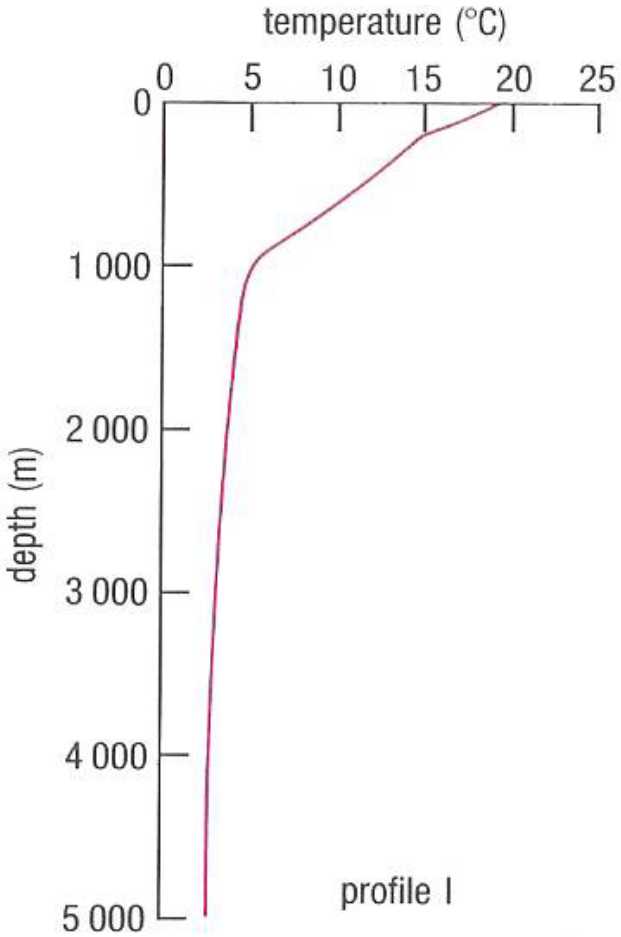
⑦ Distribuição espacial e variação temporal dos parâmetros físicos do oceano(1) - temperatura, salinidade e densidade. A termoclina e a picnoclina.

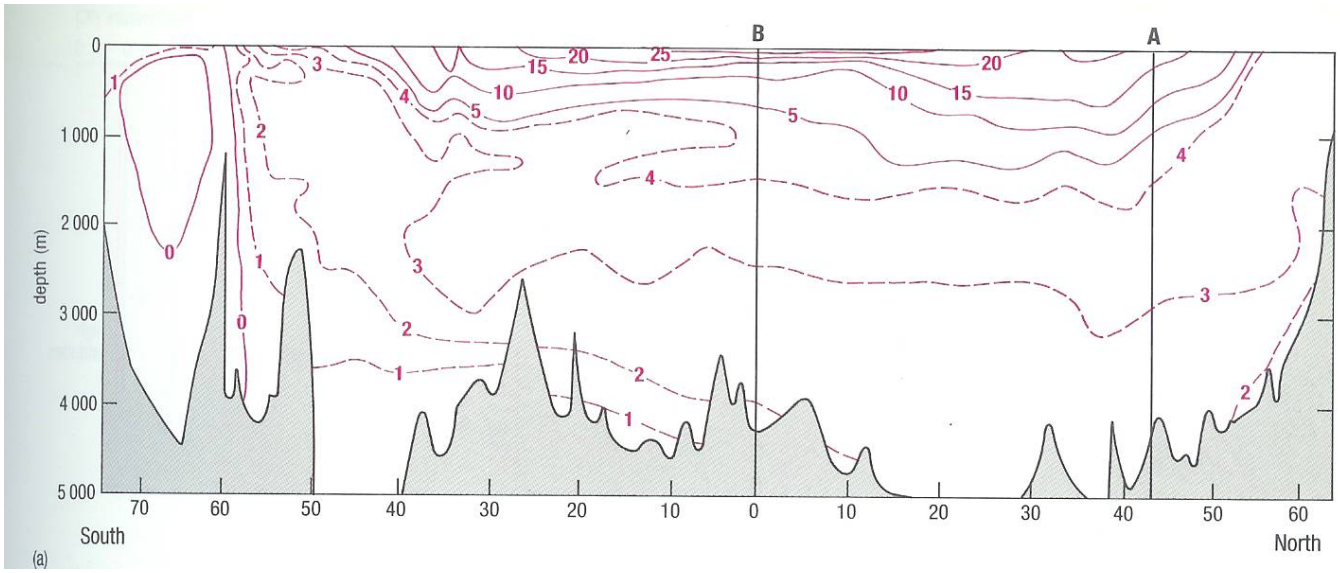
Um dos aspectos mais salientes da distribuição de muitas características da água é que elas se apresentem estratificadas horizontalmente, ou seja o oceano é formado por camadas praticamente horizontais no que diz respeito a essas características e as variações horizontais são geralmente muito mais pequenas do que as variações verticais.
Por exemplo, junto ao Equador a temperatura da água varia entre 25°C à superfície e 5°C a uma profundidade de 1Km, mas é necessário deslocarmo-nos 5000Km para norte ou para sul do Equador para a temperatura à superfície baixar para cerca de 5°C. O gradiente vertical da temperatura, neste caso é 5000 vezes superior ao gradiente horizontal.

Representação das Características

Perfis Vericais - representação de uma estação oceanográfica, que mostra como a característica varia com a profundidade ou pressão numa determinada estação.



Secção Vertical - representação de um "corte" no oceano mostrando a distribuição vertical de uma característica entre 2 ou mais estações oceanográficas. Realizada a partir de dados de 2 ou mais estações (perfis verticais)



Carta de Superfície ou Distribuição Horizontal - representação de isolinhas com a distribuição horizontal a determinada profundidade ou pressão da característica. Os "contours" podem ser feitos à mão ou com o auxílio de programas informáticos especializados.

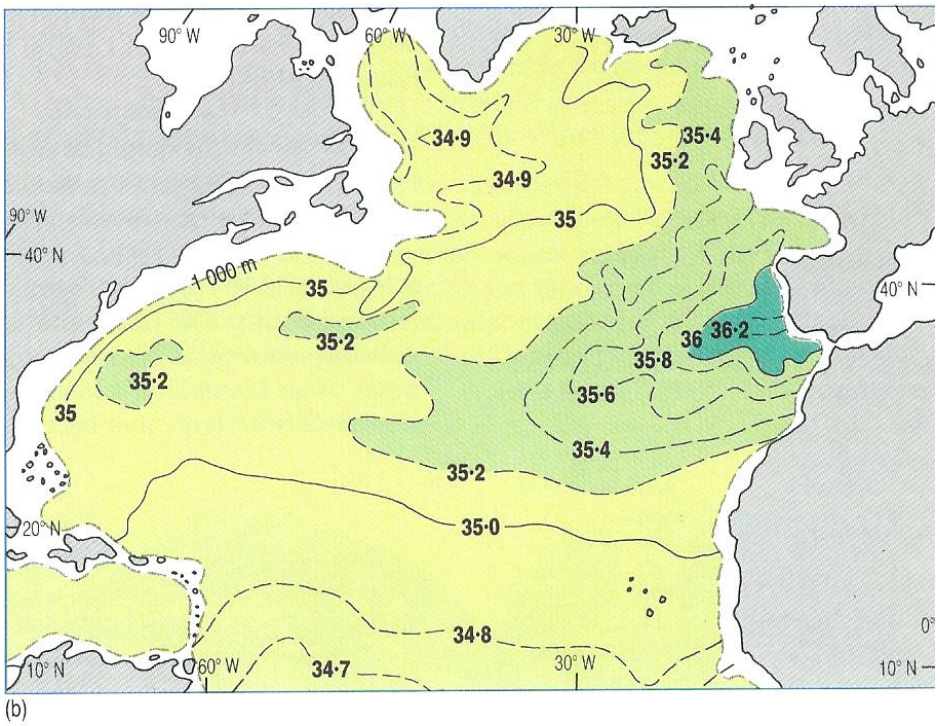


Figure 6.11 Distribution of (a) temperature (°C) and (b) salinity at 1 000 m depth in the North Atlantic, showing the spread of Mediterranean Water. The broken black line is the 1 000 m isobath.

Séries Temporais - variação temporal da característica num determinado local. Dados provenientes de instrumentos fixos, normalmente duma amarração.

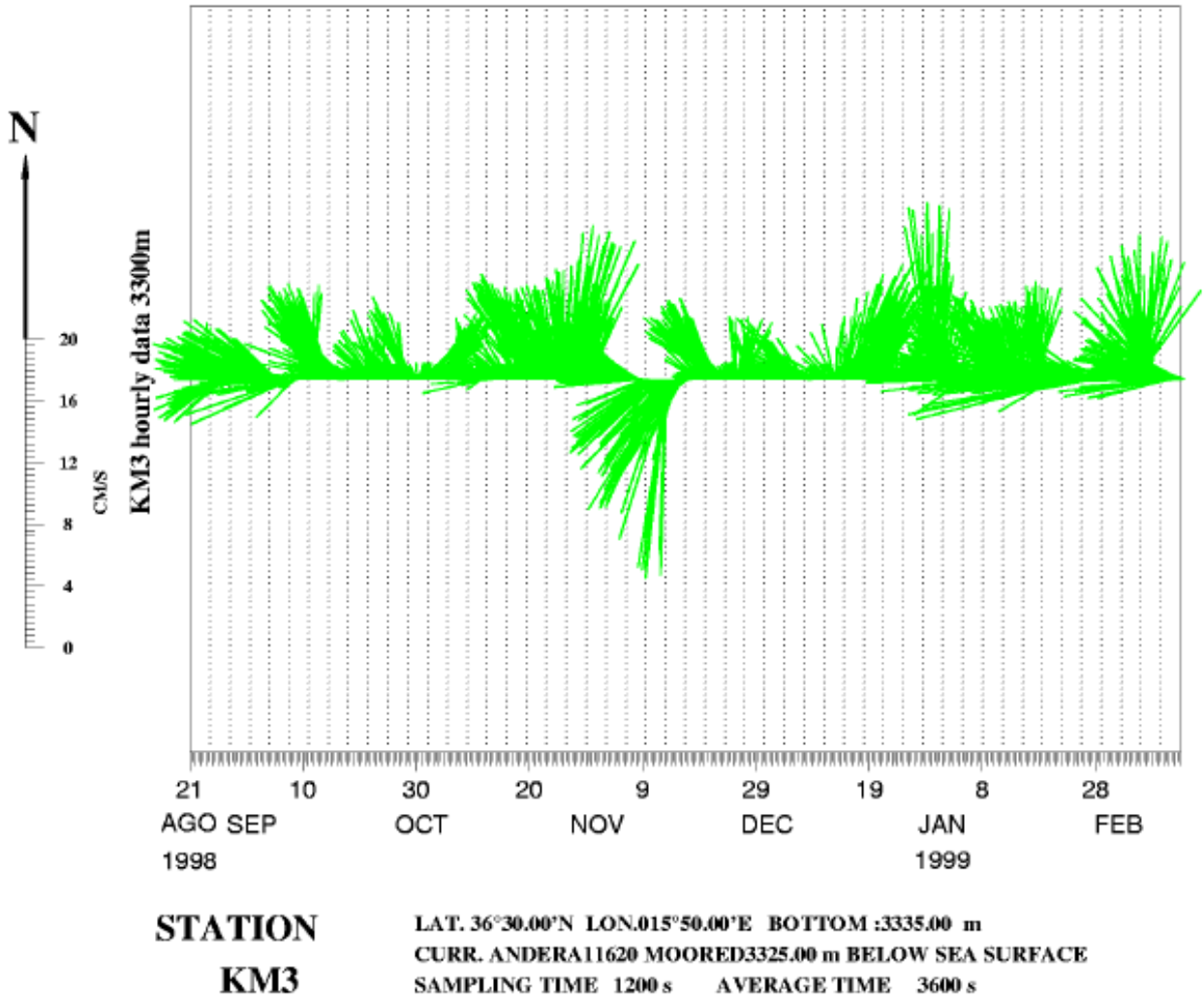


Fig. 4: Stick diagram of hourly data for bottom current-meter at KM3 during the second period of deployment.

Séries longas (meses, anos) são normalmente filtradas através de processos que vão de simples médias corridas até à Análise Espectral de modo a evidenciar os fenómenos periódicos e limpar o "ruído" das variações menores.

Associações de duas características – Os diagramas T-S

A representação conjunta de duas características tem um especial significado no caso dos diagramas T-S, dado que a temperatura e salinidade de uma massa de água são os elementos fundamentais da sua identidade.

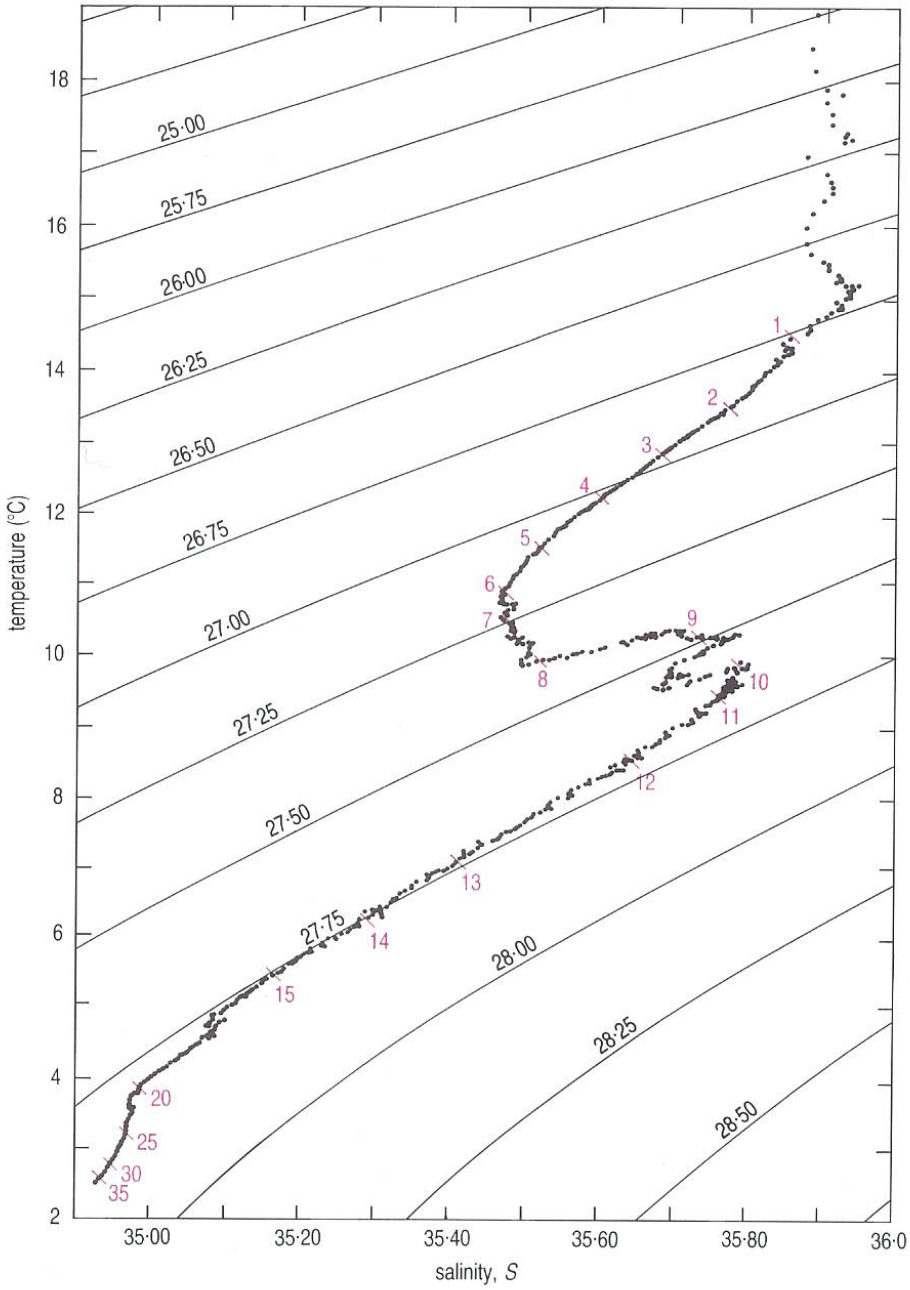


Figure 6.27 θ–S curve for station *Suroît* 1070, to the east of the Azores. The numbers on the curve are in hundreds of decibars, and so approximate to hundreds of metres. The topmost part of the curve, above 100 dbar, corresponds to the thermocline. Equal-density lines are lines of equal σ_θ. (Note the detail visible on this curve, which was computer-generated using θ and *S* data obtained by continuous profiling techniques. By contrast, the curve in Figure 6.26 was obtained from measurements made mostly at intervals of about 100 m or more.)

Num diagrama T-S também são representadas normalmente as linhas de σ_t e assinaladas algumas profundidades na curva T-S.

Um diagrama T-S representa uma estação. Várias estações podem ser representadas no mesmo diagrama e ser traçada a curva média. O diagrama T-S é o B.I. de uma massa de água. Através dele podemos saber que "águas" é que existem nesse local e identificar a que oceano pertence o diagrama T-S.

Estatísticas: 75% do volume total do oceano tem:

Temperatura entre 0 – 6°C

Salinidade entre 34 – 35

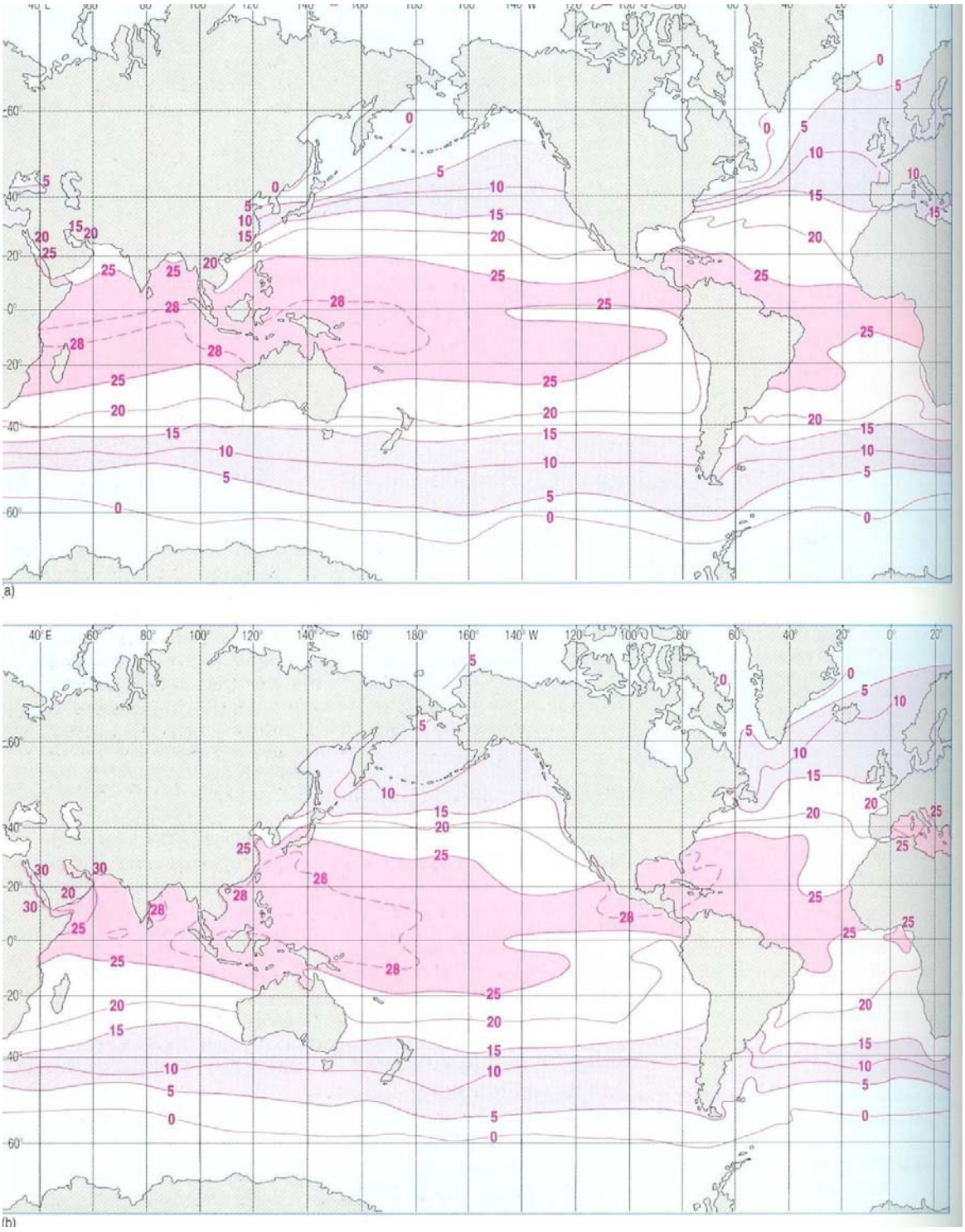
50% do volume total do oceano tem:

Temperatura entre 1,3 – 3,8°C

Salinidade entre 34,6 – 34,8

A temperatura média do oceano mundial é de 3,5°C e a salinidade média é 34,7.

TEMPERATURA À SUPERFÍCIE



A distribuição da temperatura à superfície do oceano é aproximadamente zonal, com as isotérmicas numa orientação oeste-este. Junto aos continentes esta orientação pode modificar-se para uma orientação mais ou menos norte-sul devido à deflexão das correntes pelos continentes.
Junto às fronteiras orientais dos oceanos as isotérmicas também podem orientar-se em direcção ao Equador devido a fenómenos de afloramento ("upwelling") qie aí se verificam com águas subsuperficiais frias a virem à superfície.
No oceano aberto, a temperatura da superfície decresce de valores que podem ser da ordem dos 28°C no Equador até –2°C junto aos gelos das altas latitudes.

➪ **A camada superior do oceano (upper-layer) e a termoclina**

Abaixo da superfície, podemos considerar 3 zonas no que se refere à estrutura da temperatura:

- uma camada superior (50 – 200m de profundidade) – camada de mistura ("mixed layer"), com temperaturas semelhantes às da superfície
- uma camada intermédia abaixo da camada superior e estendendo-se até aos 1000m, na qual a temperatura decresce rapidamente
- uma camada profunda onde a temperatura decresce lentamente.

Em latitudes baixas, valores típicos seriam: 20°C à superfície; 8°C a 500m; 5°C a 1000m; 2°C a 4000m.

A profundidade à qual a taxa de diminuição da temperatura (gradiente) é maior é chamada de Termoclina.
Em latitudes baixas e médias existe sempre uma termoclina a profundidades entre os 200 e os 1000m. Esta termoclina é chamada Termoclina Permanente, ou Principal. Nas águas polares não existe termoclina permanente.

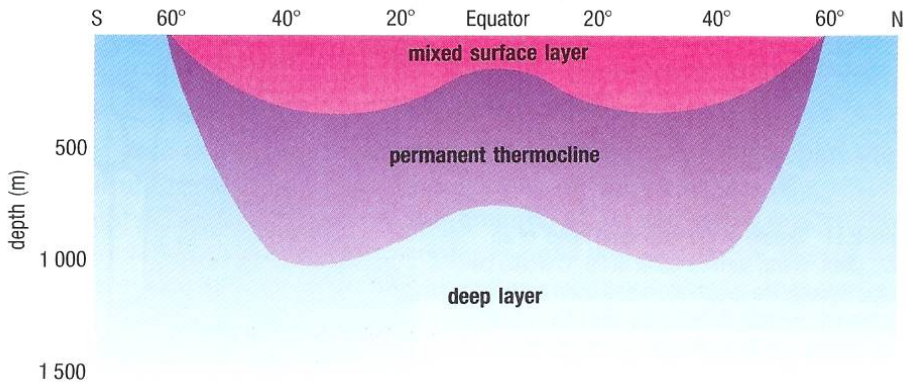


Figure 2.9 Generalized and schematic cross-section, showing the main thermal layers of the oceans

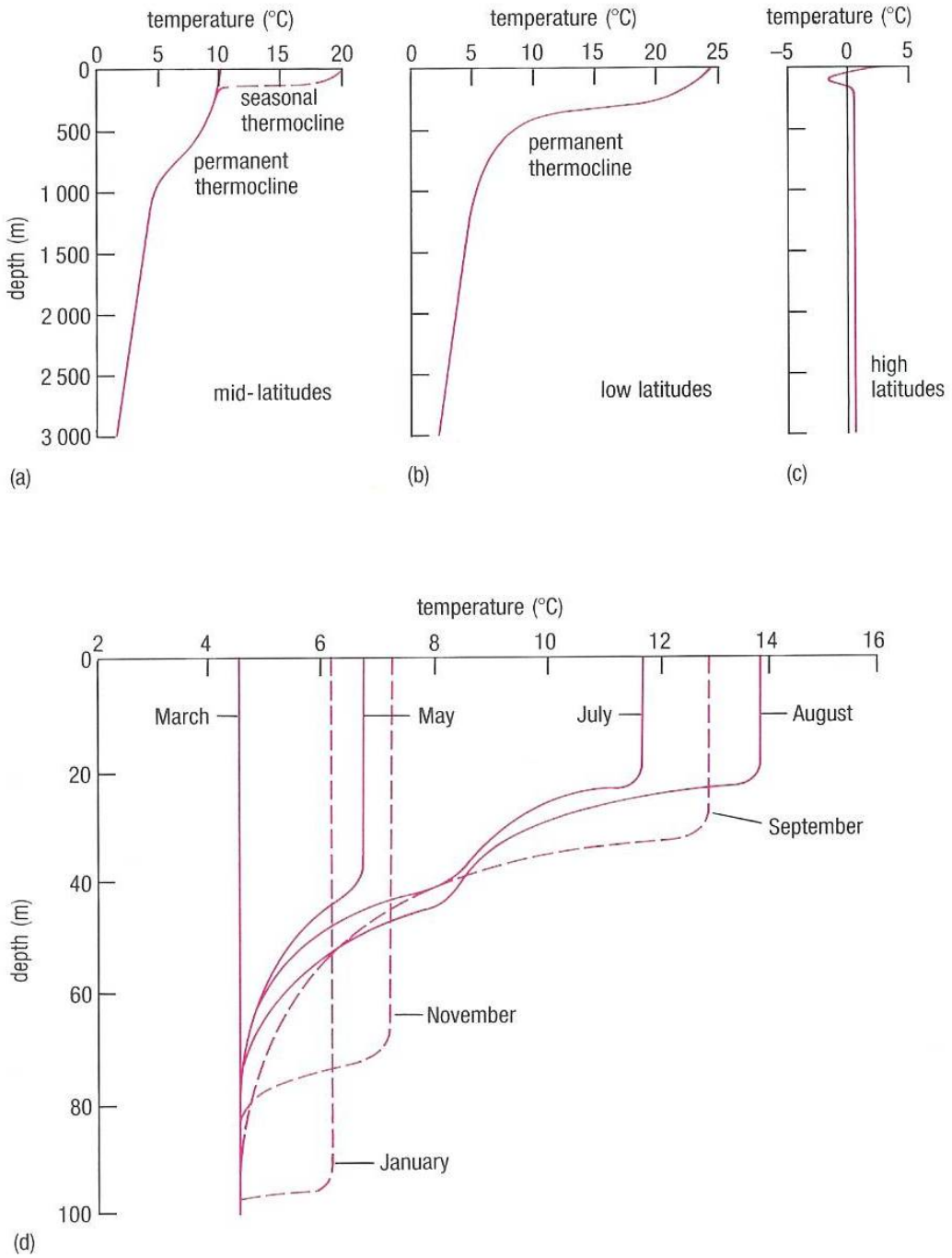


Figure 2.7 (a)–(c) Typical mean temperature profiles for different latitude belts in the open oceans. Note that the otherwise vertical profile (c) for high latitudes shows a layer of colder water at 50–100 m, depth. (d) A succession of temperature profiles to show the growth (solid lines) and decay (broken lines) of a seasonal thermocline in the Northern Hemisphere. Note the very different scales compared to (a)–(c).

➪ Variações temporais da temperatura na camada superior

A temperatura apresenta variações sazonais nesta camada, especialmente nas latitudes médias. A camada que vai da superfície até aos 25 – 200m está normalmente à mesma temperatura da superfície devido à mistura provocada pelas ondas originadas pelo vento. Esta camada é designada assim também por Camada de Mistura (mixed layer).

No inverno a temperatura à superfície é baixa, as ondas são grandes e a camada de mistura é profunda podendo estender-se até à termoclina permanente. No verão a temperatura da superfície aumenta, a água é mais estável e desenvolve-se uma Termoclina Sazonal.

As zonas de termoclina são zonas de grande estabilidade da coluna de água (são também zonas de Picnoclina – zonas de grande gradiente de densidade) e separam águas da camada superior e as águas mais profundas.

Nas latitudes elevadas a temperatura à superfície é baixa. A temperatura das águas profundas, no entanto não difere muito com a latitude. Em consequência disto a termoclina permanente não existe, desenvolvendo-se apenas uma termoclina sazonal. Na região Ártica existe muitas vezes uma camada anómala, dicotérmica entre os 50 – 100m. É uma camada de água fria (-1,6°C) entre águas relativamente mais quentes acima e abaixo. A estabilidade é mantida pelo aumento de salinidade com a profundidade através da camada.

Termoclinas Diurnas podem formar-se em qualquer local, desde que haja um suficiente aquecimento da superfície durante o dia. Ocorrem até profundidades de apenas 10 – 15m e as diferenças de temperatura através delas não ultrapassam normalmente os 1 - 2°C.

Aproveitamento da Energia da Termoclina - Nas latitudes baixas a diferença de temperatura através da termoclina é da ordem dos 20°C. O princípio da Conversão de Energia Térmica do Oceano (OTEC) é o mesmo dos frigoríficos, ar condicionado e bombas de calor:

- água quente (25°C) da superfície é bombeada para um banco de conversores de calor, onde o calor da água é usado para vaporizar amónia ou fréon, que se expande e faz funcionar turbinas. Ao mesmo tempo, água fria (4°C) da camada profunda (1000m de profundidade) é bombeada para cima arrefecendo e condensando o vapor noutro banco de conversores de calor continuando o ciclo. Em finais dos anos 80, os Japoneses desenvolveram e aperfeiçoaram esta tecnologia e construíram algumas pequenas OTECs que geram entre 50 – 100KW de energia. A ilha de Nauru no Pacífico equatorial tem uma central eléctrica deste tipo que gera cerca de 100KW de energia.

Para uma produção maior de electricidade, as OTECs a desenvolver terão de ser muito grandes e ancoradas a profundidades superiores a 1000m (de referir que a maioria das plataformas de petróleo estão na plataforma continental, onde a profundidade máxima é de 200m).

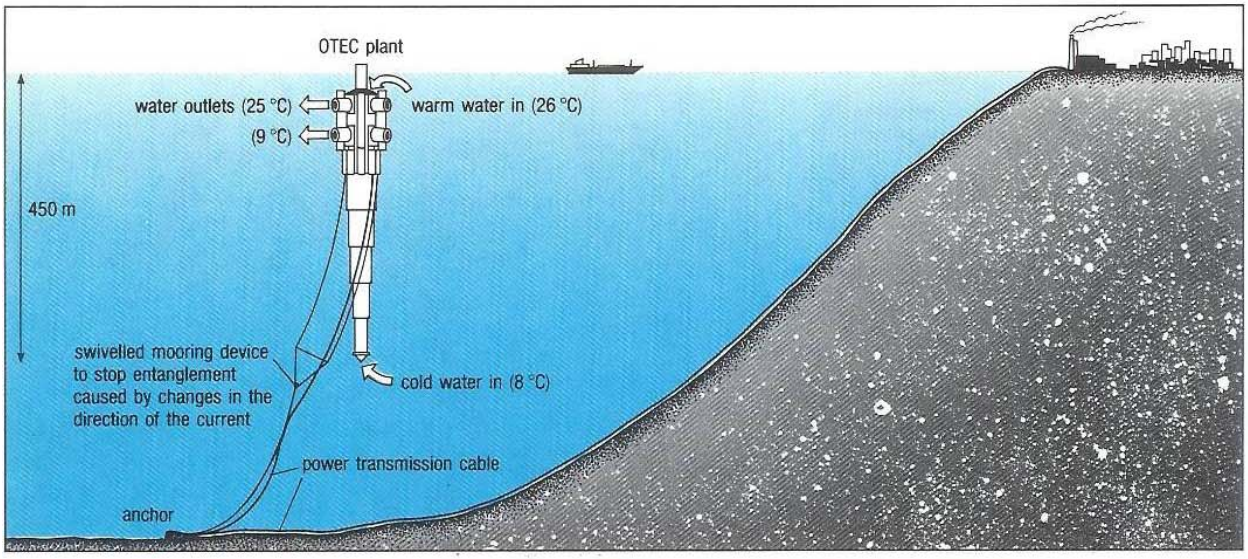


Figure 2.10 A general view of a proposed OTEC plant which would use the difference in temperature between the surface of the ocean and deep waters to obtain electrical energy. As much as 160 000 kW might be generated by such a plant.

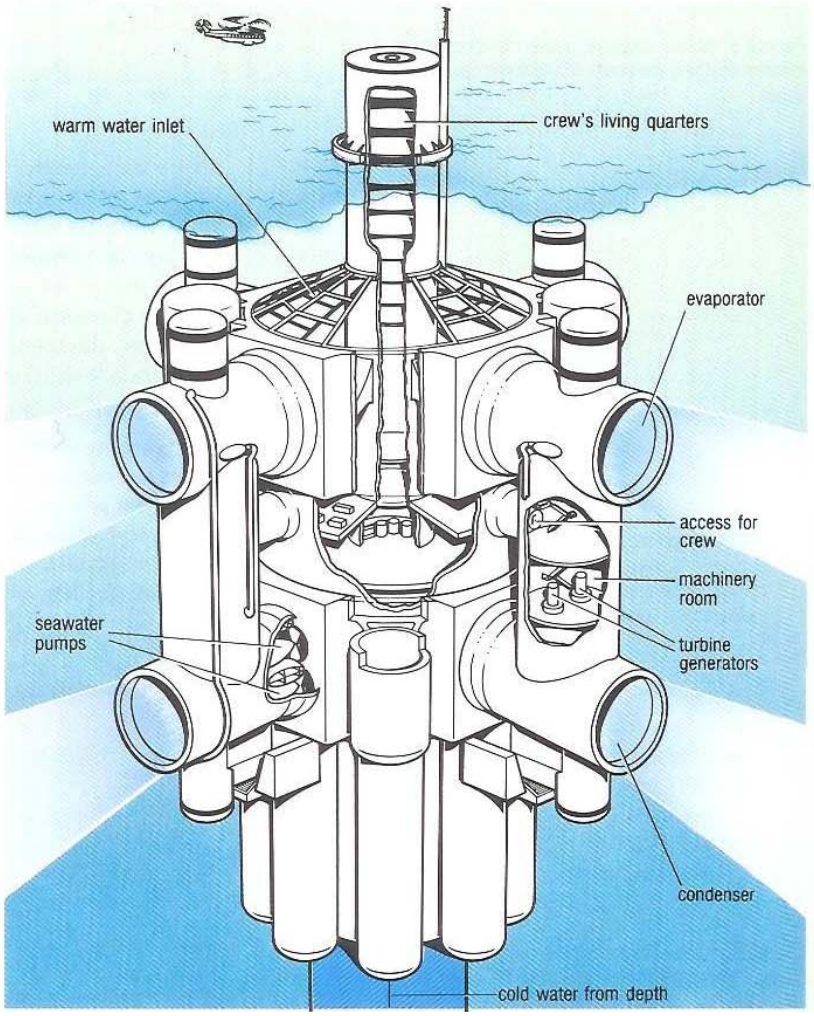


Figure 2.11 Details of the 'operating head' of an OTEC plant. Warm surface water at 26 °C would be passed through the evaporators and used to vaporize propane or ammonia. This vapour would be used to drive turbines and thus generate electricity before being passed through condensers and cooled by cold deep water.

↳ Camada profunda – temperatura potencial

Abaixo da termoclina a temperatura normalmente decresce com a profundidade até aos 4000m que é a profundidade média do oceano mundial. Nas fossas mais profundas, no entanto a temperatura "in situ" muitas vezes aumenta lentamente (isto a partir dos 3000 – 4000m) devido ao efeito do aumento de pressão.

Quando se consideram situações oceânicas onde as massas de água sofrem variações de profundidade consideráveis, é preferível considerar antes a temperatura potencial (θ).

Para grandes profundidades o perfil de σ_t também pode apresentar instabilidades. É assim preferível itilizar σ_θ. Mesmo assim como no cálculo de σ_θ é desprezado o efeito da pressão (o que é calculado é $\sigma_{s,\theta,o}$) em águas muito profundas mesmo σ_θ pode apresentar instabilidades. Se calcularmos σ_θ para valores de pressão maiores, por exemplo para o nível de 4000m ($\sigma_{s,\theta,4}$) estas instabilidades são corrigidas. σ_4 é a representação de σ_θ com a pressão de 4000m.

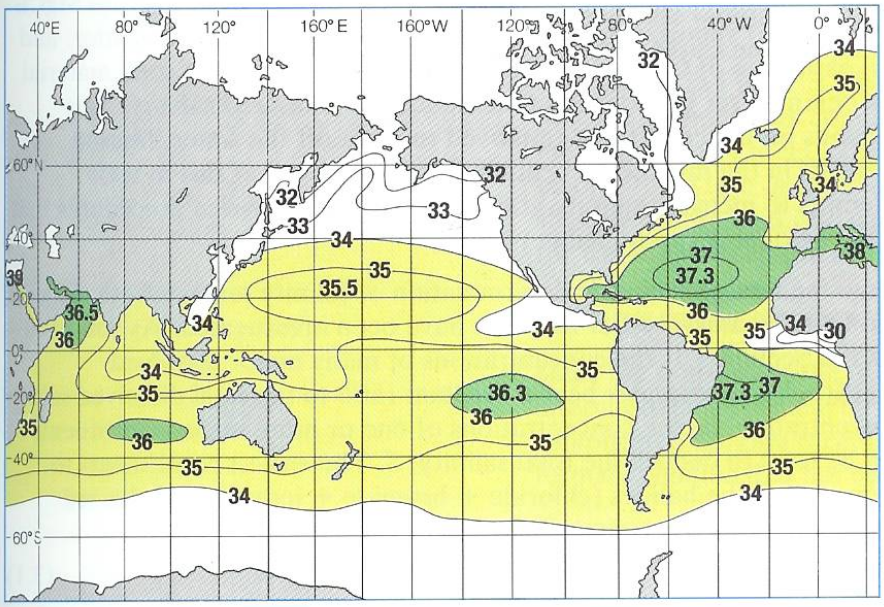
DISTRIBUIÇÃO DA SALINIDADE À SUPERFÍCIE

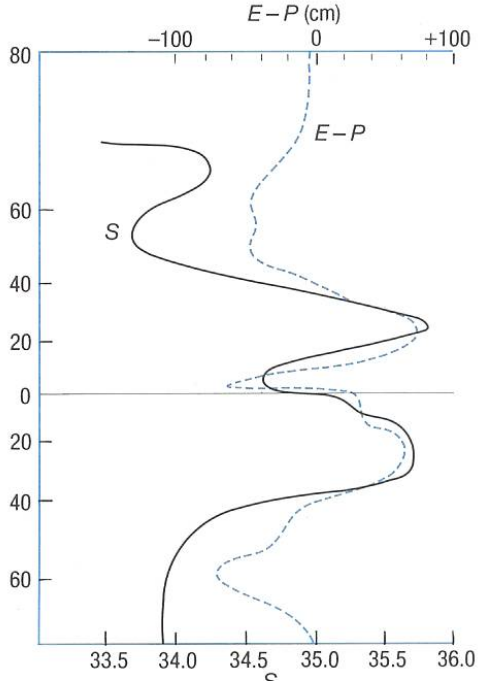
salinities tend to be high in lagoons and other partly enclosed shallow marine basins at low latitudes, where evaporation is high and the inflow of water from adjacent land areas is limited.

Figure 3.4 (a) The approximate positions of mean annual isohalines.

(b) Average values of salinity, *S* (black line) and the difference between average annual evaporation and precipitation (*E* – *P*) (blue line), plotted against latitude.

QUESTION 3.6 Examine the map (a) and profiles (b) in Figure 3.4, and explain the maxima and minima on the profiles; then account for the salinity minimum in equatorial latitudes.





A distribuição da salinidade à superfície também é zonal, embora não tão claramente como a da temperatura.

A diferença mais significativa é o mínimo que existe a norte do Equador e os máximos na região subtropical à volta dos 25ºN e 25ºS.

A salinidade à superfície é determinada pela diferença entre a evaporação (E) e a precipitação (P). Os máximos são na região dos ventos alísios onde a evaporação é máxima e o mínimo equatorial situa-se na região da ITCZ onde P > E.

No oceano aberto a salinidade varia, à superfície, entre 33 – 37. Valores mais baixos ocorrem junto aos continentes onde desaguam grandes rios e nas regiões polares quando o gelo derrete. Valores mais elevados surgem nas regiões de grande evaporação como o Mediterrâneo oriental (39) e o Mar Vermelho (41).

Em média o Atlântico norte é o oceano mais salgado à superfície (35,5), o Atlântico sul e o Pacífico sul menos (35,2) e o Pacífico norte o menos salino (34,2).
Note-se que os dados oceanográficos existentes revelam uma grande disparidade entre o número de observações nos dois hemisférios. Assim de todas as observações, 90% são no Hemisfério norte e apenas 10% no Hemisfério sul.

Distribuição da salinidade na camada superior do oceano

As variações de salinidade no oceano aberto não são suficientes para se sobreporem ao efeito da temperatura na determinação da densidade da camada de mistura. Assim é possível ter altas e baixas salinidades na superfície quente e nas camadas superiores do oceano.
Como consequência desta menor importância da salinidade na determinação da estrutura da densidade, a salinidade pode ser usada como um traçador passivo, que indica as direcções dos fluxos das massas de água através das respectivas assinaturas (mínimos e máximos) de salinidade.
Na distribuição vertical nas regiões equatorial, tropical e subtropical há um mínimo de salinidade entre os 600 – 1000m aumentando depois até aos 2000m. No Atlântico a salinidade decresce depois ligeiramente abaixo dos 2000m. Nos trópicos há muitas vezes um marcado máximo entre os 100 – 200m na profundidade do topo da termoclina. Nas latitudes altas, onde o valor da salinidade à superfície é baixo, a salinidade aumenta com a profundidade até aos 2000m sem haver nenhum mínimo subsuperficial.
Nas regiões costeiras onde há descarga de rios, há geralmente uma zona de rápido aumento da salinidade, a Haloclina entre as águas superiores de baixa salinidade e as águas profundas mais salgadas. Neste caso, a Picnoclina (profundidade de forte gradiente de densidade) é determinada fundamentalmente pela salinidade e menos pela temperatura.

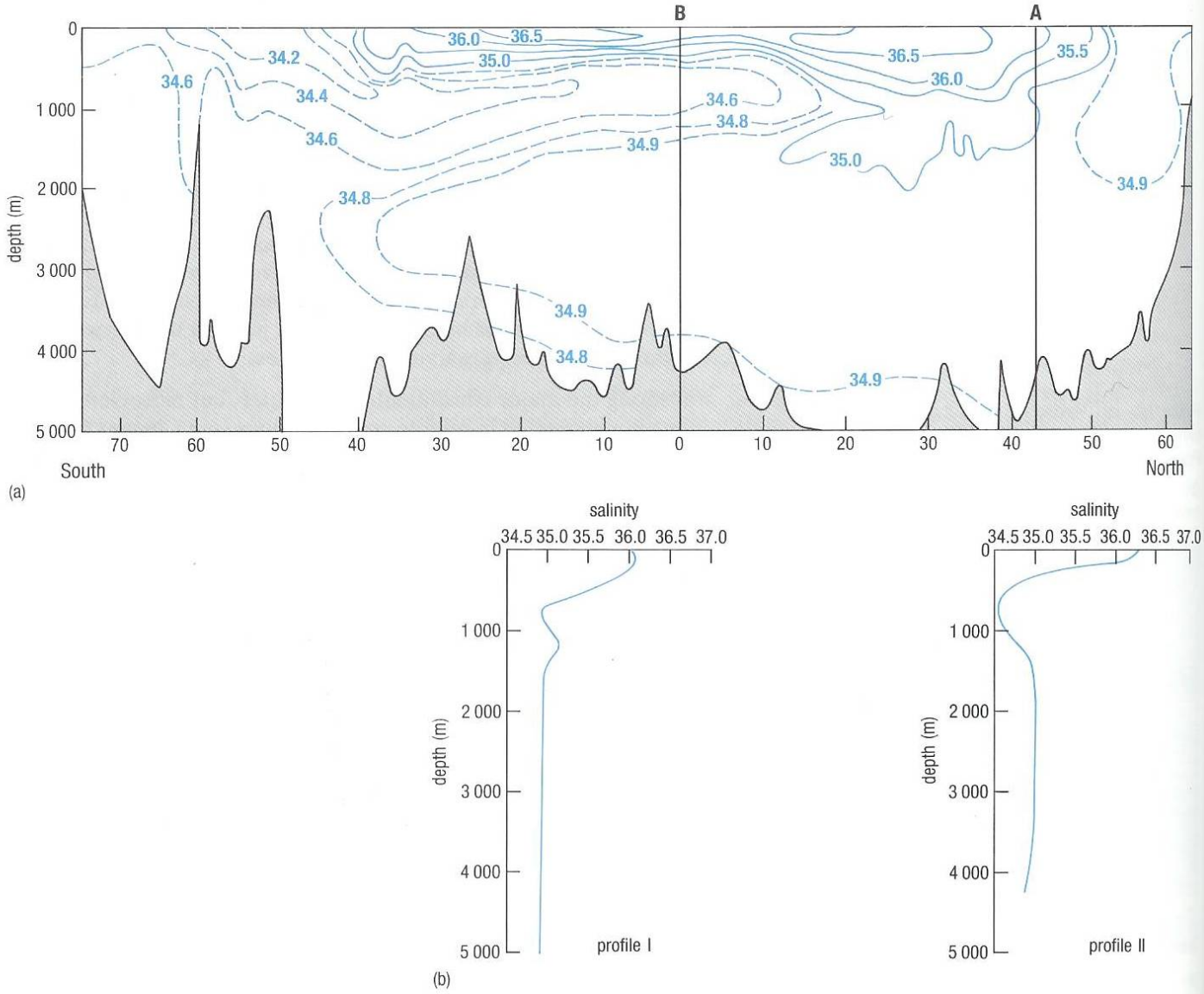
salinity varies vertically and horizontally in the oceans. As in the case of temperature distribution, the maps and profiles illustrate a long-term stability of salinity distribution which is maintained dynamically. As you read, bear in mind that the salinity at any particular location may hardly change from year to year, but the water at that location is changing all the time (*cf.* Section 2.5).

3.2.1 DISTRIBUTION OF SALINITY WITH DEPTH

Figure 3.3 shows a vertical section illustrating the relatively restricted range of salinity encountered in the main body of the oceans. Surface salinities depend mainly on the balance between precipitation and evaporation, which is climatically controlled (*cf.* Question 3.3(d)). Below

Figure 3.3 (a) A vertical section showing the distribution of salinity in the western Atlantic Ocean which illustrates that the range of salinity in surface layers is much greater than that of the main body of ocean water below 1 000 m. This general pattern is typical of all ocean basins, although the detail will vary from ocean to ocean. Note the great vertical exaggeration. Lines joining points of equal salinity are called **isohalines**. Broken lines 0.1 and 0.2 interval; solid lines 0.5 interval. The vertical lines A and B relate to (b) and are for use with Question 3.5.

(b) Salinity profiles along lines A and B in (a), for use with Question 3.5.



↳ Salinidade na camada profunda

Em águas profundas (4000m ou mais) a salinidade é relativamente uniforme (34,6 – 34,9) através de todo o oceano mundial. Como a variação da temperatura a estas profundidades também é pequena (-0,9° a 2° C) isto significa que o ambiente do oceano profundo é muito uniforme.

↳ Variações temporais da salinidade

Os dados de salinidade são em número muito menor do que os da temperatura e também menos fiáveis. No entanto, as variações anuais da salinidade à superfície no oceano aberto são provavelmente < 0,5. Em regiões de grande variação de precipitação como o Pacífico norte oriental e a Baía de Bengala e ainda junto aos gelos polares, as variações anuais são grandes. Estas variações estão no entanto confinadas à camada de mistura, pois nestas regiões o efeito da reduzida salinidade determina a redução da densidade da água sobrepondo-se à acção da temperatura. Isto faz com que a água de salinidade baixa permaneça na camada superficial. As variações diurnas da salinidade parecem ser muito pequenas.

As variações temporais podem ainda ser grandes nas fronteiras entre as massas de água diferentes onde existe advecção e difusão. Estas fronteiras entre massas de água tanto podem existir à superfície como em profundidade. Estas fronteiras apresentam usualmente flutuações nos máximos e mínimos de salinidade.

DISTRIBUIÇÃO DA DENSIDADE

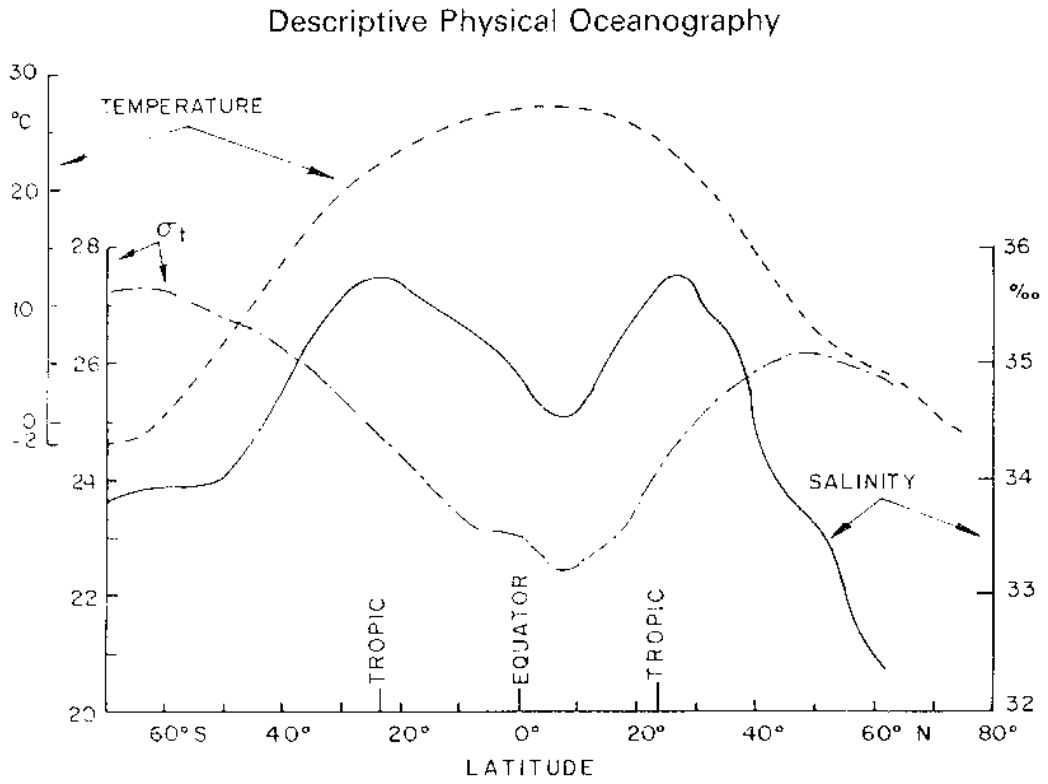
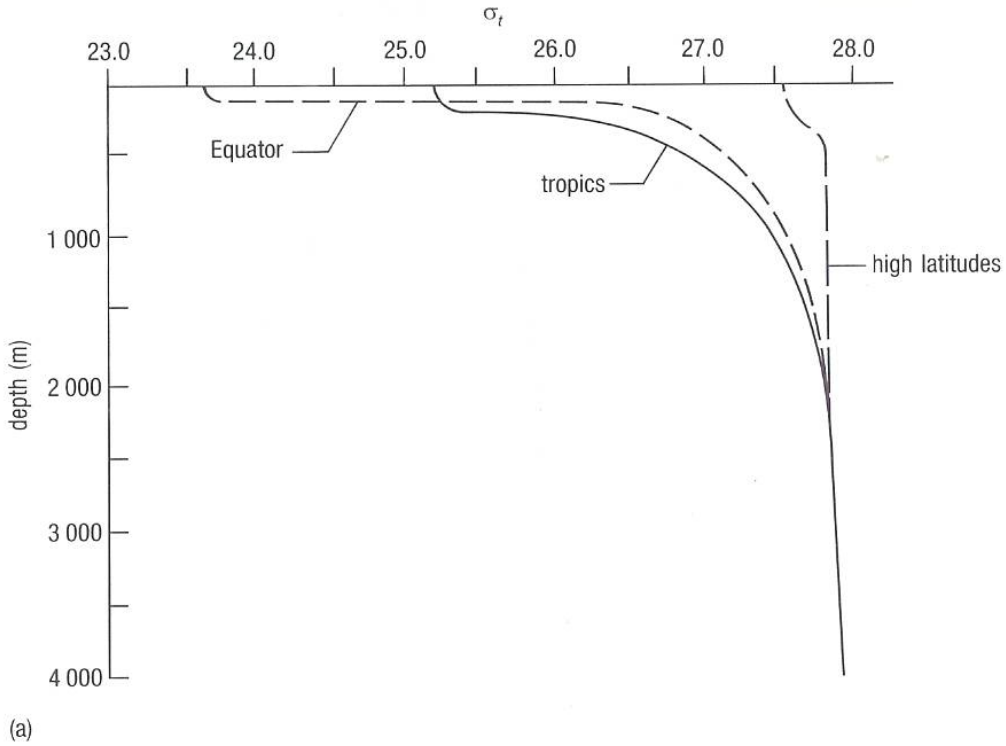


FIG. 4.3. Variation with latitude of surface temperature, salinity and density (σ_t) average for all oceans.

A distribuição da densidade à superfície no oceano aberto segue a da temperatura, apresentando pois uma distribuição zonal. σ_t aumenta de cerca de 22 junto ao equador até 26 a 27 a 50° a 60° de latitude. Acima destas latitudes decresce ligeiramente devido à diminuição de salinidade provocada pelos gelos.

↳ Distribuição vertical e a Picnoclina

A densidade normalmente aumenta com a profundidade. Este aumento no entanto não é uniforme. Nas regiões equatoriais e tropicais há normalmente uma camada superior fina de densidade praticamente uniforme, depois existe uma camada onde a densidade aumenta rapidamente com a profundidade – a Picnoclina; abaixo existe a camada profunda onde a densidade aumenta mais lentamente com a profundidade. σ_t nestas águas profundas é da ordem de 27,9 variando pouco com a latitude. Assim, nas latitudes elevadas onde σ_t à superfície é de 27 ou mais, o aumento da densidade com a profundidade é muito reduzido e a Picnoclina é menos evidente.



↳ Estabilidade estática

A taxa de variação da densidade com a profundidade determina a Estabilidade Estática da água ou seja, se ela se pode mover verticalmente na coluna de água.
Se uma porção de água que se desloque adiabaticamente para cima ou para baixo uma curta distância se encontrar rodeada de água de densidade maior ou menor do que ela, se essa água subir ou a descer para a sua posição original, então a água nesse local é Estaticamente Estável.
A magnitude da tendência da porção de água a regressar à sua posição original é a medida quantitativa da estabilidade (E) da coluna de água.

E pode ser representado como a taxa relativa instantânea de variação da densidade com a profundidade, ou seja:

$$E = - d\rho / dz \, . \, 1 / \rho$$

ρ - densidade
z – profundidade

Se E é positivo, a coluna é estável;
E = 0, a água é neutra;
E < 0, a água é instável.

Para pequenas deslocações (metros a dezenas de metros) pode ser demonstrado, na camada superficial:

$$E = - (d\sigma_t/dz) \, . \, (1/\rho)$$

Como z é considerado aumentar positivamente em direcção à superfície, um aumento de profundidade dz é representado por um número negativo.
Para uma deslocação de

z = -100m para z + dz = -110m (dz = -10m)
Se σ_t aumentar então E é positivo, ou seja a água é estável.

Para deslocações verticais maiores, uma melhor aproximação é

$$E = - d(d\sigma_\theta /dz).(1/\rho).$$

Para águas abissais dever-se-á usar σ_4 em vez de σ_θ. ($\sigma_4 = \sigma_{s,\theta,4}$).

Uma expressão mais exacta para a estabilidade estática é:

$$E = - (d\rho/dz) \, . \, (1/\rho) - (g / C^2)$$

ρ - densidade in situ (da equação de estado)
g – aceleração da gravidade
C – velocidade do som à mesma profundidade
O termo (g / C^2) adiciona o efeito da pressão na <u>compressibilidade</u> da água já que as ondas sonoras são ondas de compressão.

Nos 1000 metros superiores do oceano aberto, E varia entre 1000×10^{-8} m^{-1} a 100×10^{-8} m^{-1} com valores superiores na picnoclina. Abaixo dos 1000m E baixa e nas fossas abissais pode chegar a valores da ordem de 1×10^{-8} m^{-1}.

Na camada superficial (50 m superiores do oceano) E varia de –25 a –50 x 10^{-8} m^{-1} indicando instabilidade estática em extensas áreas nas regiões subtropicais (possivelmente resultado dum aumento de salinidade devido à evaporação).

Condições instáveis não são comuns abaixo da camada superficial. Podem no entanto ocorrer perto da interface entre corpos de água de diferentes densidades no processo de mistura (ex.: no bordo Norte da Corrente do Golfo).

Frequência de BRUNT – VÄISÄLÄ ou freqûencia de IMPULSÃO

Num fluído estável, a parcela de água que se deslocou para cima ou para baixo sofrerá a influência duma força de retorno, que aumenta com a estabilidade, que a tende a "empurrar" para a sua posição de equilíbrio. Sofrendo uma aceleração e tendo massa, a parcela de água tende a ultrapassar a posição de equilíbrio, sofrendo depois a acção de uma força de sinal contrário. Esta parcela oscilará assim em torno da sua posição de equilíbrio empurrada para baixo devido à menor densidade da água acima dessa posição e "empurrada" para cima devido à maior densidade da água que lhe fica abaixo. A frequência destas oscilações (N) é chamada Frequência de Flutuação ou Frequência de BRUNT – VAISALA:

$$N^2 = g\,E \approx g\,[\,-(d\sigma_t/dz)\,.\,(1/\rho)\,]$$

Quanto maior a estabilidade, maior a frequência da oscilação vertical. A frequência f em ciclos/s (hertz) é:

$$f = N/2\pi \text{ ou o período} \rightarrow \tau = 2\pi/N$$

Valores no oceano superficial para $E = 1000 \times 10^{-8}\ m^{-1}$ a $100 \times 10^{-8}\ m^{-1}$ são:
τ = 10 a 33 min, enquanto que para o oceano profundo com $E = 1 \times 10^{-8}\ m^{-1}$,
τ = 6 h.

A frequência $N/2\pi$ é a frequência máxima possível para ondas internas numa água com estabilidade E.

A água na picnoclina é muito estável. Como resultado disto temos que a turbulência que é a principal causa de mistura entre diferentes corpos de água, tem menos capacidade de penetrar através desta camada do que através de água menos estável. A picnoclina forma assim uma verdadeira barreira à passagem de água e de características da água na direcção vertical para cima ou para baixo.

Devido à presença da picnoclina, a distribuição vertical da densidade pode ser apresentada como uma fina camada superficial de baixa densidade com cerca de 100 a 500 m de espessura, assente sobre o resto do ceano com uma densidade maior e praticamente uniforme. O chamado oceano de 2 camadas (two-layer ocean) é uma descrição conveniente, embora simplificada, do oceano, sendo utilizado em modelação numérica e analítica.

Os resultados destes modelos são expressos em termos de variações na posição da interface entre as duas camadas que representa a picnoclina.

Distribuição Geográfica da Densidade

A melhor maneira de ver a distribuição da densidade no oceano é olhar para secções verticais Norte-Sul através do Atlântico e Pacífico com representação de Isopícnicas de σ_θ. As isopicnícas das camadas superiores tendem a ser côncavas para cima mostrando o aumento da densidade que se verifica do Equador para os pólos. Abaixo dos 2000m a variação total de σ_θ é apenas entre 27,6 e 27,9.

Quando considerarmos a circulação oceânica, um ponto a ter em atenção é que existe uma forte tendência para os fluxos acompanharem as superfícies de densidade potencial constante.

O processo que dá às águas oceânicas as suas propriedades particulares desenrola-se exclusivamente à superfície e é possível detectar qual a origem das águas, mesmo as mais profundas, até ao seu local de origem, à superfície, algures no globo. Como as águas profundas têm elevada densidade, isto implica que elas se formaram nas altas latitudes pois só aí se encontra águas de elevada densidade à superfície. Depois da formação, esta água mergulha ao longo de superfícies de σ_θ constante.

Nas latitudes baixas e médias do oceano aberto, a maioria das variações de densidade nos 1000m superficiais devem-se a variações da temperatura.

A maiores profundidades, a salinidade pode desempenhar um papel significativo. O efeito da salinidade na camada profunda é mais evidente no Atlântico onde existe claramente uma estrutura estratificda da salinidade do que no Pacifico onde as águas profundas são mais uniformes.
Apenas em certos locais como o Pacífico Oriental Norte e nas regiões polares a salinidade influencia a densidade nas camadas superficiais. Nas águas costeiras, fiordes e estuários a salinidade é muitas vezes o factor dominante na determinação da densidade a todas as profundidades.

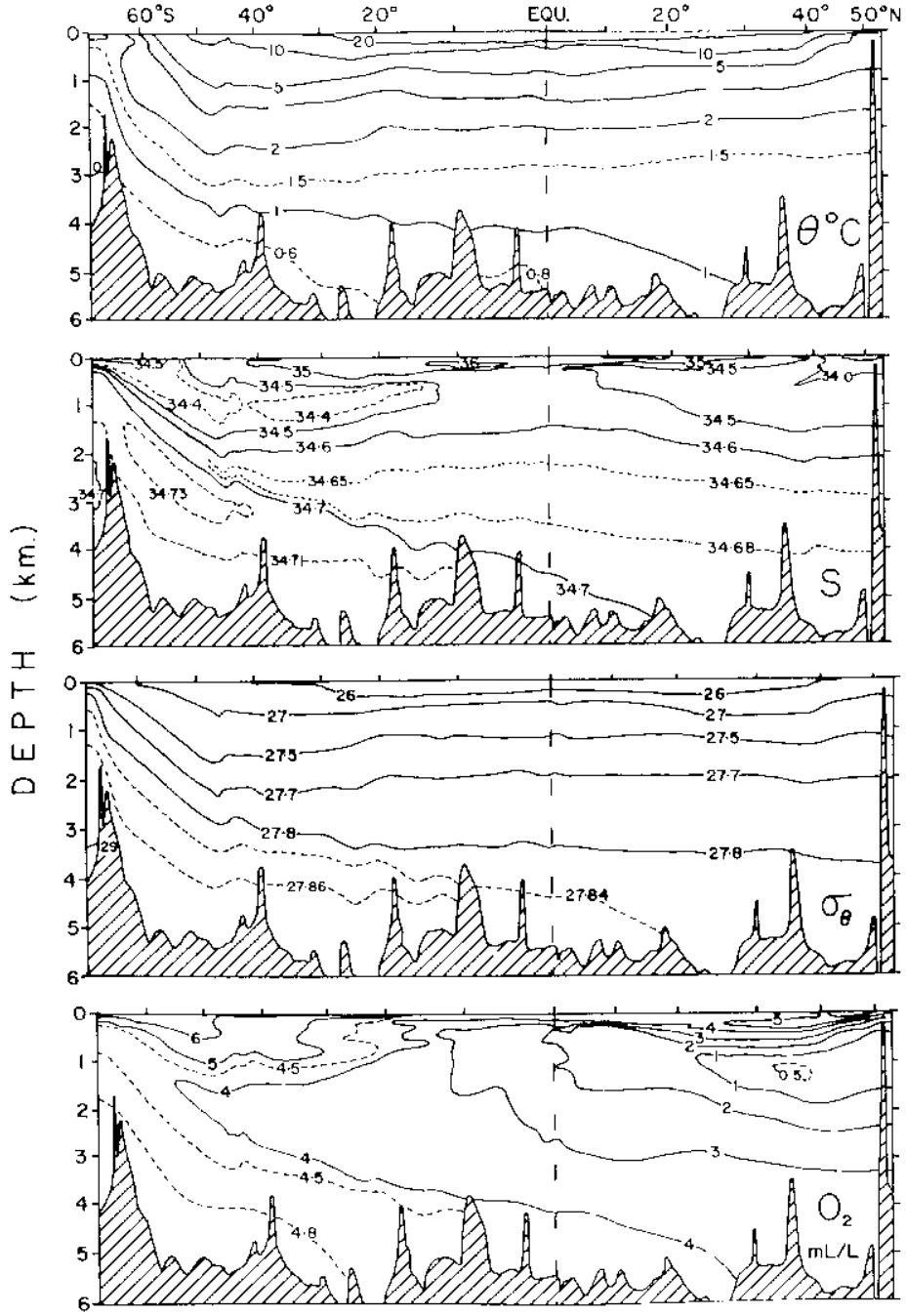


FIG. 7.44. Pacific Ocean—south north vertical sections at about 160°E of potential temperature, salinity, sigma-theta and dissolved oxygen. (Based on GEOSECS data, Craig *et al.*, 1981.)