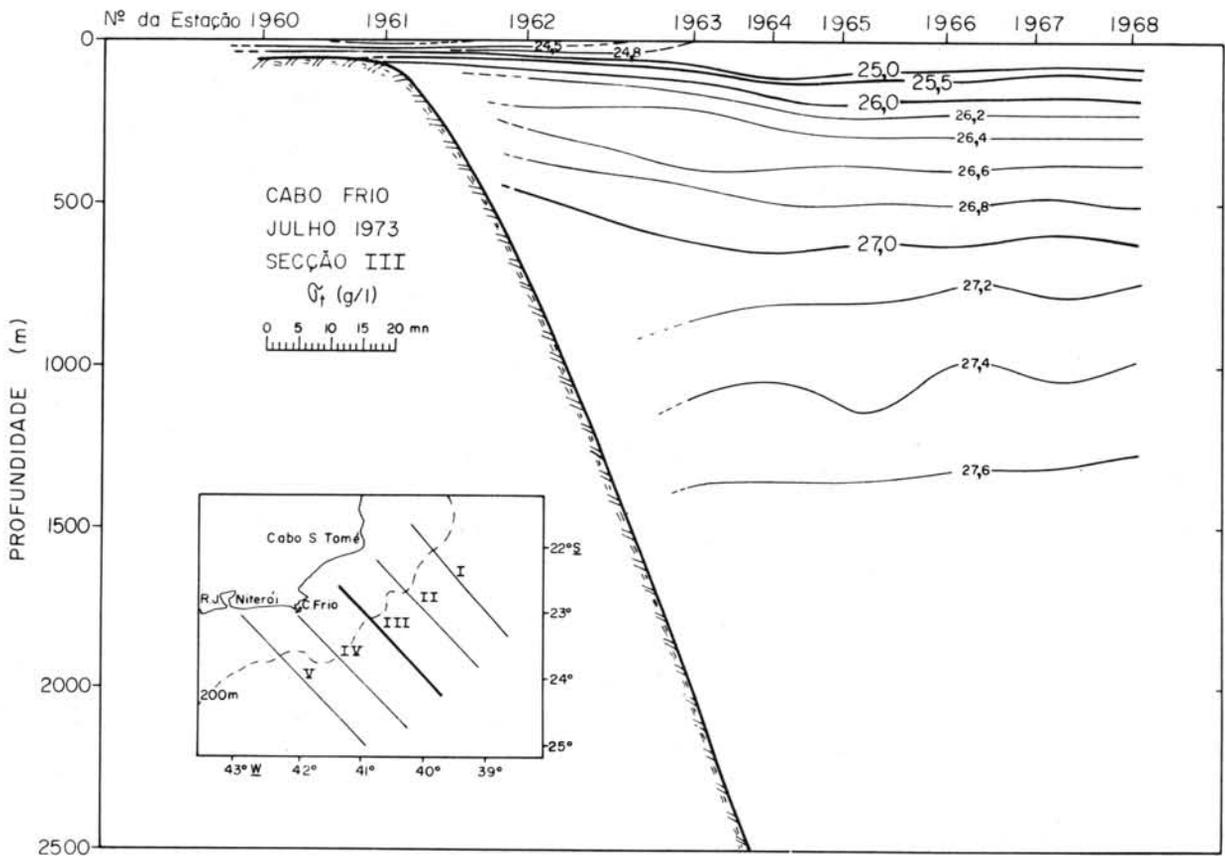


Fig. 25 - Estrutura vertical de sigma-t na secção III.

Na secção II, já houve o cruzamento parcial do ramo principal da Corrente do Brasil (mais próximo da costa), cuja velocidade máxima na superfície atingiu um valor de quase 50 cm/s (Fig. 33), havendo uma indicação pelas distribuições de temperatura e salinidade (Figs 13-14) de que este ramo da corrente se estende até a plataforma continental. Os valores negativos indicam a existência de uma contra-corrente causada pelo vórtice anticiclônico já mencionado por ocasião da discussão da topografia dinâmica (Fig. 15). Nas proximidades da estação 1953, o ramo mais afastado da costa se fez presente, acusando um valor de velocidade na superfície da ordem de 25 cm/s.

Na secção III (Fig. 34) houve também o cruzamento dos dois ramos da corrente e do vórtice anticiclônico. O ramo mais próximo da costa acusou uma velocidade máxima na superfície da ordem de 75 cm/s e o mais distante cerca de 18 cm/s. O ramo do vórtice que flui para nordeste apresentou uma velocidade máxima na superfície de cerca de 26 cm/s.

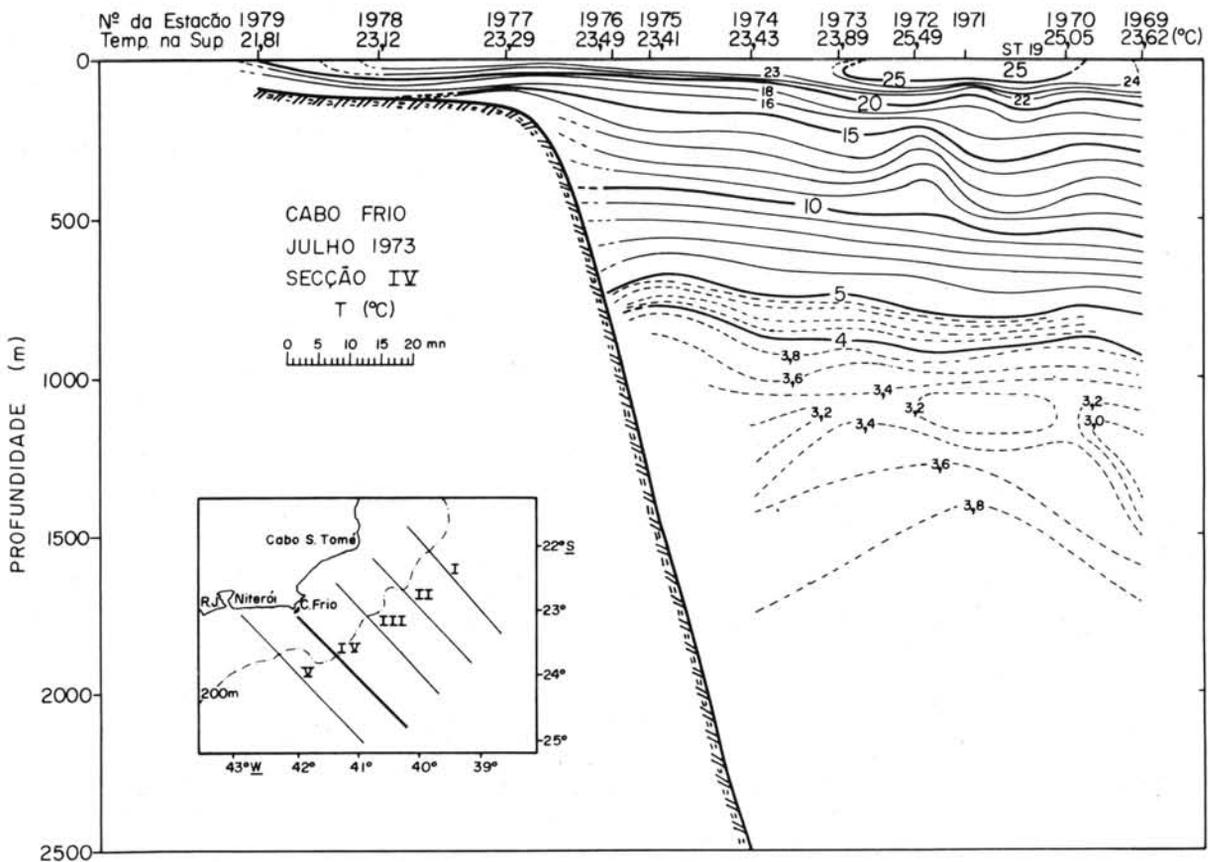
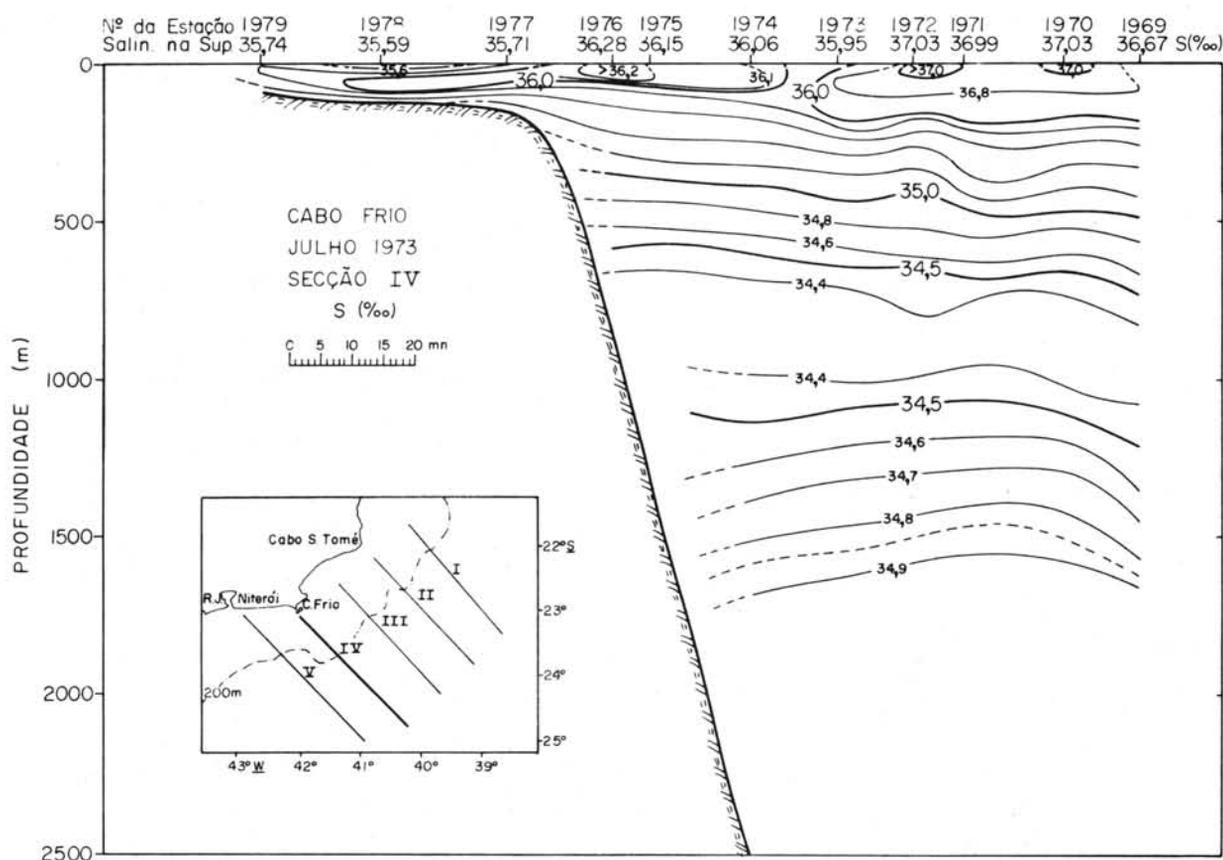


Fig. 26 - Estrutura vertical da temperatura na secção IV.



Na parte do meandro mais afastada da costa, entre as estações 1987 e 1988, a corrente na superfície assumiu um valor máximo de velocidade da ordem de 68 cm/s.

A Tabela I mostra os resultados da velocidade na superfície e do transporte de volume entre todos os pares de estações nas quais foi aplicado o cálculo geostrofico, bem como os transportes de volume resultantes de cada secção amostrada. As velocidades e os transportes de volume com sinal negativo indicam que o fluxo era para nordeste e os positivos para sudoeste.

O melhor resultado do transporte de volume resultante, cerca de $14 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, foi encontrado na secção IV. Isto decorre do fato de que nessa secção a Corrente do Brasil foi cruzada quase que totalmente e, dentro da precisão que o cálculo geostrofico pode fornecer, é o valor que mais se aproxima da realidade.

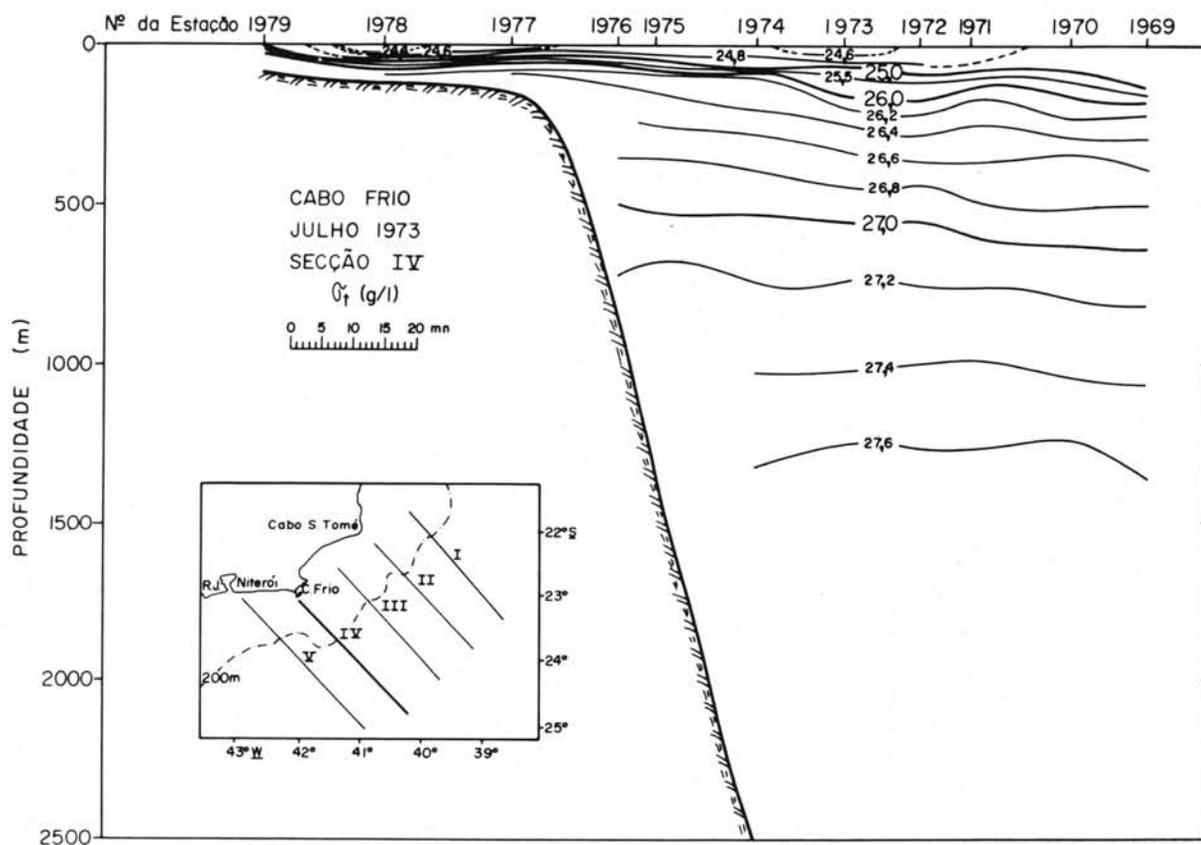


Fig. 28 - Estrutura vertical de sigma-t na secção IV.

TABELA I - Transporte de volume através das cinco secções amostradas. Os valores positivos indicam o transporte para sudoeste e os negativos para nordeste

Pares de estações	Velocidade na superfície (cm s ⁻¹)	Transporte de volume (10 ⁶ m ³ s ⁻¹)	Nível de referência (db)
1945-46	9,7	1,70	800
1946-47	6,2	0,54	500
1947-48	18,5	2,49	750
1948-49	- 5,0	- 0,75	800
1949-50	15,3	0,63	600
1950-51	9,9	0,54	500
Transporte de volume resultante na secção I		5,15 x 10 ⁶ m ³ /s	
1952-53	3,8	1,48	1.000
1953-54	25,3	2,79	1.000
1954-55	- 18,9	- 5,00	1.000
1955-56	5,1	1,17	750
1956-57	51,7	3,98	700
Transporte de volume resultante na secção II		4,42 x 10 ⁶ m ³ /s	
1962-63	20,5	2,44	500
1963-64	74,8	2,75	650
1964-65	13,3	2,05	1.300
1965-66	- 5,6	- 0,10	750
1966-67	- 26,3	- 1,64	650
1967-68	18,2	2,47	650
Transporte de volume resultante na secção III		7,97 x 10 ⁶ m ³ /s	
1969-70	3,1	0,36	500
1970-73	22,7	6,68	1.100
1973-74	61,6	3,31	950
1974-75	30,3	2,89	800
1975-76	28,2	0,64	600
Transporte de volume resultante na secção IV		13,88 x 10 ⁶ m ³ /s	
1984-85	- 20,4	- 0,72	450
1985-86	3,4	1,59	950
1986-87	2,4	0,74	900
1987-88	67,9	6,23	1.300
1988-89	20,4	5,36	1.300
Transporte de volume resultante na secção V		13,20 x 10 ⁶ m ³ /s	

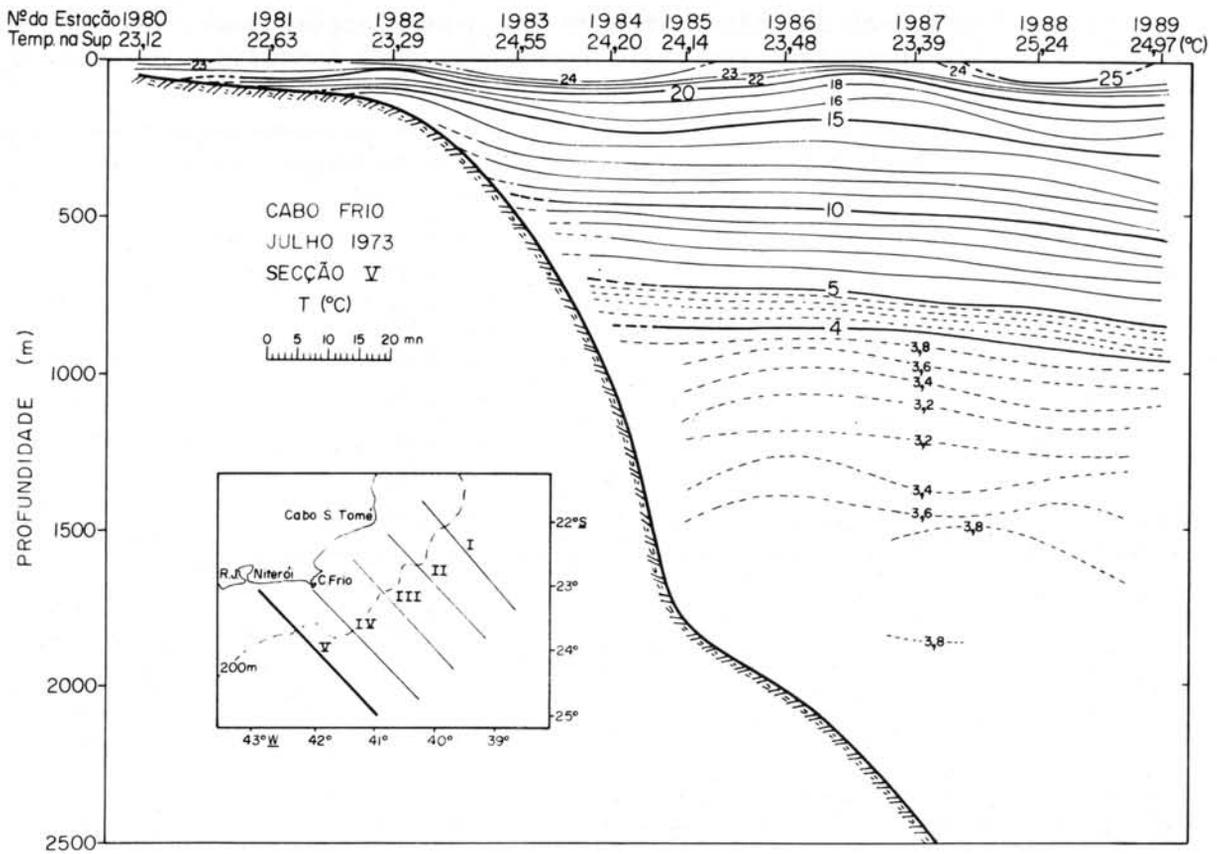


Fig. 29 - Estrutura vertical da temperatura na secção V.

CONCLUSÕES

A Corrente do Brasil desempenha no hemisfério sul o mesmo papel da Corrente do Golfo no hemisfério norte, sendo por esta razão citada em termos comparativos (Stommel, 1960) nos estudos sobre a dinâmica das correntes de limite oeste do Oceano Atlântico.

O modelo geostrofico deste trabalho confirma resultados anteriores, indicando que ambas as correntes assemelham-se muito no aspecto de sua variabilidade, com ênfase na geração de meandros e vórtices.

Com relação aos vórtices, eles foram observados nos períodos de abril de 1970 e julho de 1973. Como ficou evidenciado neste último período, esses vórtices separam a Corrente do Brasil em dois ramos. O principal flui nas

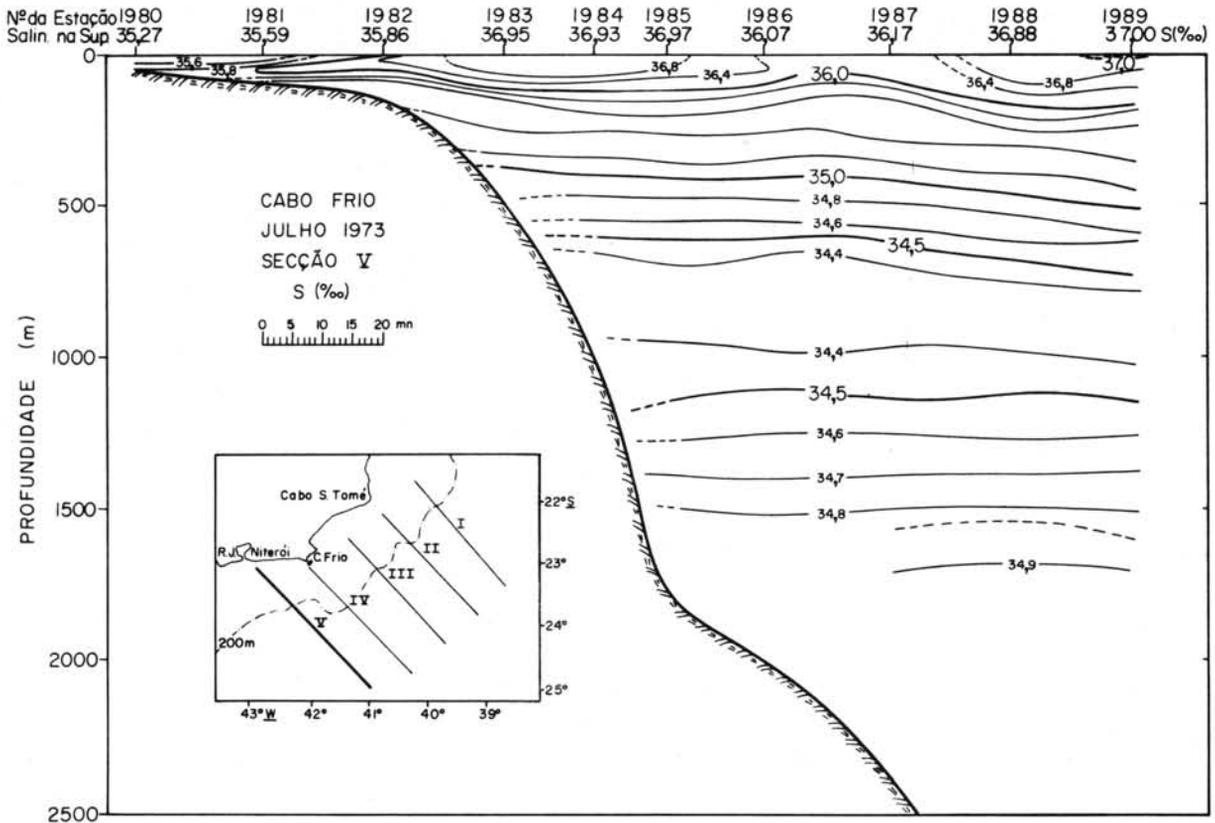


Fig. 30 - Estrutura vertical da salinidade na secção V.

vizinhanças do talude continental com uma velocidade máxima constatada da ordem de 70 cm/s, enquanto que o secundário, menos intenso, com velocidades máximas da ordem de 30 cm/s, flui a leste do vórtice.

Fuglister *et al.* (1974), concluíram que a Corrente do Golfo é uma corrente intensa que meandra como uma estrutura coerente, com o núcleo de velocidades elevadas movimentando-se juntamente com a estrutura térmica de superfície. Como se observou neste trabalho, as isolinhas de temperatura na região mais intensa da Corrente do Brasil, assemelham-se com as linhas de corrente, refletindo a sua variabilidade em concordância com as mesmas características da Corrente do Golfo.

De acordo com Fuglister *et al.* (*op. cit.*), os transportes mínimos e máximos de volume da Corrente do Golfo são da ordem de $77 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ e $227 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente, enquanto que o valor máximo do transporte de volume determinado neste trabalho foi de $14 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Não obstante o

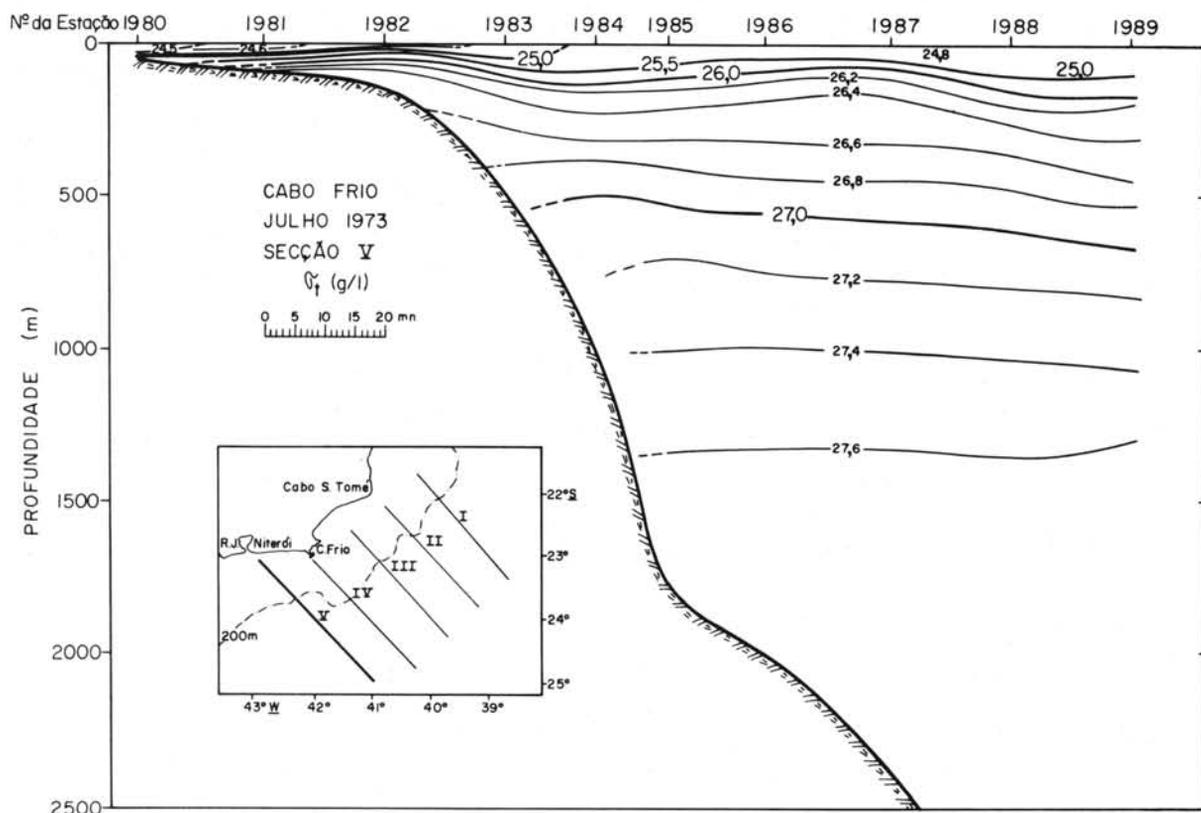
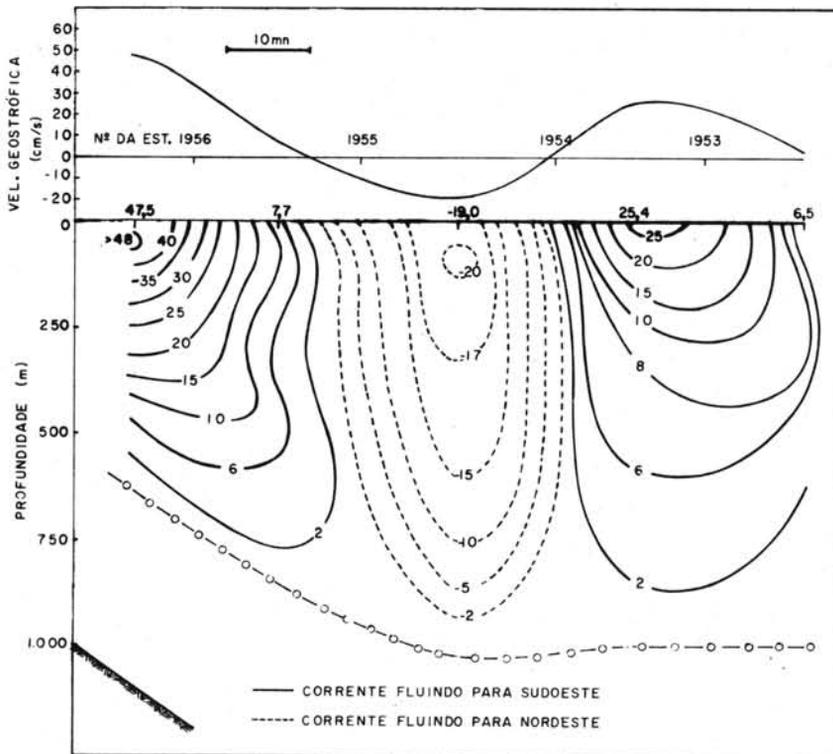
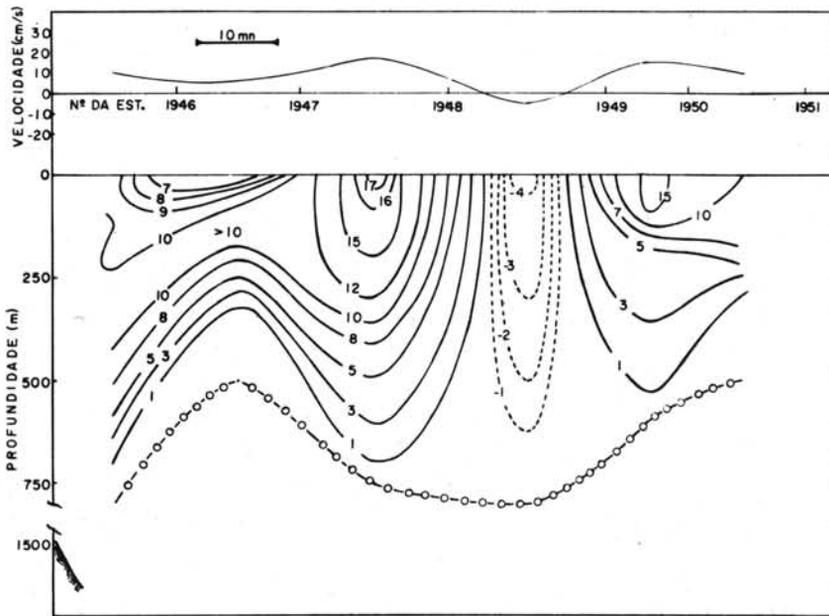


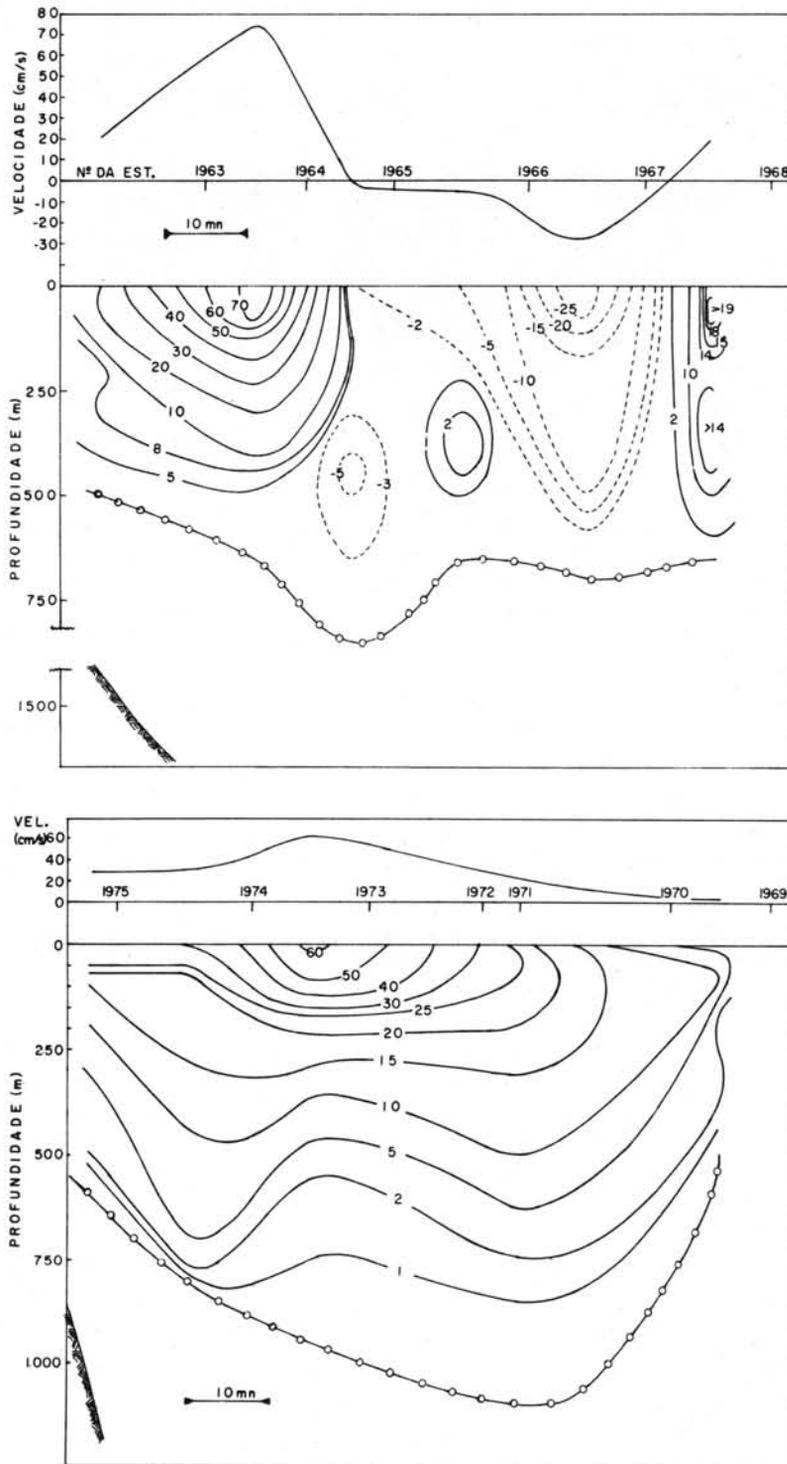
Fig. 31 - Estrutura vertical de sigma-t na secção V.

seu pequeno transporte, quando comparado com o da Corrente do Golfo, a Corrente do Brasil cumpre possivelmente um papel importante quando se considera uma secção vertical ao longo de um paralelo cruzando o Atlântico Sul. Com efeito, lembrando-se que no esquema geral da circulação no limite oeste do Atlântico Sul existe a Corrente Sub-Antártica Intermediária, fluindo para o norte entre as profundidades de 500 e 1.000 m cerca do talude continental, com um transporte de volume de $7 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Wüst, 1957), parece lógico concluir que, por razões de continuidade, parte do transporte resultante da Corrente do Brasil compense esse fluxo para o norte.

Como foi observado neste trabalho, não houve o aparecimento de núcleos acentuados de baixas temperaturas sobre a região da plataforma continental junto à costa durante o período de julho de 1973. Entretanto, durante os períodos de janeiro, abril, e julho de 1970, esses núcleos foram observados, sugerindo a provável existência de ressurgência durante esses períodos.



Figs 32-33 - Estruturas verticais da velocidade geostrófica em cm/s nas secções I e II, respectivamente. Sua variação na superfície está indicada na parte superior da figura. As linhas pontilhadas indicam o fluxo para nordeste e as cheias para sudoeste. (o-o-o-o-o-o-o = nível de referência).



Figs 34-35 - Estruturas verticais da velocidade geostrófica em cm/s nas seções III e IV, respectivamente. Sua variação na superfície está indicada na parte superior da figura. As linhas pontilhadas indicam o fluxo para nordeste e as cheias para sudoeste. (o-o-o-o-o-o-o = nível de referência).

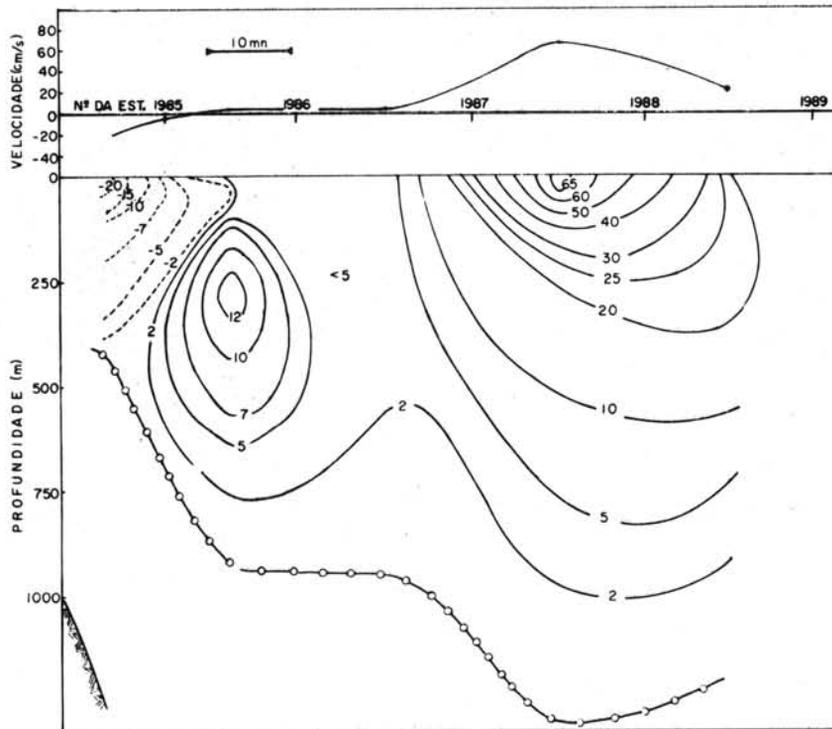


Fig. 36 - Estrutura vertical da velocidade geostrófica em cm/s na secção V. Sua variação na superfície está indicada na parte superior da figura. As linhas pontilhadas indicam o fluxo para nordeste e as cheias para sudoeste. (o-o-o-o-o-o-o = nível de referência).

Este fato pode ser explicado através da invasão da Corrente do Brasil sobre a plataforma continental, que provavelmente bloqueou o desenvolvimento da divergência unilateral, mesmo que as condições de vento pudessem ter favorecido esse fenômeno.

Além da importância do conhecimento da variabilidade da Corrente do Brasil para a pesca e a navegação, ela também é importante no aspecto climatológico, lembrando que nos processos de interação ar-mar, ou seja, a transferência de calor latente e calor sensível para a atmosfera, por ser uma corrente quente, ela transporta quantidades de calor para regiões mais frias, modificando assim as características climáticas nas proximidades do seu percurso.

Como sugestão, fica clara a necessidade da utilização de medidas diretas para a complementação do método dinâmico, principalmente na região na qual a Corrente do Brasil invade a plataforma continental.

Por outro lado, há também a necessidade de realizar cruzeiros mais longos a fim de estudar com maiores detalhes a formação, o caráter migratório e a duração dos vórtices, bem como da utilização de um maior número de navios, fazendo observações simultâneas em áreas mais extensas, a fim de que os resultados obtidos dessa forma assumam uma configuração mais sinótica.

RESUMO

Tal estudo teve por finalidade avaliar a velocidade e o transporte de volume da Corrente do Brasil, no seu trecho entre Cabo de São Tomé e Cabo Frio, fazendo uso do cálculo geostrofico aplicado às secções amostradas durante os cruzeiros de abril e julho de 1970 e de julho de 1973.

Foram localizados dois vórtices anticiclônicos, um durante o período de abril de 1970 e o outro durante julho de 1973. O valor máximo de velocidade da corrente na superfície foi de aproximadamente 70 cm/s e o transporte de volume foi de $14 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Foi possível também confirmar a existência de um meandro da Corrente do Brasil através da utilização de uma secção de BT (batitermógrafo mecânico) associada a um registro contínuo de salinidade e de temperatura obtido com um termosalinógrafo.

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Luiz Bruner de Miranda apresento os meus melhores agradecimentos pela orientação desta dissertação, pelo incentivo para a sua realização e por ter colocado a minha disposição parte dos dados do Projeto Cobra, realizado sob sua coordenação.

Ao Vice-Almirante Alberto dos Santos Franco, ex-diretor geral do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, ao Eng. Argeo Maglioca, chefe do Departamento de oceanografia física do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, pelas facilidades concedidas na participação dos cruzeiros oceanográficos, análise da água do mar no laboratório e utilização dos dados.

Ao Prof. Dr. Carlos Eduardo de Almeida, ao Prof. Dr. Giorgio Moscati e ao Dr. Paulo César Leone, pela colaboração na implantação do curso de Pós-Graduação na área de Oceanografia Física.

Ao colega Yoshimine Ikeda, pela colaboração na discussão dos resultados.

À UNESCO (United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization), USAID (United States Agency for the International Development), e à FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pela subvenção de verbas a fim de contribuir com a minha especialização no exterior.

Ao Dr. William Redwood Wright, oceanógrafo físico do Woods Hole Oceanographic Institution, pela sua valorosa orientação e pela ajuda na obtenção da listagem do programa utilizado no processamento dos dados deste trabalho.

À FAPESP, pelo fato de ter doado ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo o sistema de navegação por satélite, instalado a bordo do N/Oc. "Prof. W. Besnard", sem o qual a precisão adequada do posicionamento das estações oceanográficas não teria sido atingida.

Ao SEMA (Setor de Matemática Aplicada) do Instituto de Física da Universidade de São Paulo, pela utilização de seu computador no processamento dos dados e pela orientação através de sua consultoria e, à Srta. Maria Lúcia dos Santos, pelo seu valoroso auxílio na adaptação do programa utilizado neste trabalho, ao sistema IBM/360 OS.

À OEA (Organização dos Estados Americanos), pelo suporte financeiro, através do Programa Multinacional de Ciências do Mar, para a contratação de professores visitantes e aquisição de equipamento de pesquisa durante o transcurso deste trabalho.

Ao INPE (Instituto de Pesquisas Espaciais) e ao M. Sc. Affonso da Silveira Mascarenhas Jr., coordenador do Projeto SEREMAR, pelo empréstimo do termosalinógrafo utilizado neste trabalho.

Aos estagiários, Marília Junqueira Caldas e Belmiro Mendes de Castro Filho, pela colaboração na digitalização, construção de gráficos e triagem dos dados. Aos Srs. Edson Hidalgo e Marco Montalban, pelos desenhos e reduções. Ao Sr. Waddington de Carvalho Dotti, pela elaboração de alguns dos desenhos. À minha irmã Claudia I. R. Signorini, pela correção da ortografia e

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

Enfim, a todos aqueles que, direta ou indiretamente, colaboraram na elaboração desta dissertação, os meus melhores agradecimentos.

BIBLIOGRAFIA

- DEFANT, A. 1941. Die absolute Topographie des physikalischen Meersniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen im Atlantischen Ozean. Meteor Werk, vol. 6, Nº 2, Liefg. 5, p. 191-260.
- 1961. Physical oceanography. Oxford, Pergamon Press, vol. 1.
- EKMAN, V. W. 1908. Die Zusammendrückbarkeit des Meerwassers. Publs Circonst. Cons. perm. int. Explor. Mer, (43):1-47.
- EMÍLSSON, I. 1959. Alguns aspectos físicos e químicos das águas marinhas brasileiras. Ciênc. Cult., S Paulo, 11(2):44-54.
- 1961. The shelf and coastal waters off southern Brazil. Bolm Inst. oceanogr., S Paulo, 11(2):101-112.
- FOFONOFF, N. P. 1962. Physical properties of sea-water. In: HILL, M. N., ed.- The sea: ideas and observations on progress in the study of the seas. New York, Interscience, vol. 1, p. 335-336.
- FOMIN, L. M. 1964. The dynamic method in oceanography. Amsterdam, Elsevier, p. 5-6, 63-71, 142.
- FUGLISTER, F. C. 1960. Atlantic Ocean atlas of temperature and salinity profiles and data from the International Geophysical Year of 1957-58. Woods Hole oceanogr. Instn, Atlas Ser., 1.
- 1972. Cyclonic rings formed by the Gulf Stream 1965-66. In: GORDON, A. L., ed.- Studies in physical oceanography: a tribute to Georg Wüst on his 80th birthday. New York, Gordon & Breach, vol. 1, p. 137-168.
- ; LUYTEN, J. R. & ROBINSON, A. R. 1974. Transient Gulf Stream meandering. Part 1. An observational experiment. J. phys. Oceanogr., 4(2):237-255.
- HESS, S. L. 1959. Introduction to theoretical meteorology. New York, Holt, p. 180-196.

- IKEDA, Y. 1974. Variações em escala média da temperatura e da salinidade do mar na região entre a Baía da Guanabara e Cabo Frio. Dissertação de mestrado. Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 80 p.
- ; MIRANDA, L. B. de & ROCK, N. J. 1971. Observations on stages of upwelling in the region of Cabo Frio (Brazil) as conducted by continuous surface temperature and salinity measurements. United Nations Panel Meeting on the Establishment and Implementation of Research Programmes in Remote Sensing, Rep. 14/ONU/INPE. INPE, Rep. LAPE, 176, 5:74-97.
- JOINT PANEL ON OCEANOGRAPHIC TABLES AND STANDARDS. 1966. International Oceanographic Tables. Paris/Godalming Surrey, NIO and UNESCO, 118 p.
- MASCARENHAS JR., A. da S.; MIRANDA, L. B. de & ROCK, N. J. 1971. 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, vol. 1, p. 285-308.
- MIRANDA, L. B. de; IKEDA, Y. & MASCARENHAS JR., A. da S. 1970. Flutuações da Corrente do Brasil e variações da distribuição horizontal da temperatura na região costeira entre Cabo de São Tomé e a Ilha de São Sebastião em janeiro/fevereiro e abril de 1970. Trabalho apresentado no Simpósio de Ecologia Tropical da XXII Reunião Anual da SBPC.
- NEUMANN, G. & PIERSON JR., W. J. 1966. Principles of physical oceanography. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, xii + 545 p.
- SCHUMACHER, A. 1943. Monatskarten der Oberflächenströmungen in aquatorialen und Südlichen Atlantischen Ozean. Annln Hydrogr. Berl., 2(4/6):209-219.
- SILVA, P. de C. M. da 1965. Problemas da circulação oceânica nas águas brasileiras. Anais Acad. bras. Ciênc., 37(supl.):157-158.
- STOMMEL, H. 1960. The Gulf Stream: a physical and dynamical description. Berkeley, Univ. California Press, xiii + 202 p.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W. & FLEMING, R. H. 1942. The ocean; their physics, chemistry and general biology. Englewood Cliffs, N. J., Prentice Hall, x + 1087 p.
- WARREN, B. 1966. Oceanic circulation. In: FAIRBRIDGE, R. W., ed.- The encyclopedia of oceanography. New York, Reinhold, p. 590-597.
- WÜST, G. 1957. Quantitative Untersuchungen zur Statik und Dynamik des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. dt. atlant. Exped. "Meteor", 6 Teil 2(6):261-420.

WÜST, G. 1965. Watermasses and circulation in the Western South Atlantic. Anais Acad. bras. Ciênc., 37(supl.):87-91.

——— & DEFANT, A. 1936. Atlas zur schichtung und zirkulation des Atlanstischen Ozeans. Wiss. Ergebn. dt. atlant. Exped. "Meteor", 6 Teil A, B & C: Atlas.

(Recebido em 14/abril/1975)