

CAPÍTULO V. PROPRIEDADES FÍSICAS DA ÁGUA DO MAR

Osmar O. Möller; Instituto de Oceanografia - FURG

Resumo:

Introdução; Salinidade: Definições; Métodos de determinação; Distribuição Horizontal – camada de mistura; Vertical – por faixa de latitude. Temperatura: Definições; Métodos de determinação; Distribuição Horizontal – camada de mistura; Vertical – por faixa de latitude; Temperatura potencial. Densidade: Definições, anomalias, volume específico; Métodos de determinação; Distribuição Horizontal – camada de mistura; Vertical – por faixa de latitude. Propagação do som e da luz na água de mar.

USO NÃO AUTORIZADO

Introdução

A água do mar é um fluido complexo formado por água pura, sais e gases dissolvidos, substâncias orgânicas dissolvidas e, também, inorgânicas particuladas. A presença de sais, em uma proporção aproximada de 3,5% do volume total dos oceanos, causa um impacto em diversas propriedades, provocando um comportamento totalmente distinto daquele da água doce. As propriedades físicas afetadas são: compressibilidade da água, velocidade de propagação do som, densidade, condutividade elétrica, índice de refração da luz, temperatura de máxima densidade e o ponto de congelamento. Entre estas, a distribuição da densidade das águas, que é resultante da combinação dos efeitos da salinidade e da temperatura, tem um papel decisivo na circulação oceânica. Este capítulo vai tratar destas três propriedades básicas e de alguns dos efeitos produzidos por elas. Ao final do capítulo o aluno terá um quadro geral com os conceitos básicos e a forma como estas três propriedades variam superficialmente em função da latitude e que, verticalmente, entre 60° S e 60° N, o oceano pode ser dividido em três camadas. Também serão mostrados casos específicos de áreas de plataforma que estão sob efeito de grandes descargas fluviais.

SALINIDADE

A água do mar contém entre seus elementos mais importantes os íons de cloro, sódio enxofre, magnésio e cálcio. Em 1877, através da análise de amostras de água coletadas em todos os oceanos do mundo pela expedição do navio Challenger, Dittmar elaborou sua famosa lei da constância das proporções que diz, em linhas gerais, que a salinidade varia de lugar para lugar, mas a proporção entre os elementos que a constituem permanece a mesma. A salinidade foi inicialmente definida como a quantidade total de substâncias dissolvidas, dada em gramas, contida em um quilograma de água do mar após total evaporação. O método em si parece lógico, mas os efeitos de um aquecimento prolongado para evaporar a água transformam os sais e retiram alguns componentes importantes gerando medições imprecisas. Em 1902, a partir do trabalho de Knudsen, Sörensen e Forch uma nova definição foi dada envolvendo uma dissecação a peso constante, com titulação de amostras com nitrato de prata (AgNO_3). A partir daí, a salinidade foi definida como a quantidade de matéria sólida dada em gramas contida em um quilograma de água do mar quando todos os carbonatos foram convertidos em óxidos, os brometos e iodetos substituídos por seus equivalentes em cloretos e toda a matéria orgânica oxidada. Com isto, "partes por mil (‰)" ficou como a unidade desta variável. O que se fazia era titular uma amostra de água do mar com AgNO_3 o que possibilitava determinar a concentração de íons Cloro (Clorinidade). A partir de uma equação esta era transformada em salinidade.

Novamente, as dificuldades do método fizeram com que se buscassem novas técnicas e estas começaram a ser mais bem aplicadas à medida que, a partir dos anos 1930, as

relações entre a condutividade elétrica da água do mar, a temperatura da amostra e a salinidade ficaram melhor conhecidas. Isto acabou dando origem, a partir da década de 1960, aos equipamentos hoje conhecidos como salinômetros de laboratório, termocondutivímetros ou termo-salinógrafos e o CTD que registra a condutividade (C), a temperatura (T) e a profundidade (do inglês Depth) Esta correlação é mostrada na figura 5.1 ficando clara uma relação quase linear entre a condutividade ($X \text{ ohm}^{-1} \text{ m}^{-1}$) e a salinidade. Entretanto, há uma clara dependência na temperatura o que faz com que os sensores de hoje leiam primeiro a temperatura da água para depois, então, transformar o valor de condutividade em concentração de sais.

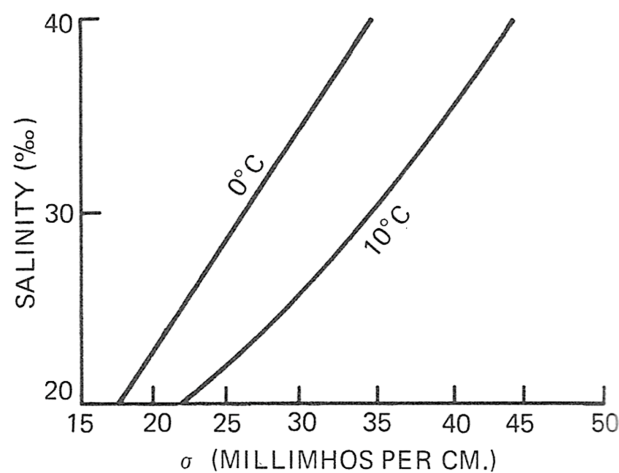


Figura 5.1: Variação da salinidade em função da condutividade para duas temperaturas

A partir desta metodologia, até 1978, a salinidade era dada pela razão entre a condutividade de uma amostra de água do mar e a de uma água padrão, chamada de água de Copenhague (que apenas estabelecia a relação entre clorinidade e condutividade). Isto foi alterado a partir de 1978 quando o Painel da Comissão Oceanográfica Internacional (COI) determinou que a salinidade fosse determinada diretamente a partir da condutividade. O padrão para o cálculo da razão de condutividade passou a ser uma solução de Cloreto de Potássio (KCl) contendo 32,4356 gramas de KCl em 1 kg de água. Como se vê, desaparece a unidade, embora alguns usem a sigla ups para unidades práticas de salinidade.

Os equipamentos principais e os métodos utilizados para obtenção de temperatura e salinidade nos oceanos são descritos em vários textos e no capítulo XVI deste livro. Convém lembrar que hoje em dia a salinidade pode ser determinada a partir de sensores instalados em aeronaves ou satélites, utilizando medições de radiação de ondas longas emitida pela superfície do mar (consultar <http://aquarius.nasa.gov>). A seguir serão discutidas as variações encontradas na capa superficial e em profundidade.

VARIAÇÃO e DISTRIBUIÇÃO

Distribuição superficial: a camada de mistura

Para os fins deste capítulo, será considerada a camada superficial dos oceanos até a profundidade afetada pela radiação solar e o efeito causado pelo vento através de sua ação na geração de correntes e de ondas. Dessa forma, toda a descrição a seguir cobrirá o que se convencionou chamar de camada de mistura que vai da superfície até, aproximadamente, 100 m a 150 m de profundidade, e que tem, na maior parte dos casos condições homogêneas de distribuição de propriedades. Ela corresponde à zona fótica do oceano, que é o limite de penetração da luz solar e onde ocorre grande atividade biológica através de processos fotossintéticos. A espessura desta camada varia com a latitude.

Um panorama geral da distribuição da salinidade na superfície do mar é mostrado na figura 5.2a. Os valores mínimos são da ordem de 34, encontrados em altas latitudes, e os máximos, em torno de 37, aparecem nas áreas tropicais. Isto é, a distribuição da salinidade na camada de mistura varia com a latitude. A explicação está na distribuição do balanço Evaporação-Precipitação (E-P), conforme mostrado na figura 5.2b. Nos lugares onde a Evaporação excede a Precipitação (valores positivos), a salinidade é alta e este é o caso das regiões tropicais. Nos casos inversos ($P > E$), aparecem valores relativos mais baixos e esta é a situação da região equatorial e de latitude mais altas. O Equador é a área para onde convergem as massas de ar úmidas que, ao serem aquecidas pelo oceano, acabam ascendendo propiciando altas taxas de precipitação ocasionando aí, um mínimo relativo de salinidade.

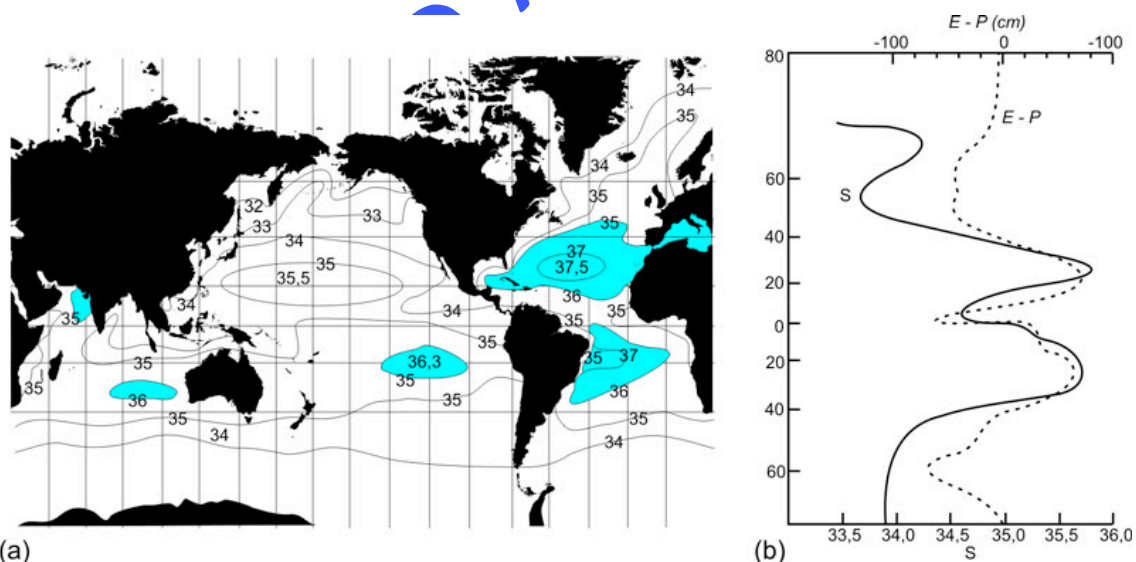


Figura 5.2a: Distribuição da salinidade superficial nos oceanos. Máximos, em cor azul, ocorrem em áreas onde a evaporação excede a precipitação como mostrado em 2b pela relação entre a Salinidade (linha preta) e a diferença Evaporação-Precipitação (linha azul pontilhada). Adaptado de Suckow, Weisbroth & Franklin (1995).

Em latitudes superiores a 60°, além dos baixos valores associados às maiores taxas de precipitação, são observadas variações importantes devidas aos processos de congelamento (inverno) e degelo (verão) de grandes superfícies da água do mar. No inverno a salinidade aumenta, pois o processo de congelamento não retém sal e, com o degelo de verão, o oposto é verificado. As variações estacionais são da ordem de 0,5 unidades de sal que trazem importantes consequências para a circulação profunda dos oceanos.

Nas áreas próximas aos continentes, sobretudo nas proximidades da desembocadura dos grandes rios (Amazonas, Rio da Prata, Congo, Mississippi) os valores de salinidade chegam a ser inferiores a 32.

Distribuição vertical: a haloclina e a camada profunda

Assim como na camada de mistura são encontradas variações latitudinais importantes de salinidade, se verifica que o mesmo ocorre nas camadas situadas abaixo desta. As causas para estas variações estão ligadas à chamada circulação termo-halina que é devida às variações no campo de densidade que forçam movimentos verticais de grandes volumes de água. Estes normalmente partem das camadas superficiais e atingem áreas mais profundas. Um tópico específico sobre este tema é tratado no capítulo VII. Para entender as variações de salinidade em profundidade, é necessário dividir o oceano em: baixas (equatorial-tropical), médias (subtropical) e altas latitudes (polar). Um resumo da variação vertical de salinidade em cada uma destas zonas é apresentado na figura 5.3.

A análise dessa figura, revela que para baixas e médias latitudes (figura 5.3a, curvas azul e vermelho, respectivamente), aproximadamente entre 60° N e 60° S, é possível dividir o oceano em três camadas segundo o aumento de profundidade: a) mistura, anteriormente definida; b) haloclina e; c) profunda.

Na camada de mistura se observam diferenças entre baixas e médias latitudes. Abaixo desta camada encontra-se a chamada haloclina (o sufixo *clina* vem do grego significando estrutura que exhibe gradiente) que é a faixa marcada por uma intensa diminuição de salinidade com o aumento de profundidade. O limite inferior desta camada está em torno de 1000 m de profundidade. Os valores podem variar de uma a duas unidades de sal em 900 m de profundidade. Na figura 5.3 fica claro que a haloclina é menos intensa e mais profunda em médias latitudes. Novamente os ventos e os processos convectivos são os responsáveis por esta situação. Abaixo da haloclina situa-se a camada profunda onde há um leve decréscimo de salinidade com o aumento de profundidade. Estas águas ocupam aproximadamente 3/4 de todo o volume oceânico.

Em altas latitudes (figura 5.3b) a distribuição vertical de salinidade apresenta-se quase homogênea, com uma reduzida camada de mistura cujas dimensões variam em função dos processos de congelamento e degelo e do efeito do vento.

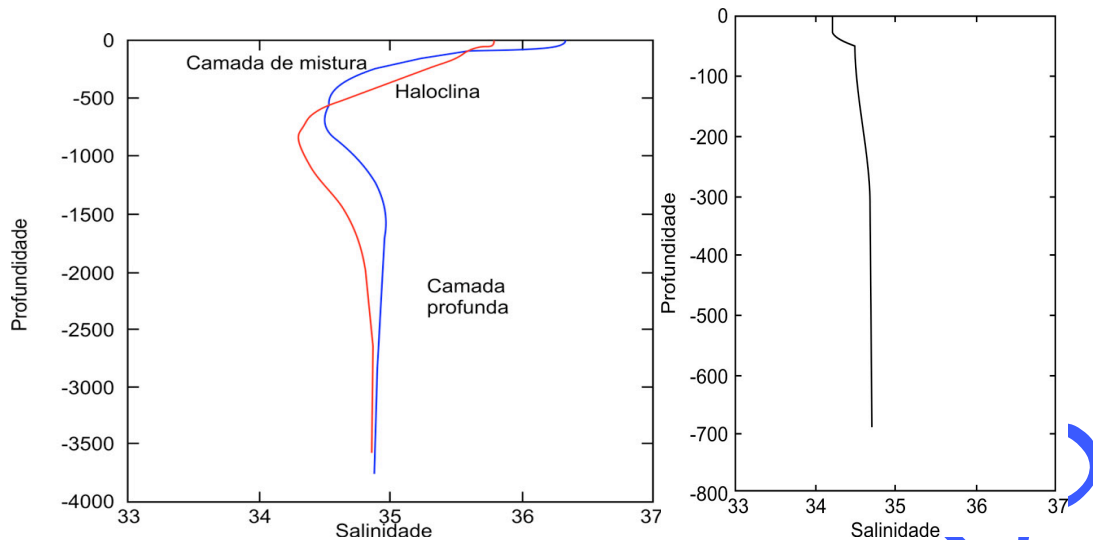


Figura 5.3: a) Distribuição vertical de salinidade para o Oceano Atlântico Sul em baixas (azul) e médias (vermelho) latitudes e; b) Altas latitudes. Figura confeccionada com dados obtidos no World Ocean Database 2009 (WOD2009), disponibilizados pela NOAA através do site do National Oceanographic Data Center (NODC).

Uma visão espacial da distribuição de salinidade ao longo do Oceano Atlântico é apresentada na figura 5.4 que resume as principais ideias aqui discutidas. Observe como o Atlântico Sul e Norte apresentam diferenças significativas. Como exercício, esquematize a distribuição vertical nas latitudes de 30°S e 30° N, marcadas pelas linhas vermelhas. As setas pretas servem para indicar o sentido do deslocamento das águas nesta região, causadas pela circulação termo-halina.

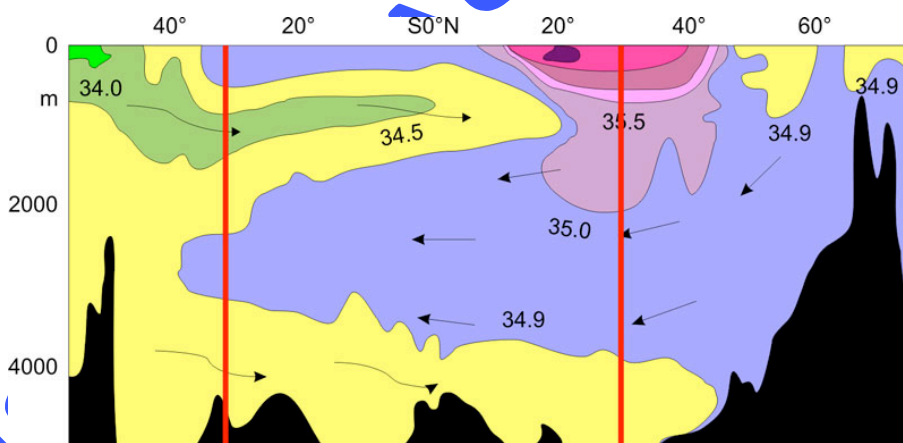


Figura 5.4: Variação da salinidade em uma seção ao longo do Oceano Atlântico (o Sul está à esquerda). As duas linhas vermelhas marcam as latitudes de 30°S e 30°N. Adaptado de Tomczak & Godfrey 2001.

TEMPERATURA

A temperatura é a variável mais medida nos oceanos. Existe um grande banco de dados gerado a partir do controle de resfriamento de motores de navios mercantes e do desenvolvimento de satélites meteorológicos que medem a radiação emitida pela superfície terrestre na faixa do infravermelho. Nestes dois casos, os dados limitam-se à camada mais superficial dos oceanos. Em profundidade, existe todo um desenvolvimento de equipamentos como garrafas de coleta de água que serviram de

suporte para termômetros de diversos tipos até chegarmos naqueles que foram mais utilizados, os chamados termômetros de inversão. Perfiladores em profundidade de temperatura, mecânicos e com formato de torpedo, os chamados bati-termógrafos (BT) mecânicos também foram desenvolvidos e são considerados os precursores dos sistemas de registros contínuo que existem hoje como: o X-BT, sigla para eXpendable BT ou bati-termógrafos descartáveis; os CTD e as bóias ARGO. Para detalhes, ao leitor é recomendado ver o capítulo XVI. Aqui será seguida a mesma sequência da secção relativa à salinidade cobrindo: distribuição superficial (camada de mistura) e vertical. Também será apresentado o conceito de temperatura potencial.

VARIAÇÃO e DISTRIBUIÇÃO

Distribuição superficial: a camada de mistura

Conforme estabelecido anteriormente, a camada de mistura é limitada pela máxima propagação da radiação solar e da ação dos ventos. Assim, espera-se nessa camada uma variação da temperatura em função da latitude. Isto pode ser comprovado através da análise da figura 5.5 que mostra os máximos valores ocorrendo na região Equatorial, em torno de 28°C a 29°C e o decréscimo em direção às altas latitudes, com valores negativos (em torno de -2°C). Isto mostra o caráter zonal da temperatura.

Nas regiões de borda de oceano, considerando plataformas e talude continentais, esse caráter zonal é um pouco perdido. Para isto, pode-se comparar a temperatura para a mesma latitude na margem oeste e leste de cada oceano. Normalmente, as temperaturas são um pouco mais elevadas nas margens Oeste do que nas situadas à Leste.

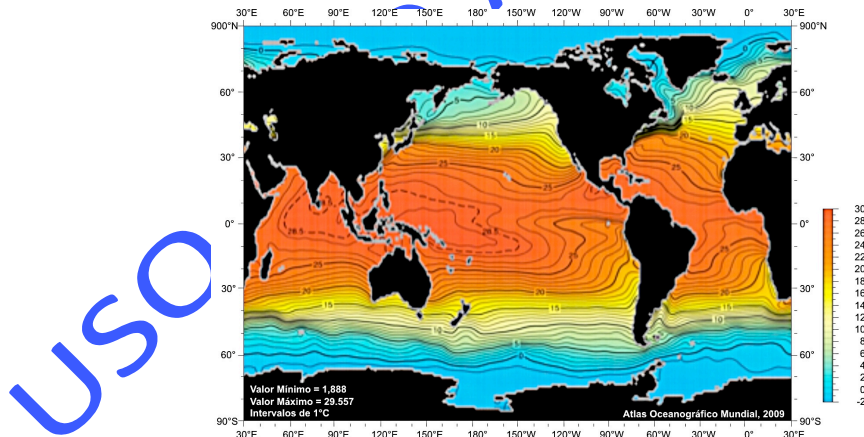


Figura 5.5: Distribuição horizontal de temperatura nos oceanos

A circulação superficial de correntes mais quentes em margens oeste, fluindo do Equador em direção às altas latitudes e correntes frias indo em direção ao Equador em margens Leste respondem parcialmente a esta questão. No hemisfério Norte a situação é um pouco mais complicada pela presença de massas continentais e seus efeitos sobre a circulação oceânica superficial. Observe na figura 5.5 que até 30° N a margem Oeste é mais quente que a Leste para a mesma latitude. Ao norte de 30° N esta situação se inverte.

Distribuição vertical: a termoclina permanente, a camada profunda e a termoclina sazonal

Através da figura 5.6, novamente se observa que o oceano pode ser dividido em três faixas latitudinais e que, entre 60° N e 60° S de latitude existem três camadas verticais (figura 6a): a camada de mistura, a da termoclina (de maneira análoga ao caso da salinidade, a termoclina indica uma alteração acentuada da temperatura com a profundidade) permanente e a camada profunda. As variações espaciais seguem o mesmo desenho da salinidade com camada de mistura mais rasa e termoclina permanente mais pronunciada na região de baixa latitude, enquanto que, em médias latitudes, as duas são mais profundas e a termoclina permanente menos intensa. Em menos de 1000 m de profundidade a temperatura pode variar 10°C. Abaixo da termoclina permanente, a camada profunda apresenta um leve decréscimo de temperatura com o aumento da profundidade.

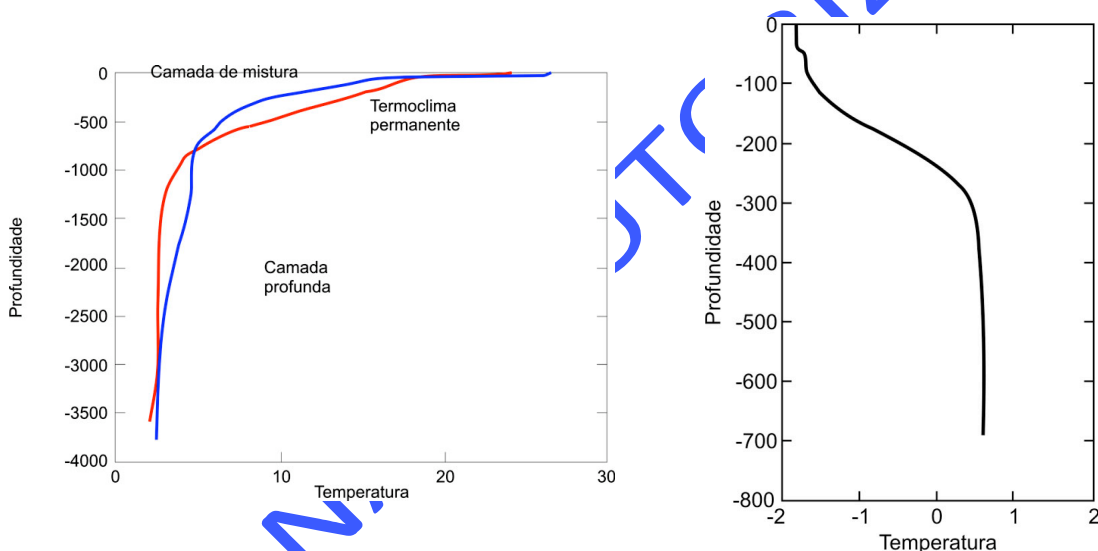


Figura 5.6.: a) Distribuição vertical de temperatura (°C) para o Oceano Atlântico Sul em baixas (azul) e médias (vermelho) latitudes e; b) Altas latitudes. Os perfis de temperatura correspondem aos de salinidade da figura 5.3. Figura confeccionada com dados obtidos no World Ocean Database 2009 (WOD2009), disponibilizados pela NOAA através do site do National Oceanographic Data Center (NODC). Osmar: na legenda da figura 6.a dividir mais a escala de temperatura

Em altas latitude (figura 5.6b) a condição é de maior homogeneidade vertical, com pouca variação. No caso da figura 5.6b, em 300 m de profundidade a temperatura passa de, aproximadamente, - 1,8°C para 0,5°C. A figura 5.7 sumariza estas informações através de uma seção ao longo do Oceano Atlântico. Como exercício, esquematize os perfis verticais de temperatura para as posições marcadas em A e B.

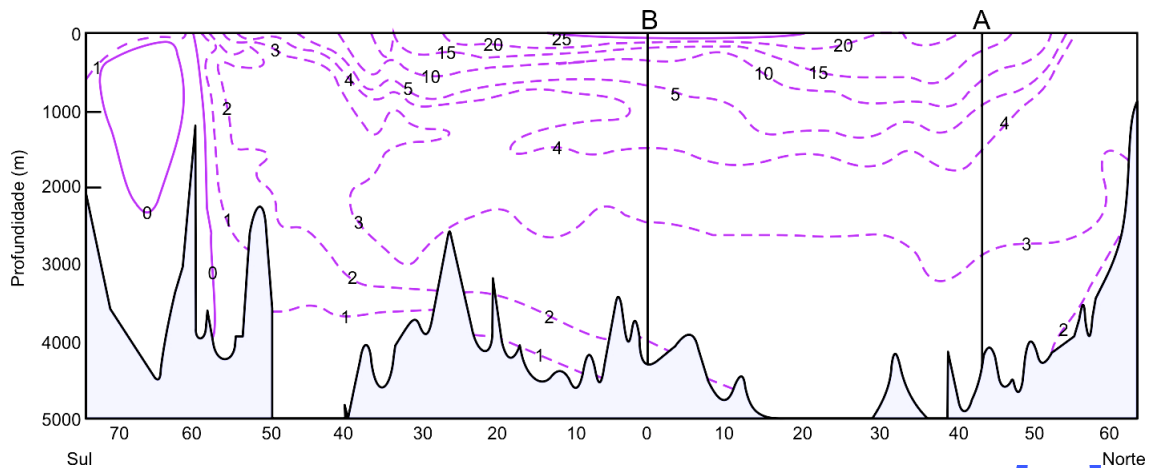


Figura 5.7: Variação da salinidade em uma seção ao longo do Oceano Atlântico (o Sul está à esquerda). As duas linhas vermelhas marcam as latitudes de 30°S e 30°N. Adaptado de Tomczak & Godfrey 2001.

A termoclina é chamada de permanente para diferenciá-la da chamada termoclina sazonal que aparece na camada de mistura em médias latitudes e, eventualmente, nas regiões de latitudes altas. A razão para este processo está no aquecimento diferenciado que a capa superficial do oceano sofre em função das estações do ano. Na figura 5.8 esta evolução temporal da temperatura é mostrada de forma esquemática para uma camada de água situada na camada de mistura em médias latitudes. A homogeneidade vertical de Inverno, obtida por convecção e agitação devida ao vento, começa a dar lugar a uma termoclina na Primavera, que é intensificada no Verão. No Outono, a estratificação começa a diminuir, com a termoclina indo para maiores profundidades, em função da ação das correntes convectivas e aumento de intensidade dos ventos.

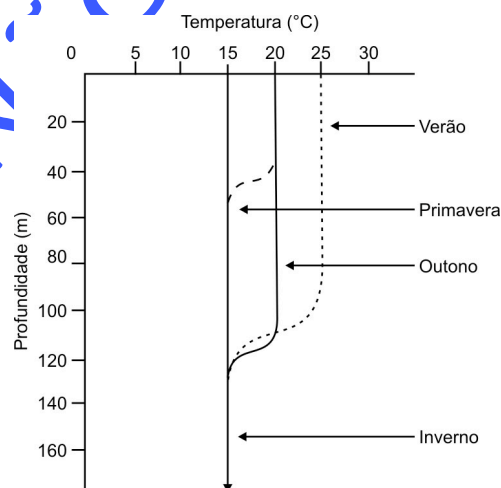


Figura 5.8: Evolução temporal da temperatura e formação da termoclina em médias latitudes.

DENSIDADE e VOLUME ESPECÍFICO

Definições e anomalias

A densidade é a propriedade que dita a forma como as águas oceânicas vão se distribuir verticalmente. Numa condição normal, dita estável, a densidade tende a aumentar com a profundidade. Densidade (ρ) é definida como a massa de uma substância por sua unidade de volume, normalmente dada em kg/m^3 . Dessa forma, a densidade pode ser representada pela equação 5.1:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (5.1)$$

No oceano a densidade varia entre 1020,00 e 1030,00 kg/m^3 , indicando que a água do mar é de 2 a 3% mais densa do que a água doce a 4°C e em condições normais de pressão. Pelo fato de ter sido referenciada a temperatura e pressão para a água de salinidade zero (doce) se conclui que a densidade depende diretamente destas variáveis. Assim, ela é diretamente proporcional à salinidade (aumento da massa), inversamente proporcional à temperatura (variação de volume) e diretamente proporcional à pressão pela diminuição de volume que o aumento desta variável acarreta. Desta maneira, a melhor forma de referenciar a densidade é através de indicação das condições em que esta foi determinada, ou seja, $\rho_{s, t, p}$.

A densidade é calculada a partir da Equação de Estado (5.2):

$$\rho(s, t, p) = \rho(s, t, 0) / (1 - p/K(s, t, p)) \quad (5.2)$$

Onde:

$\rho(s, t, 0)$ – corresponde à densidade calculada a partir da salinidade s , temperatura t e pressão 0 .

p – pressão

K – coeficiente de compressibilidade da água

Para fins práticos a densidade é dada em termos de anomalias. A primeira delas é chamada de

$$\sigma_{s, t, p} = \rho_{s, t, p} - 1000 \quad (5.4)$$

Com isto, trabalha-se com valores de 20,00 a 30,00 kg/m^3 . Se for retirado o efeito da pressão na densidade, obtém-se a anomalia chamada de Sigma-t (σ_t) que é dada por:

$$\sigma_t = \rho(s, t, 0) - 1000 \quad (5.5)$$

Outra variável importante é o volume específico, definido como o inverso da densidade. Sua unidade é m^3/kg e é dado por:

$$\alpha(s, t, p) = \frac{1}{\rho} \quad (5.6)$$

Normalmente utiliza-se a anomalia de volume específico (δ) que é definida como a diferença entre o volume específico de uma amostra tendo salinidade s , temperatura t , coletada na pressão p e o de uma amostra de um oceano padrão que tem salinidade de 35, temperatura de 0°C na pressão p , conforme mostrado na equação 5.6. A anomalia de volume específico é utilizada para o cálculo da altura dinâmica na determinação da velocidade geostrófica.

$$\delta = \alpha_{s,t,p} - \alpha_{35,0,p} \quad (5.7)$$

VARIAÇÃO e DISTRIBUIÇÃO

Distribuição superficial: a camada de mistura

Na figura 5.9 são mostrados esquemas gerais de variação da temperatura (a), salinidade (b) e densidade (c) ao longo dos oceanos. Como visto, a densidade é o resultado final da combinação de temperatura e salinidade. Pela análise das curvas, a densidade segue a inversa da temperatura em praticamente toda a superfície oceânica. As exceções são: as áreas de altas latitudes onde a temperatura é quase constante e próxima ao ponto de congelamento e a salinidade varia sob os efeitos de congelamento e degelo e, em áreas de plataforma continental sujeitas ao aporte de água doce dos rios.

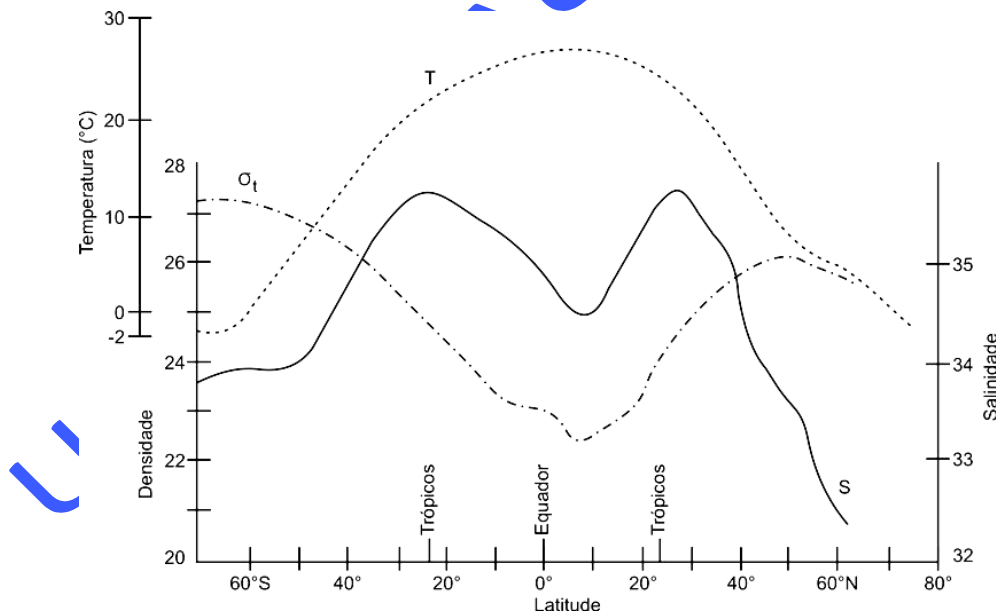


Figura 5.9: Variação da temperatura superficial, salinidade e densidade com a latitude.

Distribuição vertical: a pincloina e a camada profunda

Entre 60°S e 60°N , a distribuição vertical de densidade (Sigma-t) apresenta o mesmo padrão da temperatura e salinidade, com um oceano em três camadas formadas pela

camada de mistura, a pincloclina e a camada profunda. A distribuição vertical de densidade mostrada na figura 5.10 corresponde às mesmas estações já apresentadas nas figs. 5.3 e 5.6 para salinidade e temperatura, respectivamente. Observe que para baixas e médias latitudes, a curva de densidade é o inverso da de temperatura. Em altas latitudes se verifica uma maior homogeneidade. É importante ressaltar que a densidade das camadas mais superficiais das águas de altas latitudes é praticamente igual a da camada de mistura. Isto é uma indicação de que as águas desta camada em latitudes menores são oriundas de áreas de altas latitudes mostrando os efeitos da circulação termo-halina. Novamente, de maneira análoga aos casos de salinidade e temperatura, a pincloclina é uma descontinuidade da densidade com a profundidade

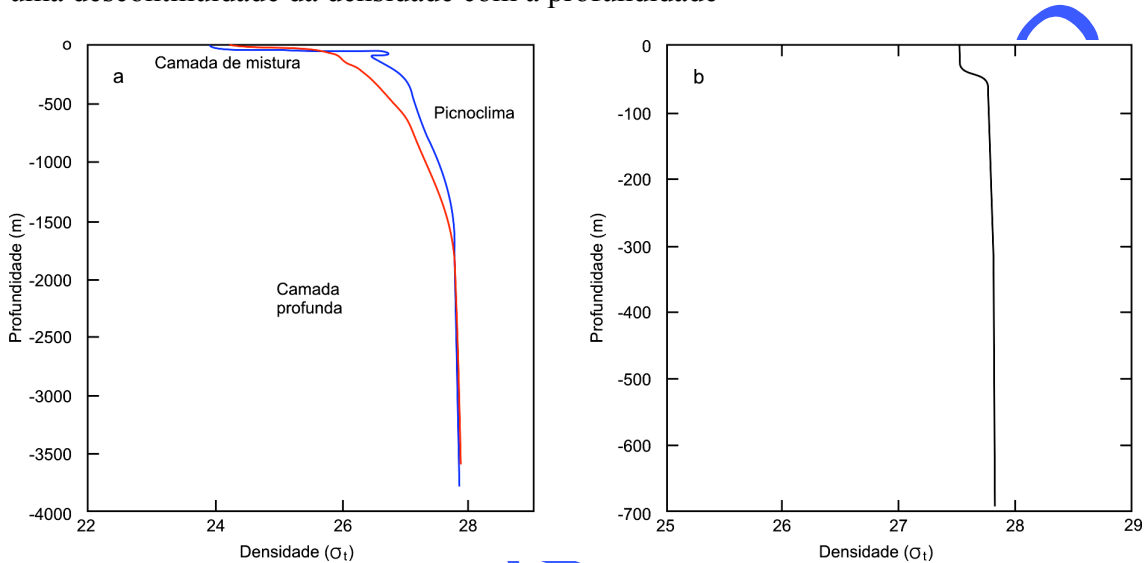


Figura 5.10: a) Distribuição vertical de densidade (σ_t) para o Oceano Atlântico Sul em baixas (azul) e médias (vermelho) latitudes e; b) Altas latitudes. Os perfis de densidade correspondem aos de salinidade e de temperatura das figuras 3 e 6, respectivamente. Figura confeccionada com dados obtidos no World Ocean Database 2009 (WOD2009), disponibilizados pela NOAA através do site do National Oceanographic Data Center (NODC).

TEMPERATURA POTENCIAL/DENSIDADE POTENCIAL

A água do mar é considerada como um fluido incompressível, isto é, que não tem seu volume alterado em função da pressão. No entanto, se isso fosse verdade, o nível do mar seria em torno de 30 m mais elevado. Para um oceano com uma profundidade média em torno de 5.000 m, o erro de se aceitar a água do mar como incompressível é menos do que 1% e, para a maior parte dos processos, ela pode ser assim considerada. Por outro lado, este efeito da pressão aparece na forma de um aumento pequeno de temperatura sem que haja troca de calor com as águas ao redor (devido à compressão adiabática). Se esta água for trazida, sem trocas com o meio ao redor, para uma profundidade inferior sua temperatura irá diminuir por força da expansão que irá sofrer. A temperatura irá variar sem que existam fontes de calor à volta. Assim aparece o conceito de Temperatura Potencial (θ) que é a temperatura que a água teria se fosse trazida de forma adiabática para outro nível de pressão. Em termos oceanográficos a Temperatura Potencial é uma correção que se impõe para reduzir os efeitos da pressão

sobre os valores lidos de temperatura e sobre a inversão de densidade que isto irá provocar.

Analisando-se a figura 5.11a, confeccionada por van Riel com dados obtidos na região da fossa de Mindanao, verifica-se que após os 4.000 m de profundidade a tendência de diminuição gradual de temperatura se inverte e esta passa a aumentar. Isto fica evidente nos gráficos de distribuição vertical de temperatura da figura 5.11b levando a uma diminuição da densidade com aumento da profundidade. Se neste processo houvesse troca de calor, haveria uma instabilidade e as águas mais profundas tenderiam a ascender. Com a correção dos efeitos de compressão sobre a água (figura 5.11c) na forma do cálculo da Temperatura Potencial (θ) as distribuições verticais da temperatura e da densidade, agora chamada de Densidade Potencial (σ_θ), voltam a ter um comportamento normal (figura 5.11d).

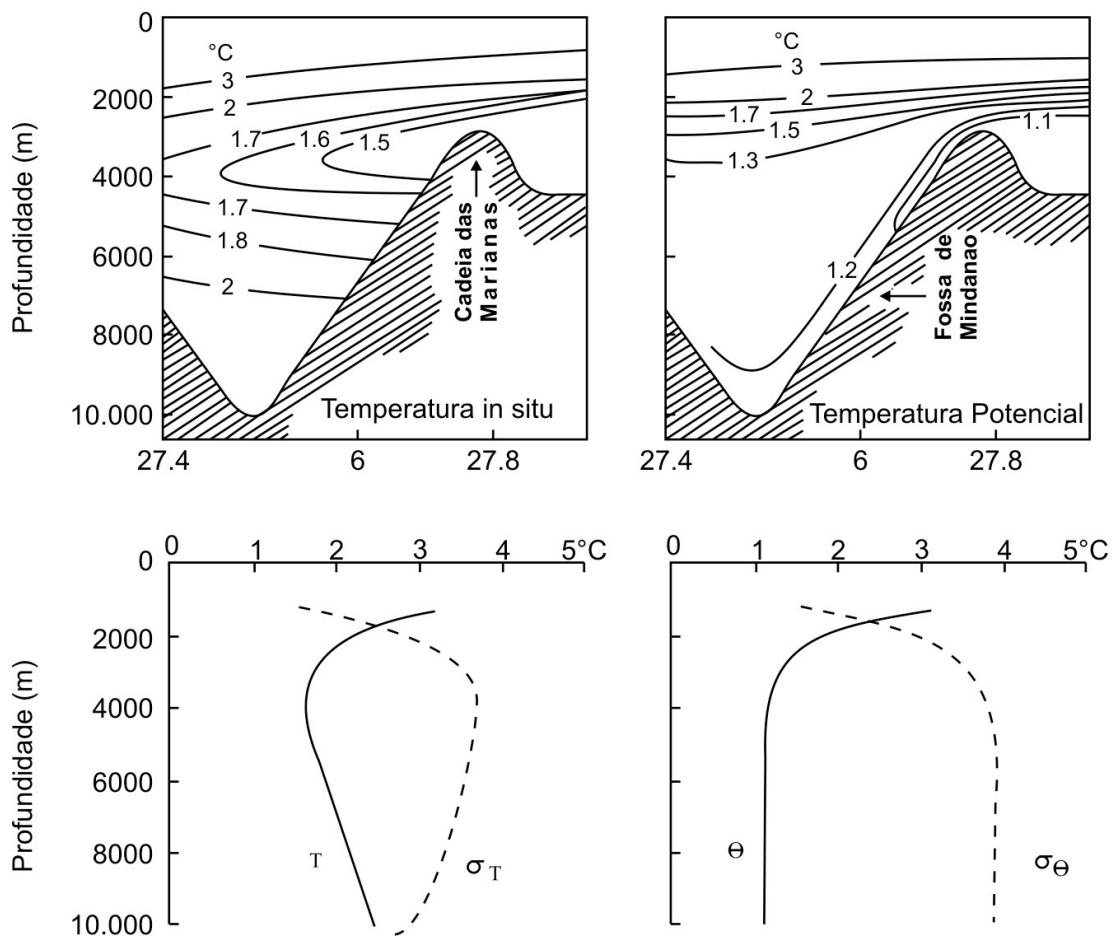


Figura 5.11: a) temperatura medida (in situ, T) na área da fossa de Mindanao; b) Perfil vertical de temperatura e in situ (T) e Sigma t (σ_T); c) perfil de temperatura potencial calculada para a área da fossa de Mindanao; d) perfis verticais de temperatura potencial (θ) e de densidade potencial (σ_θ).

Distribuição e variação de salinidade, temperatura e densidade em áreas de plataforma continental: costa sul-sudeste do Brasil

Em plataforma continental a distribuição de salinidade pode, por vezes, apresentar-se de forma distinta do oceano aberto. A presença de rios com aportes significativos pode ser um fator importante já que águas menos salgadas, por serem de menor densidade, vão se sobrepor às de maior salinidade. Isto pode trazer implicações para a distribuição de temperatura e, conseqüentemente, para a densidade. Um caso clássico por exemplo: as águas da plataforma continental do Sul do Brasil que estão sob influência do deságüe das águas do Rio da Prata que drena uma extensa bacia hidrográfica. Estas águas têm baixa salinidade (<32.5) e ocupam a camada mais superficial de boa parte da largura da plataforma continental. No inverno, estas águas cedem calor para a atmosfera e, pela baixa salinidade, ainda são menos densas do que as águas mais quentes e salgadas que ocupam o restante da coluna de água. Com isso verificam-se haloclinas, termoclinas e pycnoclinas que possuem uma tendência oposta ao até agora mostrado, ou seja, todas estas propriedades aumentam com o incremento da profundidade. Estas estruturas podem ser vistas na figura 5.12.

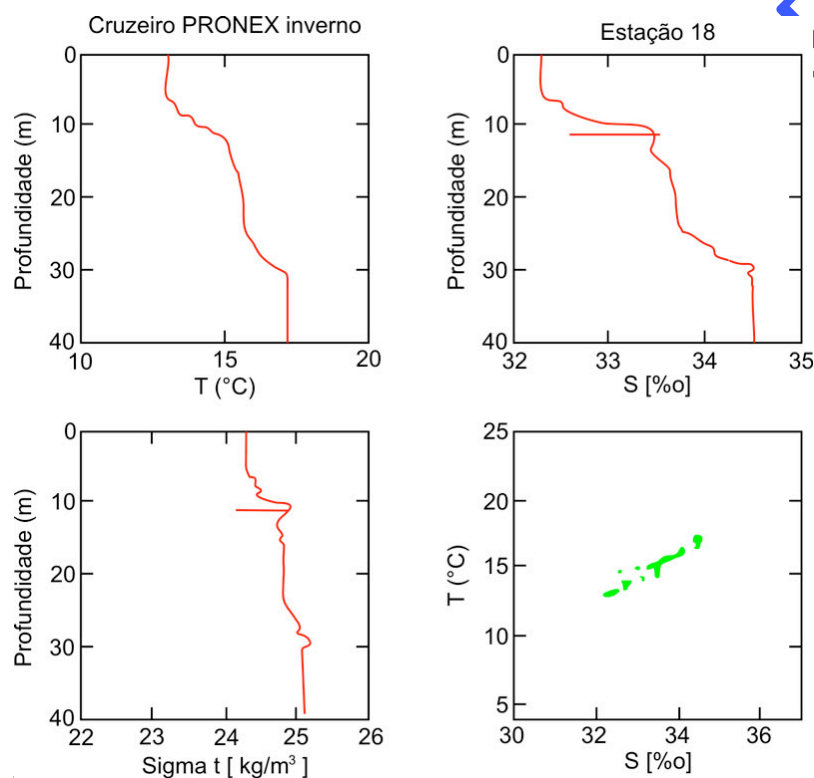


Figura 5.12: Perfis de temperatura (a), Salinidade tirando o símbolo o/oo da abcissa (b) e densidade (c) obtidos em um cruzeiro na costa do Rio Grande do Sul no inverno de 2004. Observe as duas clinas encontradas da superfície ao fundo.

A salinidade, a temperatura de máxima densidade e o ponto de congelamento

A água doce ($S=0$) apresenta um comportamento anômalo em relação à sua variação de densidade. Na medida em que a temperatura decresce, a densidade aumenta até atingir o máximo (1000 Kg/m^3) a 4° C (ou $3,98^\circ$). Para valores mais baixos de temperatura a densidade volta a decrescer e, a 0° C a água congela. Se esta situação for desenvolvida num lago de águas doces, durante o verão, será visto que com a aproximação do outono e, sobretudo, do inverno, as águas do lago vão tendo a temperatura diminuída por cedência de calor para o ar, esfriando as águas superficiais que vão se tornando mais densas do que as que estão abaixo. Com isto, geram-se correntes convectivas com

ascensão de águas mais profundas. Este processo é particularmente importante quando a temperatura chega aos 4° C. Se a temperatura baixar mais, as águas superficiais se tornam menos densas do que as do fundo, cessando a convecção. Se congelarem, isolarão as trocas com o ar e assim será criado um sistema sem circulação, na chamada estagnação invernal.

Agora, o que acontece com a água salgada? A melhor descrição é dada na figura 5.13 que apresenta as curvas de temperatura de máxima densidade e do ponto de congelamento em função da salinidade. Nela verifica-se que, para águas de salinidade zero até aproximadamente 25 o comportamento é similar ao da água doce, ou seja, a temperatura decresce, atinge-se a temperatura de máxima densidade para depois haver o congelamento.

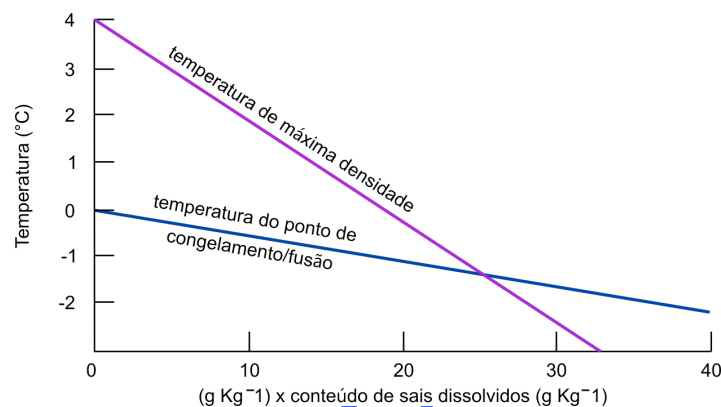


Figura 5.13: Temperatura do ponto de congelamento e de máxima densidade da água como função da concentração de sais dissolvidos.

Para valores mais altos, a posição relativa das duas curvas é invertida, ou seja, o congelamento ocorre antes de ser atingida a máxima densidade. Com isso, há liberação de sal para a água, havendo a necessidade de se baixar mais a temperatura para que se chegue à máxima densidade. Com a conseqüente liberação de sal por congelamento, a máxima densidade, praticamente nunca é atingida. Dessa maneira, a convecção vertical nunca cessa e as águas superficiais podem atingir maiores profundidades e circular por áreas profundas dos oceanos, renovando as propriedades físicas e químicas dessas áreas, sem que se chegue às condições críticas ligadas à estagnação.

Para águas de baixa salinidade, esse comportamento impede o congelamento de toda uma coluna de água e, com isso protege a vida desses ambientes. Sem eles, seria observada a circulação de um grande lago, com pouca renovação das águas mais profundas atingindo-se situações bastante críticas para a vida. Para o oceano, essa situação é determinante para os importantes movimentos convectivos que levam águas da superfície para maiores profundidades.

A figura 5.14 é apresentada como um resumo deste tópico indicando a variação latitudinal das três propriedades aqui abordadas e a forma como a posição de cada camada na coluna de água pode variar.

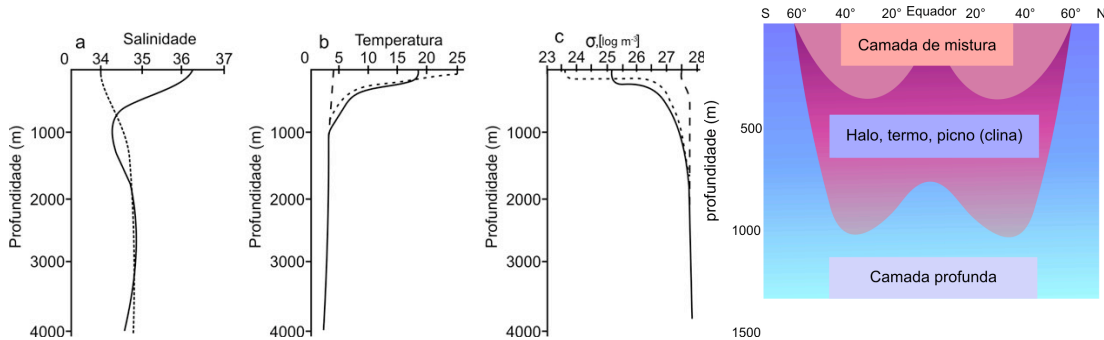


Fig. 5.14: Esquemas gerais para variação vertical de (a) salinidade, (b) temperatura e (c) densidade: (a) Linha sólida para baixas e médias latitudes, tracejado para altas latitudes; (b, c) tracejado menor (--) para baixas latitudes, linha sólida para médias latitudes e tracejado maior (---) para altas latitudes; d) Variação da espessura das camadas mencionadas no texto.

PROPAGAÇÃO DO SOM NA ÁGUA DO MAR

A utilização de equipamentos baseados em métodos acústicos tem sido o meio mais eficiente de se distinguir formas de seres e objetos na água do mar e de se determinar a profundidade de áreas oceânicas. Transdutores acústicos têm sido usados para localizar e caracterizar cardumes de espécies comerciais de pescados e também nos problemas da guerra submarina. Mais recentemente, métodos baseados no efeito Doppler têm sido aplicados na medição de velocidade e direção de correntes em diferentes sistemas aquáticos através de perfilhadores acústicos. Em todos os casos, trabalha-se com uma fontes emissoras e receptoras de um sinal emitido onde o importante é a determinação da velocidade de propagação do som na água e o seu comportamento em relação à variação das propriedades físicas vistas anteriormente neste capítulo.

Diferente da luz, a onda sonora necessita de um meio elástico para se propagar. No ar, a velocidade do som é da ordem de 340 m/s. E na água do mar a velocidade do som (C) pode ser dada (equação 5.7) por:

$$C = \sqrt{\frac{\text{elasticidade } (E)}{\text{densidade } (\rho)}} \quad (5.7)$$

Para fins práticos trabalha-se com o inverso da elasticidade, a compressibilidade adiabática do meio definida por K, já definido na equação 3. K é um coeficiente que representa a variação de volume em função da pressão dada pelo impacto da onda sonora sobre o fluido considerado. Utilizando-se a notação de dependência dessas variáveis na temperatura, salinidade e pressão, a equação 5.7 pode ser então representada (equação 5.8) para a água do mar como:

$$C_{(s,t,p)} = \sqrt{\frac{1}{K_{(s,t,p)} \rho_{(s,t,p)}}} \quad (5.8)$$

Desta maneira, a velocidade do som depende da salinidade, temperatura e pressão. Começando pela salinidade, um aumento desta significa um aumento de densidade e,

também, no coeficiente de compressibilidade. Se estes dois termos forem tratados de forma separada, a diminuição de velocidade causada pelo aumento de densidade é menor do que o aumento causado pela diminuição da compressibilidade. Como conclusão, a velocidade do som é diretamente proporcional à salinidade. Para a variação de uma unidade de sal, velocidade do som aumenta de 1,3 m/s.

Temperatura e densidade têm uma relação inversa e com isso, a velocidade do som é diretamente proporcional à temperatura numa razão de 3 m/s por grau de temperatura. A temperatura é, portanto, o fator mais importante no controle da velocidade do som. Isto é válido, sobretudo, na camada superior do oceano que engloba a termoclina.

Da mesma forma que a salinidade, o efeito da pressão na compressibilidade da água do mar é mais importante do que sobre a densidade e a velocidade do som vai aumentar de 1,8 m/s a cada 100 m de profundidade. A pressão começa a ser dominante no perfil de velocidade do som a partir da base da termoclina, quando o efeito da temperatura é reduzido. Este maior efeito da temperatura e da profundidade sobre a velocidade do som fez com que equipamentos como o X-BT (ver capítulo XVI), que só medem o perfil de temperatura em profundidade se tornassem básicos para estas medições.

Existem vários métodos empíricos para o cálculo da velocidade do som na água do mar. A mais utilizada atualmente é a equação de Chen e Millero, também conhecida como o algoritmo da UNESCO (equação 5.9). Ela é utilizada para o cálculo da velocidade do som para um perfil medido com, por exemplo, um CTD. Normalmente esses equipamentos trazem a possibilidade de se ter automaticamente o perfil de velocidade do som através de uma sub-rotina em seus programas.

$$C_{S,T,P} = C_w(T,P) + A(T,P)S + B(T,P)S^{3/2} + D(T,P)S^2 \quad (5.9)$$

C_w , $A(T,P)$, $B(T,P)$ $D(T,P)$ são calculados através de polinômios e T , P e S são, respectivamente a temperatura em graus centígrados, a pressão em bar e a salinidade. A equação é válida para: a) temperatura entre 0°C e 40°C; b) salinidade entre 0 e 40 unidades e pressão entre 0 e 1000 bar (~10.000 m). A velocidade média do som na água do mar é da ordem de 1500 m/s. A variação vertical para uma região de média latitude é exemplificada através da figura 5.15.

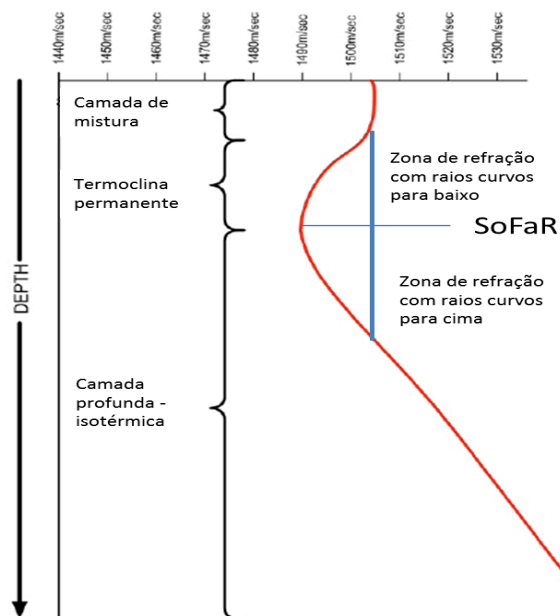


Figura 5.15: Perfil vertical da velocidade do som em função das camadas observadas na distribuição de temperatura em profundidade. Na zona centrada em torno do mínimo de velocidade do som aparece o canal acústico, chamado, na literatura inglesa de SoFaR que é a sigla de Sound, Fixing and Ranging.

Nesse caso a camada de mistura está homogênea, como em uma condição de inverno e a velocidade é constante. Na medida em que se entra na termoclina permanente, o efeito de diminuição da temperatura provoca a diminuição da velocidade do som que passa de 1505 m/s para 1490 m/s. Abaixo da termoclina começa o efeito preponderante da pressão e a velocidade do som volta a aumentar linearmente. Convém observar que se a faixa de máxima velocidade situada no topo da termoclina for projetada verticalmente, até encontrar a área de efeito da pressão, como feito com a linha azul na figura 5.15, será delimitada a região chamada de Canal Acústico ou, em inglês, Sound, Fixing and Ranging (SoFaR). A propagação do som e a existência deste canal podem ser explicadas através da Lei de Snell para refração dada pela equação 5.10 e detalhada através da figura 5.16.

$$\frac{\text{sen } \alpha_1}{\text{sen } \alpha_2} = \frac{c_1}{c_2} \quad (5.10)$$

onde α_1 e α_2 são os ângulos de incidência e de refração, respectivamente, em meios com velocidades c_1 e c_2 .

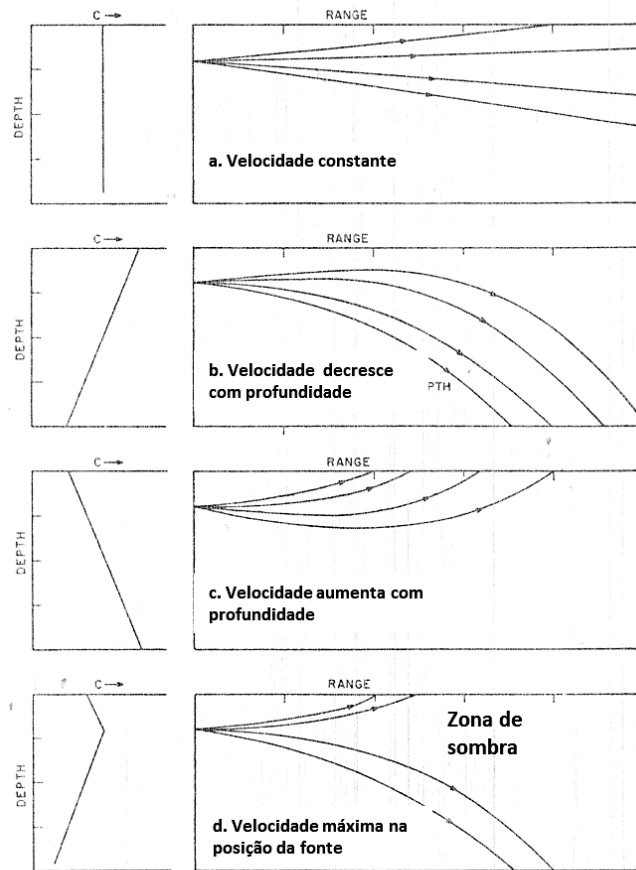


Figura 5.16: Trajetória dos raios sonoros com o transdutor (emissor, fonte) acústico colocado em posição com diferentes perfis verticais de velocidade do som. (Modificado de McLellan, 1965)

A forma como os se comportam em função do perfil vertical de velocidade do som. No caso de meio homogêneo (figura 5.16a), a trajetória é linear. Se a fonte sonora for colocada numa área em que a velocidade diminui com a profundidade, os raios se refratarão para baixo (figura 5.16b). O contrário ocorre se ela for posicionada em uma área onde a velocidade aumenta (figura 5.16c). O Canal Acústico ocorre quando as condições apresentadas nos esquemas 5.16b e 5.16c se combinam. Nessa situação, a fonte sonora estará na zona de mínima velocidade de som. Os raios que se direcionarem para a zona acima do mínimo de velocidade vão difratar para baixo, como no caso da figura 5.16b. Já os raios que se propagarem para a camada abaixo do mínimo de velocidade, a refração será para cima, como na figura 5.16c. Com isso forma-se um envelope acústico, com os raios redirecionados sempre para a zona de mínima velocidade e que, ao concentrar toda a energia, se propaga por grandes distâncias no oceano (figura 5.17). O Canal Acústico tem grande importância na guerra submarina. Como exercício, se pode analisar a forma como a posição do canal acústico será alterada nas diferentes faixas de latitude.

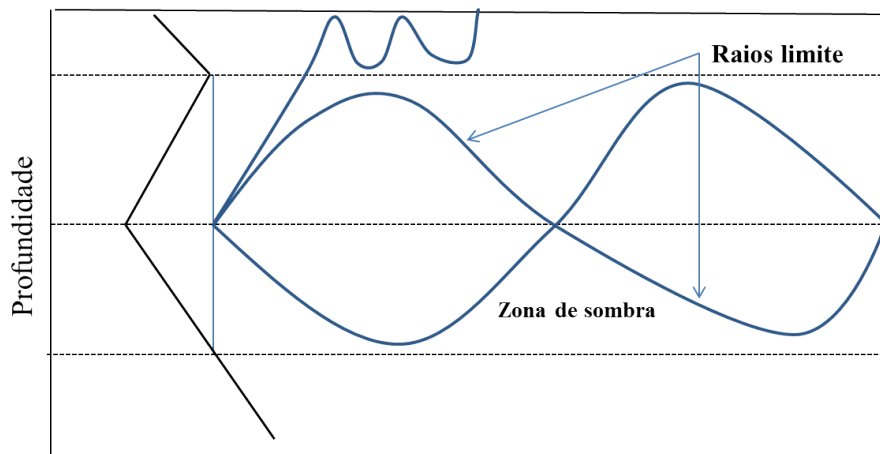


Fig. 5.17: Envelope acústico formado pelos raios limite na área do Canal Acústico quando a fonte (transdutor) está colocada na profundidade de mínima velocidade. Se a fonte for deslocada para profundidades maiores ou menores, o ângulo do envelope diminui e aumenta a intensidade das zonas de sombra, onde o som não se propaga.

Se a posição da fonte emissora for alterada, saindo do centro de velocidade mínima, o envelope acústico diminuirá de extensão vertical e zonas de sombra de grandes dimensões poderão ser geradas. Na figura 5.16d, por exemplo, a fonte foi colocada na base da camada de mistura, num ponto de máxima velocidade de som. Com o processo de refração que causa divergência dos raios, o que provoca a formação de uma zona de sombra onde o som não se propaga. Além disso, observa-se que uma parte deles escapa em direção à superfície e pode passar para a atmosfera. Na camada de mistura pode-se considerar, também, que ondas podem interferir na propagação do som através da reflexão. Convém salientar que em áreas de plataforma a composição do fundo também interfere na propagação uma vez que áreas de fundo lamoso absorvem as ondas sonoras enquanto que as arenosas e rochosas são mais refletivas.

PROPAGAÇÃO DA LUZ NA ÁGUA DO MAR

A incidência da radiação solar sobre a superfície da Terra pode ser considerada como a fonte de energia inicial de vários processos incluindo a movimentação das massas de ar, os ventos (ver capítulo VII), que geram no oceano, movimentos importantes na forma de correntes e ondas. Parte da radiação que se propaga para dentro da camada de mistura do oceano, não só contribui para o aquecimento dessa capa como também propicia o desenvolvimento de organismos fitoplanctônicos através da fotossíntese (ver capítulo XI). Nesta seção serão analisadas as formas pelas quais a luz é atenuada de forma seletiva com o aumento de profundidade e os principais fatores condicionantes dessa situação. Os temas relativos à cor do oceano e casos específicos ligados à áreas de plataforma continental serão discutidos.

Atenuação da Luz

A radiação solar que incide sobre a superfície do mar com um ângulo α_i pode ser parcialmente refletida de volta à atmosfera com um ângulo de reflexão α_r , no entanto, a

maior parte é absorvida pela camada superior do oceano conforme representado na figura 5.18a. Convém observar que o raio refratado se aproxima da normal ($\alpha_r < \alpha_i$), pois a velocidade da luz é menor na água do que no ar. Na água do mar, pela presença de sais, o índice ou coeficiente de refração da luz, estabelecido de forma geral na equação 5.10, vai ser maior do que o da água doce para a mesma temperatura. O índice de refração é diretamente proporcional à salinidade e inversamente à temperatura, conforme mostrado na figura 5.18b. Com base nessa relação foram desenvolvidos aparelhos denominados de refratômetros que medem, com uma precisão muito baixa, a salinidade como função do índice de refração.

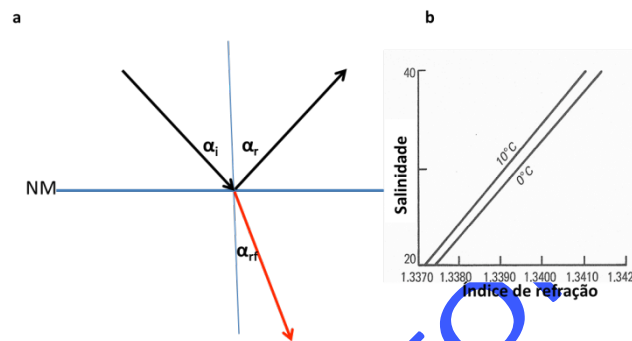


Figura 5.18. Incidência da radiação solar na superfície do oceano (NM) com os processos de reflexão e a refração da onda incidente e seus respectivos ângulos α_i , α_r e α_{rf} ; b) variação do índice de refração da luz como função da salinidade e temperatura

Diversos estudos baseados em medições têm demonstrado que essa radiação que incide com intensidade I_0 é exponencialmente atenuada com o aumento da profundidade (z), conforme mostrado na figura 5.19. Esse processo pode ser representado pela equação 5.11.

$$I_z = I_0 e^{-kz} \quad (5.11)$$

Onde: I_0 e I_z são, respectivamente, as intensidades luminosas na superfície e na profundidade z e k é o coeficiente de extinção da luz que é adimensional, isto é, tem unidades de m^{-1} .

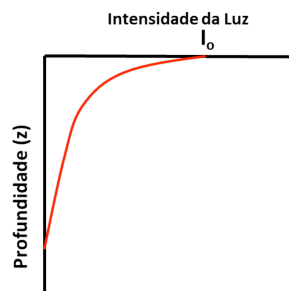


Figura 5.19: Extinção exponencial da intensidade da luz em função da profundidade

Como a luz é um somatório de ondas, para cada componente de comprimento λ , a equação 5.11 pode ser reescrita como:

$$I_{\lambda z} = I_{\lambda 0} e^{-z\alpha_{\lambda}} \quad (5.12)$$

Nesse caso, α é um coeficiente de extinção médio para a coluna de água. No entanto, a atenuação da luz é o resultado de dois processos independentes: a absorção e a dispersão. De acordo com Jerlov a dispersão diz respeito aos desvios de uma trajetória linear que a luz sofre em seu caminho. Por outro lado, a absorção inclui todos os processos termodinâmicos irreversíveis onde a energia luminosa é transformada em térmica, química ou qualquer outra forma de energia. Adicionalmente, a luz no oceano é absorvida pelo: fitoplâncton (algas) na fotossíntese; material orgânico e inorgânico em suspensão; material orgânico e inorgânico (sais) dissolvidos na água e; a água pura. Quanto maior a concentração de elementos em suspensão e dissolvidos, maior será a dispersão e a perda de intensidade (extinção ou atenuação).

Assim, a atenuação da luz na água pode ser devida a quatro fatores:

- a) Absorção pela água pura – $k_{w\lambda}$
- b) Absorção por material em suspensão e dissolvido - $k_{d\lambda}$
- c) Dispersão pela água pura -
- d) Dispersão (reflexão e refração) por material em suspensão e dissolvido - $\epsilon_{d\lambda}$

e a atenuação ou extinção α passa a ser definida, por comprimento de onda λ , como:

$$\alpha = k_{w\lambda} + k_{d\lambda} + \epsilon_{w\lambda} + \epsilon_{d\lambda} \quad (5.13)$$

A figura 5.20 demonstra que a variação do coeficiente de absorção pela água pura ($k_{w\lambda}$) em função do comprimento de onda é menor na faixa da radiação visível ($0,4\mu$ a $0,8\mu$) aumentando para a faixa do ultravioleta e infravermelho. Por ser, teoricamente, absorvido na atmosfera pela camada de ozônio, o ultravioleta não atinge a superfície do mar. Por outro lado, a radiação na faixa do infravermelho é absorvida já na superfície, em função do alto coeficiente de absorção. Em termos de microestrutura, esta radiação é transformada em calor e pode formar uma termoclina em uma camada de poucas micras de profundidade. Observa-se nessa figura que o menor coeficiente de absorção é relativo a comprimentos de onda da ordem de $0,45\mu$ a $0,48\mu$. Com isto pode-se deduzir que em água pura, o comprimento de onda que mais se propaga é o correspondente à luz azul.

O coeficiente de dispersão da água pura ($\epsilon_{w\lambda}$) pode ser calculado teoricamente. Ele é maior para os menores comprimentos de onda (azul e verde), diminuindo com o aumento deste. Já a dispersão da luz em águas com material particulado em suspensão, orgânico ou inorgânico, dado por $\epsilon_{d\lambda}$, é dependente da relação entre o comprimento de onda e o diâmetro das partículas (d) presentes no oceano. De um modo geral pode-se dizer que o coeficiente de dispersão $\epsilon_{w\lambda}$ é proporcional a λ^{-n} . Quando $d \ll \lambda$, a dispersão da luz segue a teoria de Rayleigh que diz que a

intensidade da dispersão é inversamente proporcional à quarta potência do comprimento de onda e n vale 4. Nessa situação, a radiação de cor azul ($0,45\mu$) tende a ser a mais dispersa e explica as razões da cor azul em mar aberto. Por outro lado, quando $d \gg \lambda$ a dispersão segue a teoria de Mie e o valor de n diminui. Com isso a dispersão se dá para os maiores comprimentos de onda. Como as radiações de comprimento do infravermelho e do vermelho são rapidamente atenuadas, a dispersão se dá em torno de comprimentos de onda do verde indicando-se, assim, a razão da cor verde como dominante em águas costeiras e de plataforma, mais turbidas.

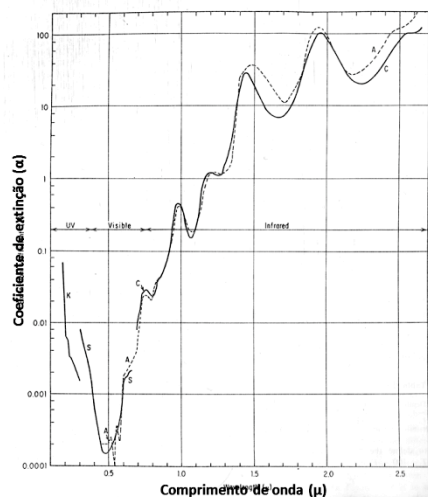


Figura 5.20. Coeficiente de extinção da luz em água pura em função do comprimento de onda. Adaptada de Neumann e Pierson, 1966.

Os resultados desses efeitos de absorção e dispersão podem ser mais bem compreendidos através da figura 5.21 que mostra o espectro da energia (energia por comprimento de ondas) que incide na superfície e em várias profundidades.

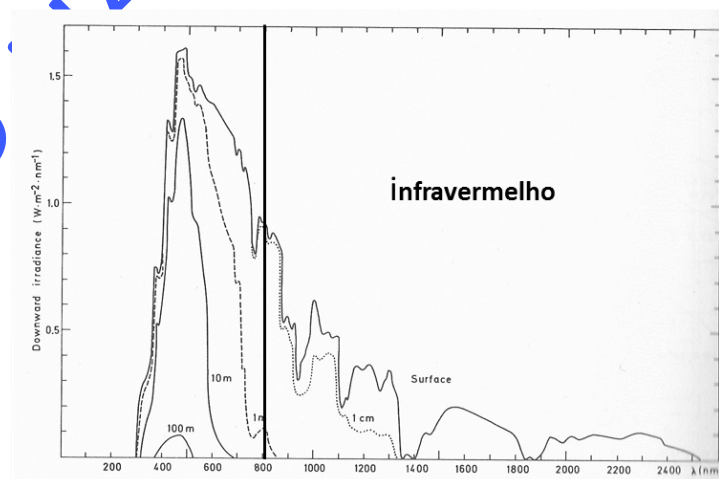


Figura 5.21. O espectro de energia da radiação incidente no mar para superfície, 1 cm, 1 m, 10 m e 100 m de profundidade. Adaptada de Jerlov (1976).

Em 1 cm de coluna de água, os comprimentos de onda acima de 1400 nm ($1,4 \mu$) já foram extintos e o infravermelho desaparece em até um metro de profundidade. Com o aumento da profundidade, de forma seletiva, as componentes com os maiores comprimentos de onda vão sendo atenuadas. Na profundidade de 100 m restam apenas o azul e o verde. Isto define, também, a chamada camada eufótica (bem iluminada) que limita a ocorrência da maior parte da vida no oceano. Seu limite é dado pelo nível correspondente a 1% da quantidade de luz que chega à superfície do mar. Aparelhos chamados irradiômetros são utilizados para esse fim. De forma mais simples, usa-se o chamado Disco de Secchi, um disco branco que é lançado ao mar com um cabo graduado. A profundidade de desaparecimento desse disco da visão do observador indica a altura da coluna de água que é atingida por apenas 10% da luz incidente.

Se for considerada a diferença entre águas transparentes (Mar Mediterrâneo; Mar do Caribe e do Japão), com pouca turbidez e aquelas mais turvas (Mar Báltico), as diferenças nos espectros são mostradas na figura 5.22. No primeiro, a camada eufótica atinge mais de 75 m e nessas profundidades o comprimento de onda dominante é o do azul (460 nm). Na medida em que a turbidez aumenta, a profundidade da camada eufótica diminui e as curvas tornam-se mais simétricas em torno do comprimento da luz verde (500 nm). Isto é devido ao fato que a parte da radiação de menor comprimento de ondas passa a ser mais atenuada pela absorção seletiva causada por partículas e material orgânico dissolvido.

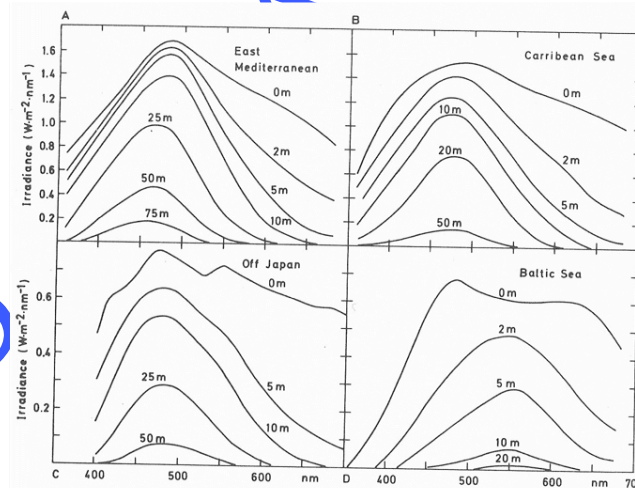


Figura 5.22. Distribuição espectral (intensidade luminosa x comprimento de onda) da radiação incidente na superfície do mar em quatro locais selecionados. Adaptada de Jerlov (1976).

O Mar Báltico apresenta alta turbidez e grande concentração de substâncias orgânicas dissolvidas que, em função do efeito da absorção causada por esses componentes, apresenta uma camada eufótica bastante reduzida (20 m) e, a partir dos 2 m de profundidade, a curva é centrada em 550 nm, comprimento correspondente ao amarelo.

Pela importância na produção biológica, estudos sobre o comportamento da luz no oceano, tanto em zonas costeiras como em alto mar, têm sido desenvolvidos e

relacionados com os diversos componentes citados aqui. Além disso, o conhecimento sobre a radiação reenviada para a atmosfera através da reflexão e da retro-dispersão causada por partículas em suspensão na água é parte importante na elaboração de modelos para quantificar este material através do uso de imagens da cor do mar obtidas por sensores colocados em satélites como o SeaWiFS e Modis.

USO NÃO AUTORIZADO