

2. Propriedades físico-químicas da água do mar

As principais propriedades físico-químicas da água do mar são (Pickard & Emery, 1990; Stewart, 2005):

2.1 Temperatura da água do mar

É medida em °C e no mar aberto varia entre os limites de -2°C a +30°C. O limite inferior é regulado pelo ponto de congelamento da água do mar (um pouco abaixo do ponto de congelamento da água pura, que é de 0°C, devido à presença dos sais dissolvidos na água do mar). E o limite superior é definido pelo calor específico da água do mar (capacidade de reter calor), sua condutividade térmica (capacidade de conduzir calor), a mistura de águas com diferentes temperaturas e a evaporação (mais da metade da energia recebida nas camadas superiores do oceano é utilizada para evaporação, e o restante para variações de temperatura). Entretanto, águas costeiras rasas podem ter valores máximos de temperatura um pouco acima de 30°C.

2.2 Salinidade

A quantidade total de substâncias dissolvidas na água do mar se denomina "salinidade", cujas unidades são grama por quilograma (g/kg) ou partes por mil (‰). A salinidade média da água do mar é cerca de 35 g/kg, sendo que no mar aberto o intervalo é 33 a 37 g/kg. Salinidades mais baixas (28 a 29‰) são encontradas em águas costeiras, devido à influência de rios e drenagem continental. Alguns pequenos mares têm salinidade muito pequena (Báltico, 20‰) e outros muito grande (Mediterrâneo, 38.5‰ e Mar Vermelho, 40‰). Os "constituintes maiores" da água do mar correspondem a 10 elementos químicos, os quais constituem 99,7% dos sais dissolvidos na água do mar; esses constituintes maiores (sódio, cloro, etc.) possuem uma propriedade muito importante: embora a concentração total de sais dissolvidos varie bastante no espaço e no tempo, as proporções dos constituintes maiores são praticamente constantes. Torna-se possível determinar a salinidade analisando somente um dos constituintes maiores. O cloro, o elemento mais abundante, foi escolhido, dado que uma técnica analítica simples é disponível, através de uma titulação com nitrato de prata. Dessa forma, através do método químico, se determina a "salinidade absoluta". No entanto, desde a década de 80 a determinação direta da salinidade por análise química da água do mar se tornou de difícil operacionalização rotineira, de modo que foi desenvolvida a técnica de medir a salinidade a partir da condutividade elétrica da água do mar, o que resultou na definição da "salinidade prática", sendo consideradas as unidades ups (por exemplo, 35,22 ups – unidades práticas de salinidade); quando não se especifica unidades para a salinidade, os valores correspondem a ups, e o método de determinação é o da condutividade elétrica.

2.3 Pressão hidrostática

É o peso da coluna de água por unidade de área no mar. A pressão total num certo nível de profundidade corresponde à soma da pressão hidrostática com a pressão atmosférica na superfície do mar (sendo que a pressão atmosférica normal é $1.013 \times 10^2 \text{ N/m}^2$, ou seja, 1.013 hPa, corresponde a 1 atmosfera). Note-se que a cada 10 metros de aumento em profundidade resulta um aumento de pressão de cerca de 1 atmosfera. A profundidade média dos oceanos é de 3.730 m (enquanto a elevação média dos continentes é de 840 m) e a máxima profundidade dos oceanos é de 11.524 m,

na Fossa Mindanao, no Pacífico Oeste (e a máxima altitude dos continentes é de 8.840 m, no Monte Everest, Himalaia, Ásia). Consequentemente, a pressão hidrostática média no fundo do mar é de 370 atmosferas, e a máxima é de 1.100 atmosferas.

2.4 Densidade da água do mar

É a relação entre massa e volume da água do mar, sendo expressa em kg/m^3 . Na superfície varia tipicamente entre 1.020 e 1.030 kg/m^3 , sendo que em profundidade se chega a ter valores próximos a 1.050 kg/m^3 . A densidade da água pura à pressão atmosférica é de 1.000 kg/m^3 , sendo que a água do mar tem valores maiores principalmente devido à presença dos sais. A salinidade (s), a temperatura (t) e a pressão (p) e determinam a densidade da água do mar (ρ), através de uma equação polinomial chamada “equação do estado da água do mar”.

O aumento de temperatura provoca diminuição da densidade (devido ao aumento de volume); o aumento de salinidade provoca aumento de densidade (pois a massa aumenta e há efeitos moleculares de contração); e o aumento de pressão provoca aumento de densidade (por compressão). Mas essas variações de ρ com s , t , p não são lineares.

Temperatura potencial e densidade potencial são cálculos de temperatura e densidade eliminando o efeito da pressão, e só apresentam diferenças significativas (em relação aos valores realísticos) em grandes profundidades.

Temperatura e salinidade (e densidade) são importantes identificadores da água do mar por serem propriedades conservativas da água subsuperficial. Isto significa que, abaixo da superfície, não existe processo algum importante que altere qualquer uma das duas, com exceção da mistura. Na superfície, a precipitação e a evaporação alteram a salinidade; e muitos processos alteram a temperatura, principalmente a radiação solar. Concluindo, as massas de água podem ser rastreadas por valores característicos de s , t , p .

3. Distribuição das propriedades

A seguir serão abordados os principais aspectos das variações das propriedades com a latitude, a longitude, a profundidade e as estações do ano (Garisson, 2010).

3.1 Distribuição da temperatura na superfície:

Em geral, as isotermas acompanham os paralelos terrestres, com temperaturas mais baixas nas regiões polares e mais altas nas baixas latitudes (Fig. 1). Isto se deve principalmente ao efeito da radiação solar, cuja média anual chega a ultrapassar 400 Watts/m^2 na região equatorial e não ultrapassa 200 Watts/m^2 nas áreas polares. Porém, nas baixas latitudes, se tem temperaturas mais baixas no lado leste do que no lado oeste dos oceanos; esta característica é notória no Atlântico Sul e no Pacífico Sul, nas isotermas de 25°C no verão e nas isotermas de 20°C no inverno; este aspecto se deve aos ventos alísios (na região tropical), que tendem a afastar as águas no lado leste dos oceanos para o mar aberto, favorecendo o afloramento de águas mais frias vindas abaixo da superfície.

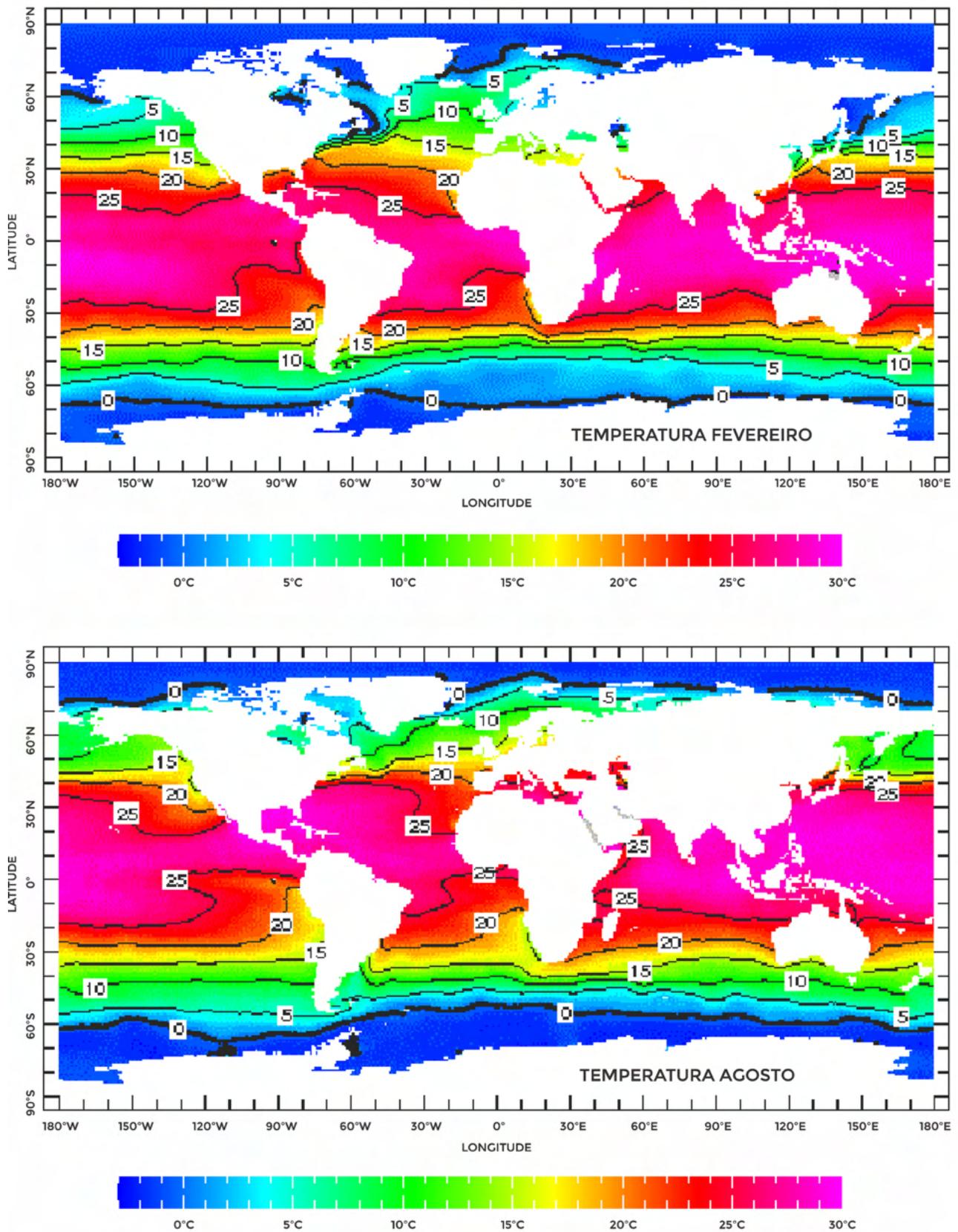


FIGURA 1. Temperatura média na superfície dos oceanos, em fevereiro e agosto, em °C. Dados extraídos do WOA – World Ocean Atlas – 2009, de Locarnini et al., 2010.

3.2 Distribuição vertical de temperatura

Nas latitudes baixas, a coluna d'água em geral possui três camadas (Fig. 2A): camada da superfície, com espessura típica de 50 a 200 m e temperatura próxima à da superfície; termoclina principal, de 200 a 1.000 m, com grande variação da temperatura com a profundidade; e a camada do fundo, abaixo dos 1.000 m, com pequena variação de temperatura com a profundidade. Em altas latitudes, não há termoclina: temperatura é relativamente uniforme na vertical (Fig. 2C); e nas latitudes médias, a termoclina principal é uma “termoclina sazonal”, pois só ocorre no verão (Fig. 2B). A camada da superfície é chamada “camada de mistura”, por ser homogênea, devido à mistura causada pelo vento e pelas ondas.

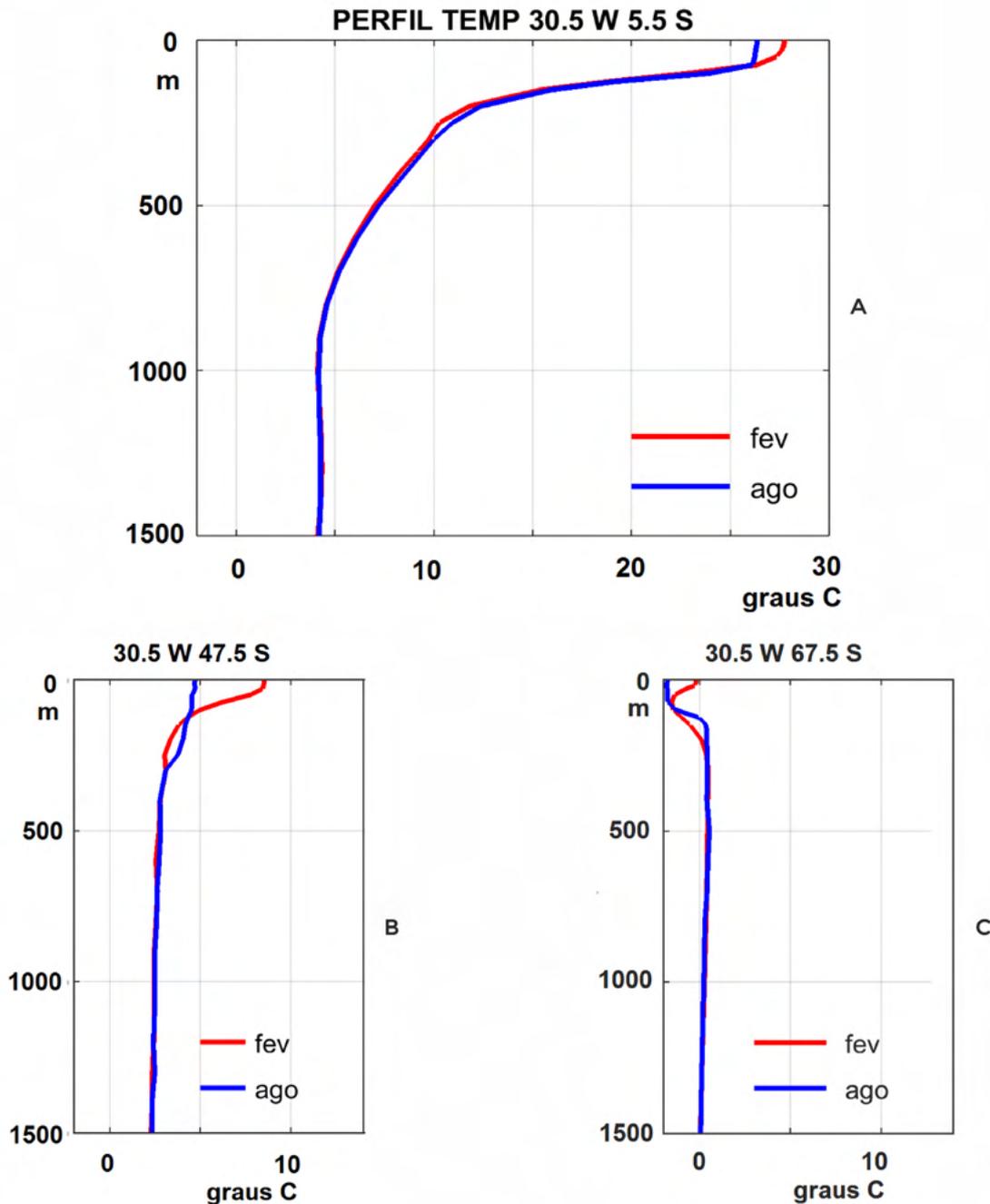


FIGURA 2. Perfis verticais típicos de temperatura nas baixas (A), médias (B) e altas latitudes (C), em °C. Nessa figura, se encontram valores médios mensais de fevereiro (verão) e agosto (inverno), na longitude de 30,5°W e nas latitudes de 5,5°S (baixa latitude), 47,5°S (latitude média) e 67,5°S (alta latitude). Dados extraídos do WOA – World Ocean Atlas – 2009, de Locarnini et al., 2010.

3.3 Variações sazonais da estrutura vertical da temperatura

Em águas oceânicas, nas áreas tropicais e nas altas latitudes, as variações sazonais da estrutura vertical da temperatura são muito pequenas, visto que as temperaturas na superfície do ar e do mar não variam significativamente. Entretanto, nas latitudes médias, há uma variação sazonal marcante da estrutura vertical da temperatura das águas oceânicas, o que origina uma "termoclina sazonal" (Fig. 2). Abaixo dos 500 m, as variações de temperatura do oceano com as estações do ano são muito pequenas, sugerindo um ambiente muito homogêneo para a temperatura nas grandes profundidades. Por outro lado, águas costeiras possuem variações diurnas e sazonais de temperatura bem maiores que o oceano profundo, com valores até em torno de 10°C.

3.4 Distribuição da salinidade na superfície

A salinidade na superfície dos oceanos varia geralmente entre 33 e 37, tendo variação meridional, com baixos valores nas altas latitudes, máximos em cerca de 25°N e S e mínimo logo ao Norte do Equador (Fig. 3). A salinidade na superfície nas regiões oceânicas (longe da costa) é controlada principalmente por dois fatores: a evaporação, que a aumenta, e a precipitação, que a reduz. Os máximos de salinidade na superfície estão nas regiões dos ventos alísios, que provocam um máximo de evaporação menos precipitação. O congelamento de água aumenta a salinidade, e o degelo a diminui, mas estes efeitos são secundários e localizados. Assim, baixos valores de salinidade são encontrados em regiões de alta precipitação e nas regiões polares, enquanto que valores muito altos aparecem em regiões com excesso de evaporação, como por exemplo o Mar Mediterrâneo (39) e o Mar Vermelho (41). Em regiões costeiras, além de precipitação e evaporação, pode haver a influência do desaguadouro de rios com grande vazão fluvial e a drenagem continental de precipitação, de modo que valores de salinidade abaixo de 30 podem ocorrer (note-se os baixos valores de salinidade próximo ao Rio Amazonas e o Rio da Prata).

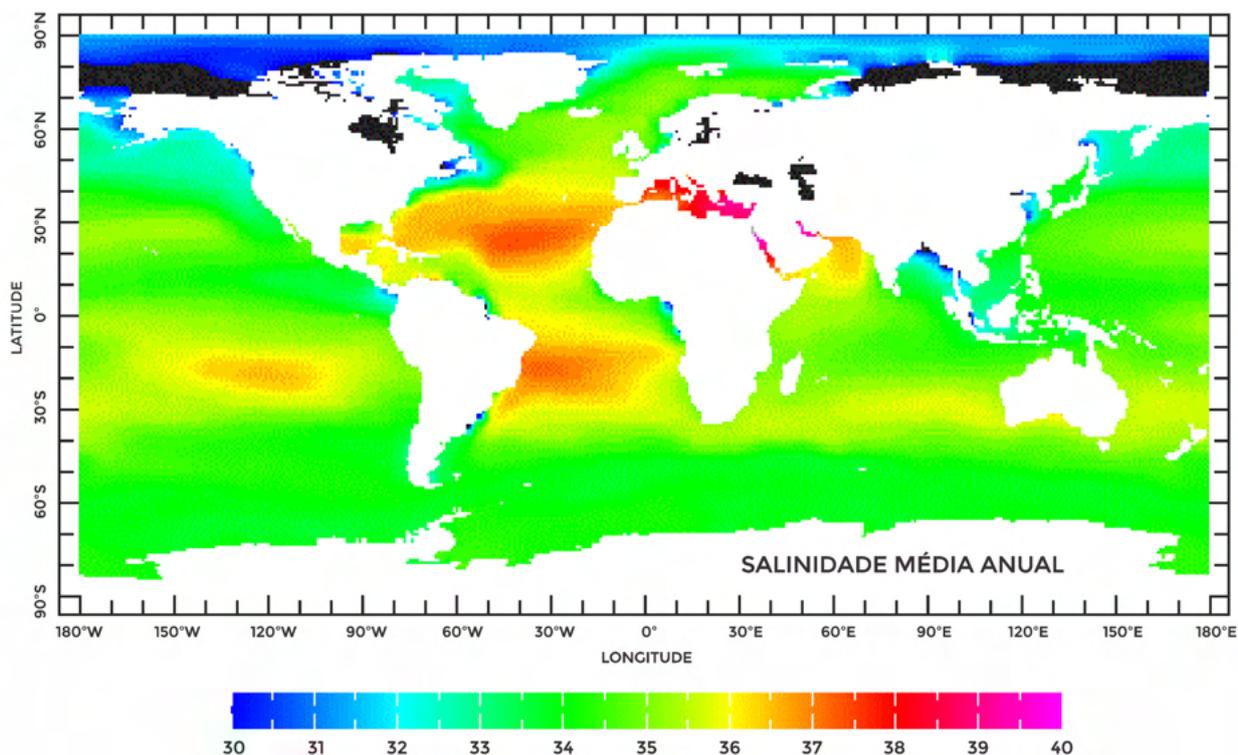


FIGURA 3. Salinidade média anual na superfície dos oceanos, em ups. Dados extraídos do WOA – World Ocean Atlas – 2009, de Antonov et al, 2010).

3.5 Distribuição vertical de salinidade

Quanto à distribuição vertical de salinidade, esta não é tão simples de descrever como a de temperatura. Isto porque a densidade (que é o fator responsável pela estabilidade vertical) é principalmente determinada pela temperatura (em águas oceânicas). Somente nas águas costeiras, e em estuários, a salinidade é tão importante quanto a temperatura como elemento controlador da densidade. De qualquer forma, os efeitos principais que determinam os perfis de salinidade em águas oceânicas são a evaporação e a precipitação, que aumentam a salinidade de superfície nas baixas latitudes e diminuem a salinidade de superfície nas altas latitudes (Fig. 4).

Em águas muito profundas, abaixo de 4.000 m, a salinidade é muito uniforme, 34,6 a 34,9, e a temperatura tem pequenas variações (-0,9 a 2°C); isto significa que essas águas profundas têm características bastante uniformes. Nos perfis verticais, uma camada intermediária entre a de superfície e a do fundo pode apresentar grande variação de salinidade com a profundidade, sendo chamada "haloclina". Por outro lado, em regiões costeiras com grande descarga de água doce de rios, a salinidade é diminuída pela influência fluvial, principalmente na superfície, e pode também ocorrer uma haloclina, entre a camada de superfície (pouco salina) e a de fundo (muito salina).

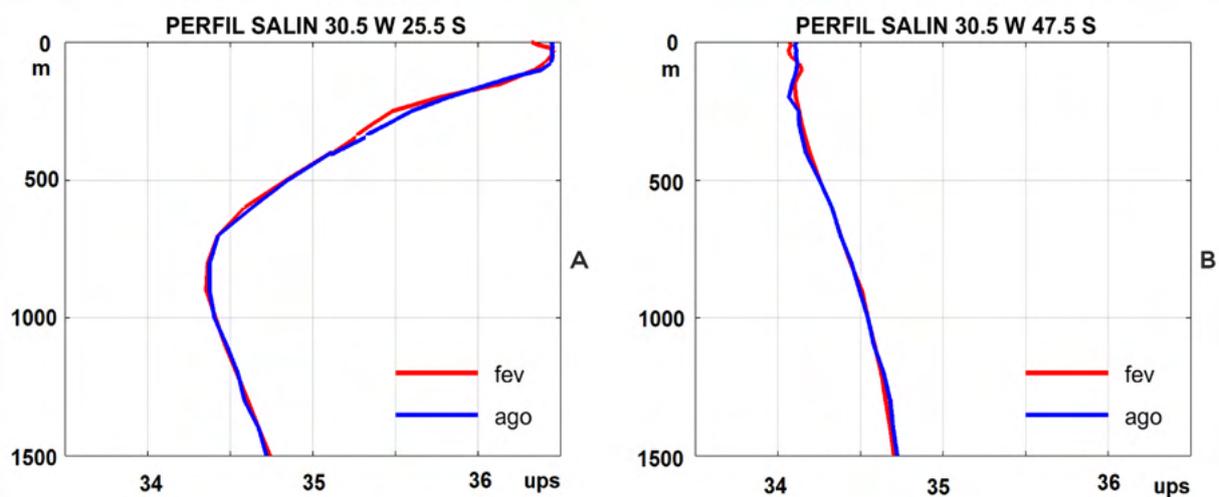


FIGURA 4. Perfis verticais típicos de salinidade em áreas oceânicas, no Atlântico Sul. Nessa figura se encontram valores médios mensais de fevereiro (verão) e agosto (inverno), na longitude de 30,5°W e nas latitudes de 25,5°S (baixa latitude) e 47,5°S (latitude média). Dados extraídos do WOA – World Ocean Atlas – 2009, de Antonov et al., 2010.

3.6 Variações temporais da salinidade

No oceano aberto, variações sazonais de salinidade na superfície são pequenas, menores que 0,5; somente em regiões de grande variação anual da precipitação e nas latitudes muito altas (próximo ao gelo) há grandes variações anuais (só na superfície). Variações diurnas da salinidade em áreas oceânicas são muito pequenas. Por outro lado, em regiões costeiras, variações de vazões fluviais, principalmente entre as estações chuvosas e secas, podem resultar em grandes variações de salinidade da água do mar.

3.7 Distribuição da densidade

No oceano profundo, a distribuição de densidade é uma “imagem espelhada” da temperatura. Portanto, a densidade na superfície varia de 1.022 kg/m^3 no Equador (mínimo) a 1.030 kg/m^3 nos polos (máximo). Densidade aumenta com a profundidade, mas não de uma forma uniforme: nas regiões equatorial e tropical há uma camada superior de densidade com pequeno aumento com a profundidade, depois há uma camada na qual a densidade aumenta rapidamente com a profundidade, chamada picnoclina, e abaixo desta camada a densidade aumenta suavemente com a profundidade (camada do fundo). Em altas latitudes, a densidade aumenta suavemente com a profundidade, e a picnoclina inexistente. Esta estrutura vertical de densidade, e o contraste entre as baixas e médias latitudes, são mais facilmente verificados nos perfis de densidade potencial (Fig. 5). Normalmente, a picnoclina acompanha a termoclina; sendo uma camada muito estável, constitui uma barreira à passagem de águas (e propriedades) na vertical; como resultado, o oceano pode ser aproximado em modelos por “duas camadas” (um quente e uma fria) separadas por uma interface (a picnoclina). Por outro lado, em águas costeiras, a salinidade é um importante fator controlador da densidade, em todos os níveis de profundidade.

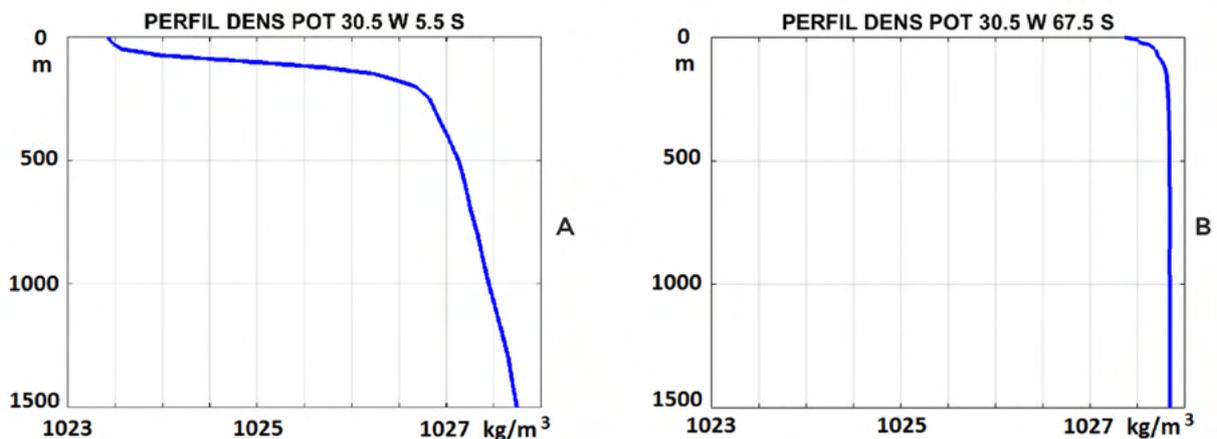


FIGURA 5. Perfis verticais típicos de densidade potencial em áreas oceânicas, no Atlântico Sul. Nessa figura se encontram valores médios anuais, na longitude de $30,5^{\circ}\text{W}$ e nas latitudes de (A) $5,5^{\circ}\text{S}$ (baixa latitude) e (B) $67,5^{\circ}\text{S}$ (latitude média) (B). Valores extraídos do Banco de Dados LEVITUS 94 (Levitus & Boyer, 1994).

A Figura 6 mostra a distribuição da espessura das três camadas da estrutura vertical de temperatura (e densidade) no oceano profundo – camada de mistura, termoclina (e picnoclina) e camada do fundo - em função da latitude.

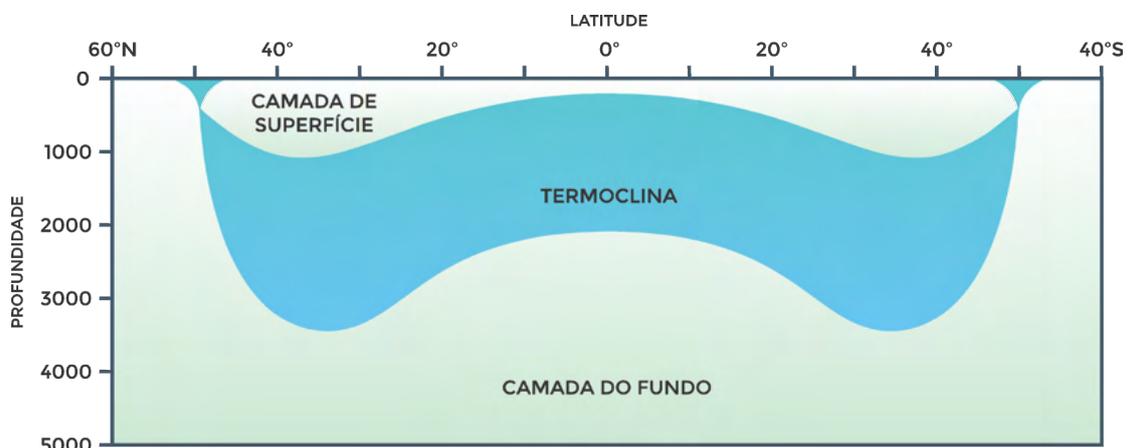


FIGURA 6. Distribuição das camadas na estrutura vertical de temperatura (e densidade), em função da latitude, com a camada de superfície, termoclina (e picnoclina) e camada do fundo.