

CAPÍTULO 11 - O FENÔMENO DA TRANSFERÊNCIA - TURBULÊNCIA - MISTURA

1. Introdução

Ao considerar o fluxo geostrófico, acelerações devidas à fricção interna (viscosidade) foram desprezadas. Embora isto se justifique pela razoável precisão do método geostrófico no estudo das correntes oceânicas, grande parte da circulação oceânica é devida aos ventos de superfície, e o mecanismo de acoplamento é a fricção. Também o cisalhamento entre correntes (fricção) resulta sempre em acelerações viscosas; e, finalmente, é necessário considerar a fricção das correntes no fundo oceânico.

Neste capítulo, serão estudados os mecanismos de transferência de momento, calor e materiais dissolvidos no oceano - incluindo também os fenômenos de turbulência e mistura.

2. Transferência de momento - viscosidade

Considere-se um corpo sólido simples apoiado num plano $z=h$ (Figura 1); na superfície deste corpo ($z=0$), uma força é aplicada na direção x ; o corpo sofre então uma deformação (Δx), devido à força aplicada e também devido a uma força igual (e no sentido oposto) aplicada no plano de apoio. A "tensão de cisalhamento" τ é dada pela força aplicada na direção x por unidade de área no plano z . Numa primeira aproximação, a deformação consiste de um movimento diferencial horizontal Δx num nível z em relação a outro nível $z + \Delta z$. Num corpo sólido, determinam-se então parâmetros de elasticidade, rigidez e deformação, em função das forças aplicadas.

A propriedade que define um fluido é que, ao aplicar a tensão de cisalhamento, não há limite para a deformação; há, entretanto, grande variação das taxas de deformação, em função das tensões consideradas. As tensões de cisalhamento geram gradientes de velocidade nos fluidos, normalmente segundo a relação

$$\tau = -\mu \frac{dV}{dz}$$

$\frac{3 \text{ N/m}^2}{0,5 \text{ m}}$

$\rightarrow 0,5 \text{ m/s}$

$\rightarrow 0,2 \text{ m/s}$

$\rightarrow 0,1 \text{ m/s}$

variação ↑ na superfície e diminui com a profundidade

(1)

onde V é a velocidade na direção x e μ é o coeficiente de viscosidade dinâmica; μ normalmente é dado em $\text{kg/m}^2\text{s}$.

Considere-se um canal com profundidade uniforme $z=h$ onde uma tensão τ é aplicada na superfície $z = 0$ (Figura 2). No fundo, $V(h) = 0$, e o fundo aplica uma tensão igual (e no sentido oposto) no fluido, para que o sistema seja balanceado num fluxo estacionário. Sendo $V(0)$ a velocidade na superfície e μ constante no fluido, a distribuição de velocidade é (Figura 2):

$$V(z) = \frac{\tau}{\mu} (h - z)$$

constantes $\mu, k, \nu,$
determinadas em
laboratório, contém só
a variação molecular no oceano, turbulência
aumentam muito os coeficientes, variação turbulenta

(2)

Para condições estacionárias, com viscosidade constante, resulta um gradiente de velocidade constante - caracterizando um tipo especial de fluxo - o "fluxo laminar".

Considere-se um cisalhamento τ aplicado a um fluido de profundidade h ; esta força por unidade de área é igual à taxa de variação de momento por unidade de coluna; portanto,

$$\tau = - \int_0^h \frac{d(\rho V)}{dt} dz \quad (3)$$

no quantidade de movimento

onde ρ é a densidade do fluido e t é o tempo. Substituindo (1) em (3) e derivando a expressão resultante em relação a z , resulta

$$\frac{d}{dz} \left(\mu \frac{dV}{dz} \right) = \frac{d(\rho V)}{dt} \quad (4)$$

Sendo ρ e μ constantes, se tem

$$\frac{dV}{dt} = \frac{\mu}{\rho} \frac{d^2 V}{dz^2} \quad (5)$$

variação da quantidade de movimento no eixo z

onde μ/ρ é chamado "coeficiente de viscosidade cinemática", normalmente dado em m^2/s .

3. Transferência de calor

As temperaturas dos corpos d'água em contato indicam se eles estão em equilíbrio térmico ou não; se dois sistemas com diferentes temperaturas estão em contato, o calor flui de um para outro, de modo a igualar as temperaturas. Ao fluir do sistema com temperatura mais alta para o sistema com temperatura mais baixa, o fluxo de calor por unidade de área normal à sua trajetória é proporcional ao gradiente de temperatura.

Portanto, para um fluxo de calor na direção vertical (eixo z), a expressão matemática correspondente é:

$$\text{Fluxo de calor} = -K \frac{dT}{dz} \quad (6)$$

temperatura
fluxo calor
o por isso o sinal -

onde T é a temperatura e K é o coeficiente de condução do calor ou condutividade térmica.

A variação da quantidade de calor dQ por unidade de volume é expressa em função da variação de temperatura dT como

$$dQ = \rho C_p dT \quad (7)$$

onde C_p é o calor específico a pressão constante. Dessa forma, o fluxo de calor através de uma secção normal ao eixo z pode também ser expresso como

$$\text{Fluxo de calor} = - \int_0^h \frac{d(\rho C_p dT)}{dt} dz \quad (8)$$

Derivando (8) em relação a z se tem

$$\frac{d}{dz} (\text{Fluxo de calor}) = \frac{d}{dt} (\rho C_p dT) \quad (9)$$

Substituindo (6) em (9) resulta

$$\frac{d}{dz} \left(K \frac{dT}{dz} \right) = \frac{d}{dt} (\rho C_p dT) \quad (10)$$

Se K , ρ e C_p puderem ser considerados constantes, resulta então

$$\frac{dT}{dt} = \frac{K}{\rho C_p} \frac{d^2 T}{dz^2}$$

a variação da temperatura no tempo é proporcional a 2ª derivada da temperatura em relação a profundidade (11)

↳ condutividade termométrica

O coeficiente $k = K/(\rho C_p)$ é conhecido como condutividade termométrica ou difusividade térmica, sendo normalmente dado em m^2/s .

4. Difusão

Se a concentração C de uma substância varia de ponto para ponto, há uma tendência para um estado de equilíbrio no qual a concentração é uniforme. O fluxo da substância (normalmente dado em $kg/m^2/s$) é proporcional ao gradiente de sua concentração.

Dessa forma, considerando novamente um fluxo na direção vertical, se tem

$$\text{Fluxo da substância} = -D \frac{dC}{dz} \quad (12)$$

onde C é adimensional (normalmente gramas da substância por gramas de água) e D é o coeficiente de difusão (normalmente dado em $kg/m/s$). Utilizando argumentos similares aos da secção anterior, se tem

$$\frac{d}{dz} \left(D \frac{dC}{dz} \right) = \frac{d}{dt} (\rho C) \quad (13)$$

E sendo D e ρ constantes, resulta

$$\frac{dC}{dt} = \frac{D}{\rho} \frac{d^2 C}{dz^2}$$

variação da condutividade no tempo é proporcional
a 2ª derivada da condutividade em relação
à profundidade. (14)

Como exemplo, a substância em questão pode ser o sal e, neste caso, C representa a salinidade.

5. A Teoria Cinética

As expressões (5), (11) e (14) mostram que as transferências de momento, calor e sal são governadas por leis similares. Estas transferências ocorrem através de um movimento aleatório dos elementos que compõem os sistemas. Pequenas quantidades de material, com determinadas características de velocidade, temperatura ou concentração, são carregadas a regiões vizinhas, onde estes parâmetros tem valores diferentes. E então, numa escala macroscópica, há um transporte de momento, calor ou sal, e uma diminuição dos gradientes.

Na teoria cinética dos gases, a transferência é considerada como resultante de movimentos aleatórios das moléculas. A teoria cinética dos líquidos é similar à dos gases, sendo que o movimento aleatório das moléculas é substituído pela vibração das moléculas em relação a posições de equilíbrio. Para pequenas quantidades de fluido, como em condições de laboratório, e com fluxos de baixa velocidade do fluido, o fenômeno da transferência segue rigorosamente a formulação matemática acima apresentada. Neste caso, para determinadas condições de temperatura, pressão e concentração, determinam-se valores dos coeficientes moleculares de viscosidade, condução de calor e difusão.

6. Representação da transferência no oceano real

No tratamento de grandes quantidades de fluido, ao utilizar as expressões matemáticas representativas do fenômeno da transferência, se tem as seguintes dificuldades:

- 1) Os coeficientes μ/ρ , k e D/ρ são muito maiores que os correspondentes coeficientes moleculares. Isto porque, além dos movimentos moleculares, no oceano há movimentos aleatórios maiores, os quais carregam consigo quantidades macroscópicas do fluido para regiões com concentrações diferentes, aumentando assim a taxa de transferência. Esses movimentos são chamados vórtices ou turbilhões.
- 2) Os coeficientes de transferência variam com a escala do movimento em estudo. Num regime de fluxo turbulento, há todo um espectro de dimensões de vórtices; o limite superior dos turbilhões é imposto pela extensão do fluido. Às vezes, grandes vórtices não são tão efetivos no processo de transferência das propriedades, enquanto que vórtices menores podem ser altamente efetivos neste aspecto.
- 3) Os coeficientes não são isotrópicos. Normalmente, as transferências horizontais são muito diferentes das verticais. Os coeficientes relativos a transferências na vertical dependem bastante da estabilidade das colunas. Normalmente, a estabilidade inibe componentes verticais dos movimentos turbilhonares, mas não inibe turbilhões horizontais.

- 4) Nos limites dos fluidos (na linha da costa, por exemplo), os coeficientes de transferência tendem aos coeficientes moleculares correspondentes, pois esses limites tendem a inibir os turbilhões de maior escala, e o movimento térmico das moléculas prevalece.
- 5) A presença de cisalhamento das correntes no fluido tende a aumentar os valores dos coeficientes de transferência, pois fornece energia para os turbilhões, favorecendo sua existência. Efetivamente, teorias modernas da turbulência indicam a transferência de energia em cascata, dos turbilhões maiores para os menores, sucessivamente, sendo finalmente esta energia dissipada na forma de calor (Kolmogoroff, 1941).

Finalmente, em analogia à teoria cinética, determinam-se então os coeficientes de viscosidade turbulenta, os coeficientes de condutividade turbulenta e os coeficientes de difusividade turbulenta.

7. Extensão para três dimensões

A equação (5) pode ser estendida para representar a transferência de momento também na horizontal, de modo que

$$\frac{dV}{dt} = \frac{\mu}{\rho} \frac{d^2 V}{dz^2} + \frac{\mu_h}{\rho} \frac{d^2 V}{dx^2} + \frac{\mu_h}{\rho} \frac{d^2 V}{dy^2} \quad (15)$$

partu ser estender p/ temperatura e concentração também

onde μ_h é o coeficiente de viscosidade dinâmica horizontal.

As equações (11) e (14) podem também ser estendidas de forma similar, de modo a incluir as transferências de calor e de substâncias dissolvidas também nas direções horizontais.

8. Turbulência *homogeneização das propriedades paralelas*

Há dois tipos de fluxos num fluido: o laminar (que não apresenta vórtices ou turbilhões) e o turbulento (caracterizado pela presença de vórtices ou turbilhões). As águas no oceano possuem movimentos com características turbulentas.

Os vórtices ou turbilhões devem estar presentes no oceano, de modo a dissipar ou regular os vários tipos de movimento. Sem os vórtices e sem a viscosidade para atenuar os movimentos, as ondas na superfície do mar seriam limitadas apenas pela quebra das cristas; elas seriam muito mais altas, e as correntes no oceano também seriam muito mais fortes.

Vorticidade é a medida da rotação de um sistema.

Stewart (1959) procurou definir turbulência da seguinte forma: "um fluido é considerado turbulento se cada componente de vorticidade é distribuído irregularmente no tempo e no espaço, há transferência de energia das escalas de movimento maiores para as menores, e a separação média de partículas do fluido vizinhas tende a crescer no tempo".

9. Mistura numa região de convergência

A mistura é o processo molecular que tende a remover os gradientes das propriedades do fluido. Ela é favorecida pela turbulência mas é inibida pela viscosidade.

Numa região de convergência, há dois tipos de mistura. A mistura ao longo de superfícies de σ_t é chamada "mistura lateral"; e a mistura através das superfícies de σ_t é chamada "mistura vertical"; os dois processos são importantes.

Numa região de convergência onde a densidade na superfície varia monotonicamente, as linhas de σ_t fluem suavemente da superfície, inclinando-se até atingir o nível de equilíbrio; isto caracteriza a mistura lateral (Figura 3).

Já numa região de convergência onde a densidade na superfície não varia monotonicamente, as águas afundam e a mistura ocorre através das linhas de σ_t , até se atingir o equilíbrio, caracterizando assim a mistura vertical (Figura 4).

Os dois processos não são similares e, conseqüentemente, requerem quantidades de energia diferentes. A mistura lateral envolve a adição de pouca energia, e às vezes nenhuma; já a mistura vertical requer muita energia e assim ela provoca mais turbulência.

↳ energia provém da atmosfera.

10. Processos de mistura

A mistura em escalas acima da difusão molecular é geralmente um resultado da turbulência no fluido; e a geração de turbulência requer um "input" de energia, o qual pode ser na forma de energia cinética (conversão de movimento linear em movimento caótico de turbulência, como no caso de cisalhamento no fluido) ou na forma de energia potencial (como por exemplo numa coluna instável, onde a camada de superfície tenha sido sofrido esfriamento e se tornado mais densa).

Os processos de mistura podem ser classificados de acordo com a origem da energia envolvida, que pode ser externa (por exemplo, ação do vento na superfície) ou interna (por ex, cisalhamento da velocidade). A seguir, serão vistos os processos de mistura, inicialmente na camada de mistura e depois internamente.

Há duas fontes de suprimento de energia na camada de superfície: a tensão de cisalhamento do vento e a troca de calor através da superfície.

O efeito do vento é de gerar movimento horizontal, o qual é máximo na superfície e decresce com a profundidade, ou seja, se tem a geração de cisalhamento vertical de velocidade; se este cisalhamento for suficientemente grande, a turbulência se desenvolve e, como resultado, a mistura na camada superior, o que leva a uma densidade bastante uniforme (Ver Figuras 5a, b). Se o cisalhamento na superfície causar ondas, elas vão adicionar mais energia turbulenta e aumentar a mistura (especialmente se elas quebrarem); adicionalmente, circulações de Langmuir promovem a mistura, possivelmente em toda a camada de mistura.

Uma segunda possibilidade de mistura na camada superior é através de "fluxo de empuxo" (ou de flutuação), devido a variações de densidade. Estas podem ser causadas por transferência de calor através da superfície ou por processos de evaporação / condensação. Por exemplo, ao perder calor, a camada superior se torna instável (flutuação negativa) e resulta uma mistura que aprofunda a camada

de superfície (Ver Figuras 5c, d, e). Há também a possibilidade da camada de superfície ganhar calor, tomando-se menos densa e mais estável (flutuação positiva); nesse caso, a mistura subsequente reduz a espessura da camada de mistura (Ver Figuras 5f, g, h).

Na camada limite do fundo, o cisalhamento de correntes próximo ao fundo do oceano também pode gerar turbulência, e daí mistura.

Correntes devidas a diferenças de densidade também podem causar mistura. Um exemplo se encontra na intrusão de Água Mediterrânea (mais densa, por ter alta salinidade) no Atlântico Norte (em águas menos densas); esta mistura forma uma água com densidade intermediária de relativamente alta salinidade, que pode ser traçada no Atlântico Norte.

Perfis verticais de temperatura, salinidade, densidade ou velocidade podem ser "na forma de degraus", em escalas verticais de decímetros a vários metros, gerando turbulência de pequena escala e camadas internas praticamente homogêneas (Ver Figuras 5i, j).

Outras fontes de energia p/ a mistura se encontram nas interfaces de camadas c/ diferentes densidades ρ e velocidades horizontais u . Sendo z a coordenada vertical (positiva p/ baixo), esta situação é caracterizada pelo Número de Richardson Ri

$$Ri = \frac{g}{\rho} \frac{\frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2}$$

LOZ2
LOZ3
 $\uparrow Ri$

LOZ0
LOZ5
 $\uparrow Ri$

LOZ2
LOZ3
 $\downarrow Ri$

LOZ0
LOZ5
 $\downarrow Ri$

nao no oceano.
 $\uparrow Ri \downarrow$ turbulência,
 $\downarrow Ri \uparrow$ turbulência;
imparcial, importante no oceano

metas a p/ da estratificação e do cisalhamento - na geração da turbulência
nao no oceano.
nao no oceano.
nao no oceano.

*(16) $\uparrow \frac{\partial u}{\partial z}$ - $\downarrow Ri$! turbulência,
 $\downarrow \frac{\partial u}{\partial z}$ $\uparrow Ri$ \downarrow turbulência;*

Os fluxos de tomam instáveis e geram turbulência quando Ri é menor que $\frac{1}{4}$ (adimensional).

Embora a difusão molecular seja menor, em relação aos processos de transferência em grande escala, ela ainda pode ser importante (em escalas de centímetros a um metro). Como a mistura resultante se deve a diferentes taxas de difusão envolvidas, recebe a denominação de "difusão dupla" (double diffusion). Estudos mostram que este tipo de mistura ocorre na intrusão de Água Mediterrânea no Atlântico Norte (com o "salt fingering").

Finalmente, efeitos de flutuação podem ser gerados por interações não lineares entre temperatura, salinidade e densidade da água do mar, especialmente em baixas temperaturas. Note-se o caso do diagrama da Figura 6, onde os tipos d'água A e B, que possuem a mesma densidade potencial, se misturam: o tipo d'água resultante se encontra no segmento AB, com densidade potencial maior, ou seja, foi gerada uma flutuação negativa; conseqüentemente, a mistura resultante tende a afundar. Note-se que, no caso apresentado, há a necessidade de algum mecanismo anterior que promova a mistura dos tipos A e B; mas, uma vez iniciado, o processo tende a gerar mais mistura. Estudos mostram que a formação da Água Antártica de Fundo segue o padrão aqui descrito.

Fluxo de momento = $-\mu \frac{dV}{dz}$	Fluxo de calor = $-K \frac{dT}{dz}$	Fluxo da substância $= -D \frac{dC}{dz}$
Fluxo de momento $= - \int_0^h \frac{d(\rho V)}{dt} dz$	Fluxo de calor $= - \int_0^h \frac{d(\rho C_p dT)}{dt} dz$	
$\frac{d}{dz} \left(\mu \frac{dV}{dz} \right) =$ $\frac{d(\rho V)}{dt}$	$\frac{d}{dz} \left(K \frac{dT}{dz} \right)$ $= \frac{d}{dt} (\rho C_p dT)$	$\frac{d}{dz} \left(D \frac{dC}{dz} \right)$ $= \frac{d}{dt} (\rho C)$
$\frac{dV}{dt} = \frac{\mu}{\rho} \frac{d^2 V}{dz^2}$	$\frac{dT}{dt} = \frac{K}{\rho C_p} \frac{d^2 T}{dz^2}$	$\frac{dC}{dt} = \frac{D}{\rho} \frac{d^2 C}{dz^2}$

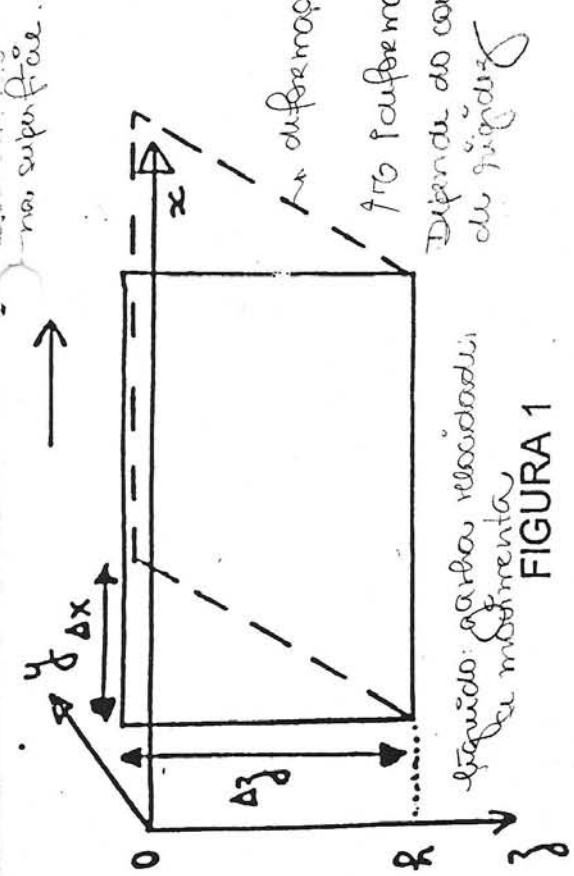


FIGURA 1

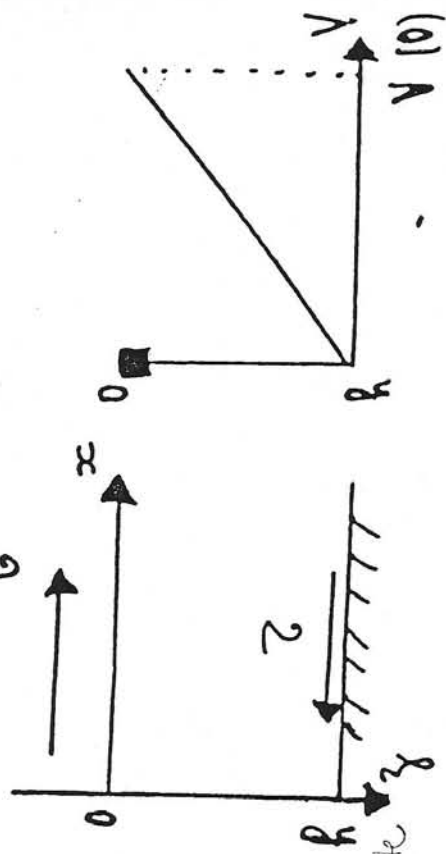
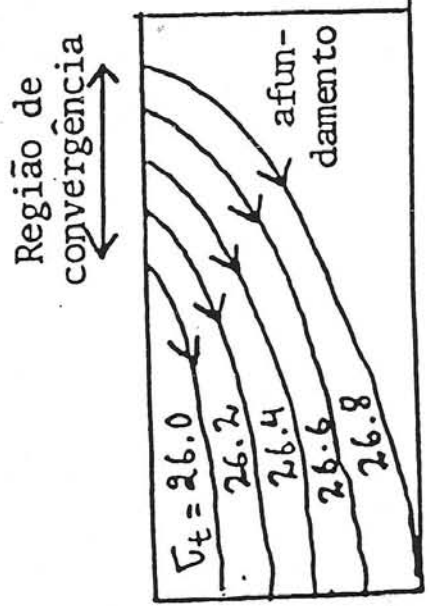


FIGURA 2



Mistura lateral

FIGURA 3

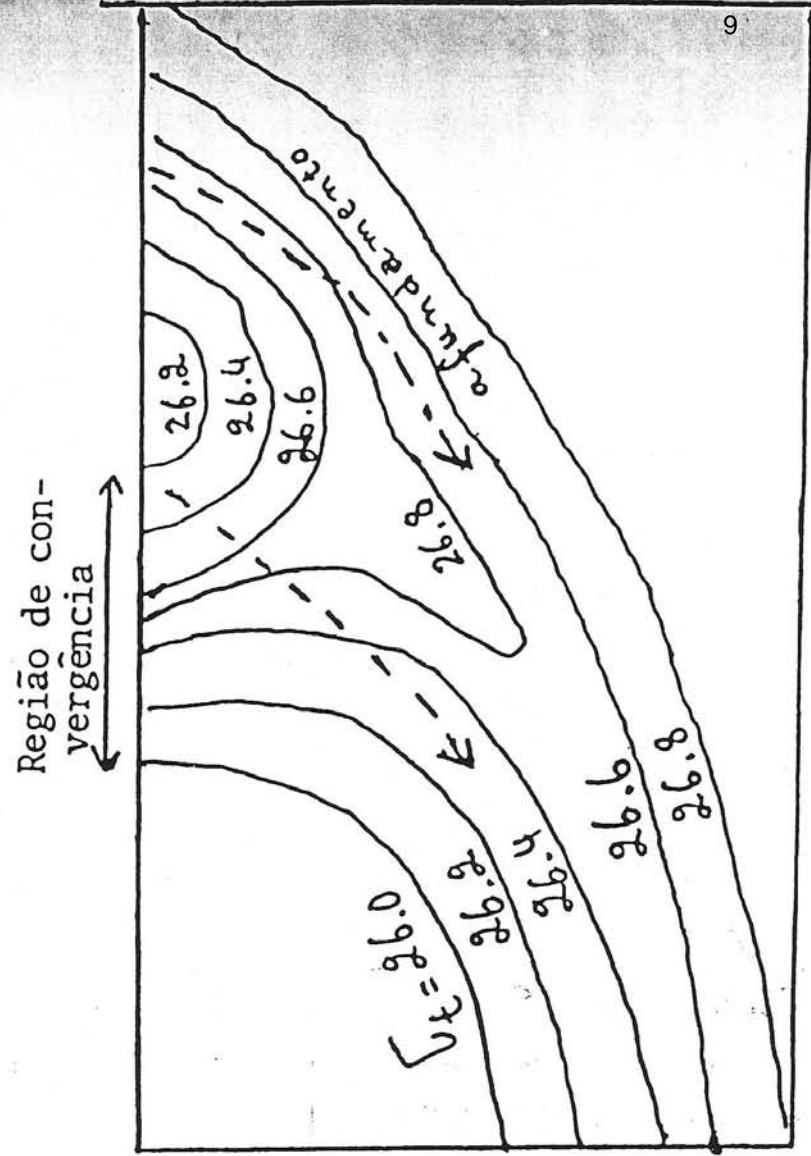


FIGURA 4

Mistura vertical

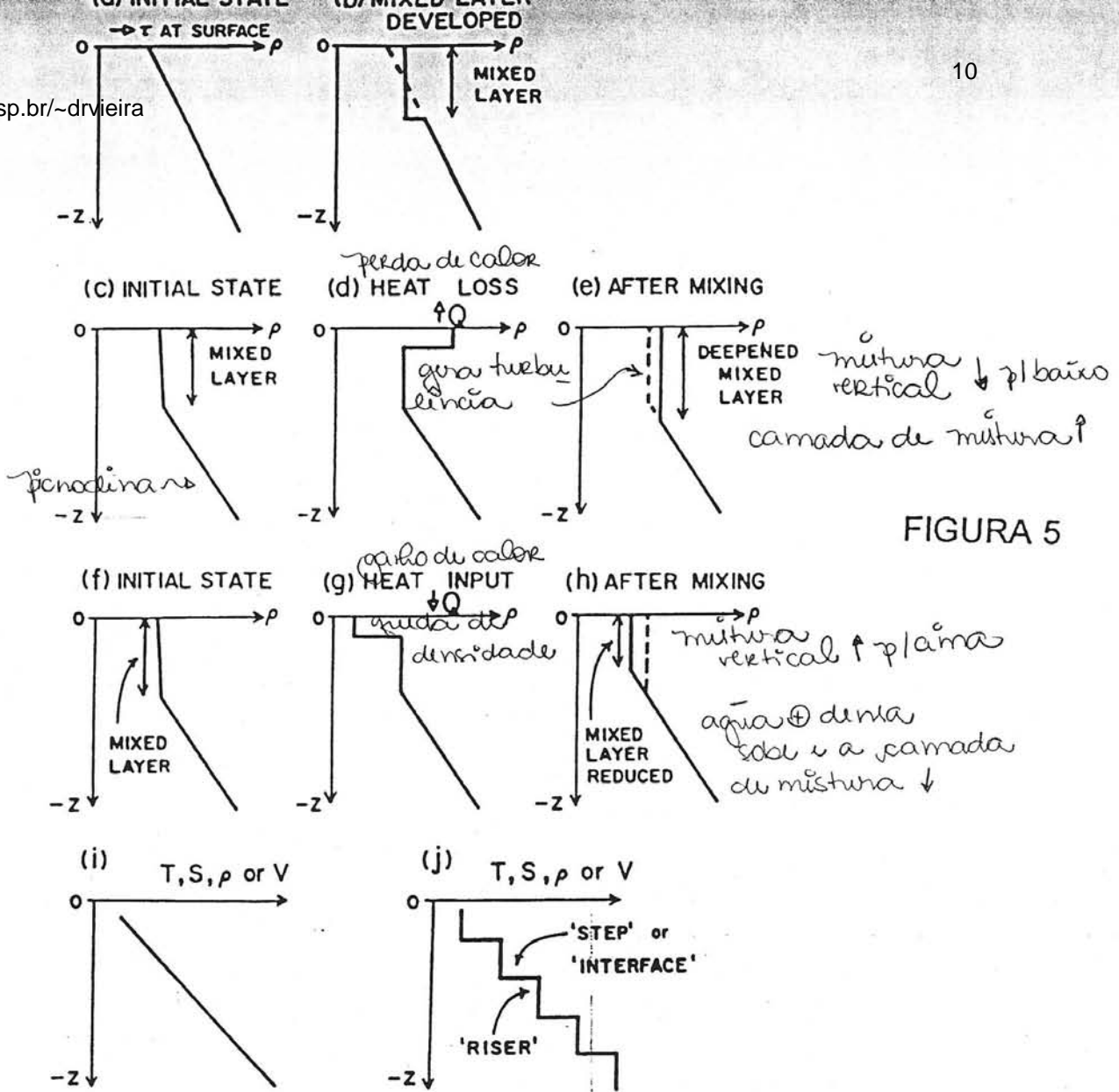


FIGURA 5

FIG. 7.4. Schematic diagrams of (a, c, f) initial stably stratified upper layer, (b) mixed layer developed, (d) heat loss through surface increases top layer density (i.e. negative buoyancy input) causing instability and vertical mixing to give (e) a deepened mixed layer; (g) heat input through the surface causing positive buoyancy input, then (h) if upper layer mixing occurs, mixed layer depth is reduced, (i) initial smooth profile of temperature, salinity, density or velocity, (j) stepped profile developed and revealed by continuous profiling instrument.

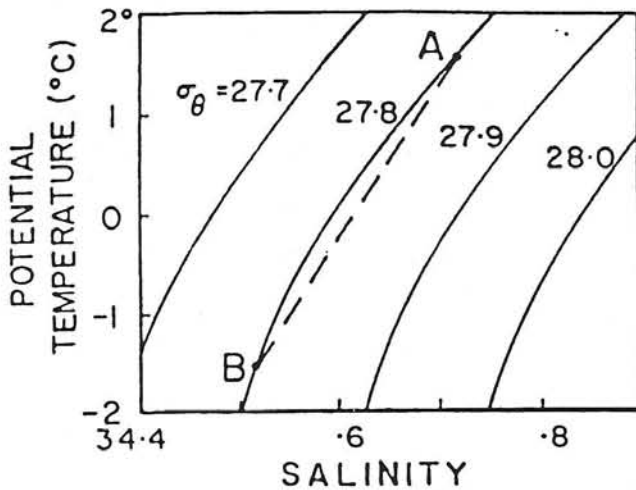


FIGURA 6

FIG. 7.5. Isopycnals in the vicinity of 0°C and 34.6 salinity to show their curvature and that mixing of water types A and B ($\sigma_\theta = 27.8$) can form water denser than that value.