

UNIDADE 3 – RELAÇÕES BÁSICAS ENTRE A METEOROLOGIA E A OCEANOGRAFIA

Conteúdo

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS	2
3.2 EFEITOS DO OCEANO SOBRE A ATMOSFERA	3
3.2.1 O efeito do Oceano sobre o Tempo e Climas	4
3.3 EFEITOS DA ATMOSFERA SOBRE O OCEANO	4
3.4 DIFERENÇAS ENTRE TEMPERATURA DO AR E TEMPERATURA DO MAR .	5
3.5 PROPRIEDADES FÍSICAS E QUÍMICAS DA ÁGUA DO MAR	7
3.5.1 Salinidade e Condutividade	7
3.5.2 Temperatura e Salinidade	9
3.5.3 Fatores que provocam a variação da salinidade.....	9
3.6 VARIAÇÃO DA TEMPERATURA COM A PROFUNDIDADE	11
3.7 ESCALAS ESPACIAIS E TEMPORAIS: ATMOSFERA X OCEANO.....	13

3.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

O mar encontra-se mecanicamente e termicamente acoplado à atmosfera. As interações mar-atmosfera têm acentuada importância para o estudo das características climáticas terrestres e para o conhecimento das variações, no tempo e no espaço, das propriedades da água do mar.

Alguns aspectos da Oceanografia, como por exemplo, temperatura da superfície do mar, densidade da água marinha, etc, são também de importância para a Meteorologia.

No caso da temperatura da água do mar, considera-se a troca de calor entre os meios (atmosfera-oceano) e também a troca de calor dentro do próprio oceano. Isto envolve o estudo da estrutura térmica do oceano na vertical e na horizontal e os movimentos que ocorrem dentro das massas de água.

Nos processos meteorológicos, o principal responsável pelos movimentos é o sol. Como a atmosfera é extremamente transparente à radiação de onda curta incidente vinda do sol, a maior parte dessa radiação passa através da atmosfera e é absorvida pela superfície da Terra. Esta energia radiante é transformada em outras formas de energia (calor latente, calor sensível).

Devido ao número de propriedades que são comuns à água, mas diferem marcadamente das propriedades dos materiais constituintes da superfície terrestre, é que existe uma desproporcionalidade muito grande no controle da troca de calor entre superfície da Terra e a atmosfera, e o mar.

- A água tem uma capacidade calorífica maior. Por este motivo, requer cerca de cinco vezes a quantidade de calor para produzir a elevação da temperatura de uma determinada massa de água do que para produzir a mesma elevação na mesma massa da superfície terrestre. Além disso, a quantidade de calor exigido para elevar a temperatura de determinado volume de água é cerca de 5000 vezes maior do que aquela exigida para produzir a mesma elevação de temperatura no mesmo volume de ar;
- A água permite que a radiação passe através dela e, assim, aquece a água que está a profundidades maiores;

UNIDADE 3: Relações básicas entre a Meteorologia e a Oceanografia

- A mobilidade da água no plano vertical significa que o calor pode ser trocado entre a superfície e os níveis inferiores;
- A mobilidade da água no plano horizontal significa que uma grande quantidade de calor, recebido e armazenado numa região, pode ser transportado para outras regiões pelas correntes oceânicas.

A Terra tem capacidade calorífica relativamente baixa. Sua condutividade térmica também é baixa e ela não é móvel nem permeável à radiação. Isto significa que a radiação solar afeta somente uma fina camada superficial da terra em comparação com a profunda camada de água oceânica.

A superfície da terra tem elevação de temperatura maior, durante o dia, do que a superfície oceânica e decresce durante a noite.

Como a quantidade de radiação da superfície varia segundo a quarta potência da temperatura absoluta da superfície, consideravelmente, mais energia é re-irradiada pela superfície da terra, de modo que a água oceânica retém uma quantidade de calor maior do que a terra.

3.2 EFEITOS DO OCEANO SOBRE A ATMOSFERA

- O aquecimento ou resfriamento direto das camadas mais baixas da atmosfera quando as águas oceânicas estão mais quentes ou mais frias, respectivamente, do que o ar subjacente.
- A adição de vapor d'água à atmosfera pela evaporação da superfície oceânica. O calor é retirado do oceano por ocasião da evaporação e é retornado à atmosfera nos níveis mais altos quando ocorre a condensação.

Os processos citados acima formam a base da maioria das atividades meteorológicas. O efeito do mar sobre a atmosfera torna-se mais evidente quando consideramos o movimento das massas de ar sobre o oceano, levando a uma variação progressiva da temperatura da água oceânica.

3.2.1 O efeito do Oceano sobre o Tempo e Climas

O oceano afeta o tempo e os climas de muitas maneiras:

- 1) Correntes oceânicas quentes advectam calor para os pólos para compensar o ganho de radiação líquida em baixas latitudes e o déficit em altas latitudes;
- 2) TSM próximo à costa influenciam temperaturas do ar no litoral, a nebulosidade e a precipitação;
- 3) A diferença entre as temperaturas do ar no litoral durante o dia e a TSM costeira induz brisas marítimas;
- 4) A uniformidade dos oceanos, comparada com a superfície acidentada da terra, permite ventos mais fortes no mar e nas costas.
- 5) As anomalias de TSM de oceanos próximos ou remotos afetam as chuvas e as secas;
- 6) A evaporação dos oceanos é a fonte principal de umidade atmosférica e é governada pela TSM;
- 7) Grandes áreas de oceanos frios ao longo das costas oeste e subtropicais frequentemente criam nuvens stratus, principalmente no verão e algumas podem se deslocar para o litoral como nevoeiro advectivo;
- 8) Águas costeiras frias reduzem a chuva.

3.3 EFEITOS DA ATMOSFERA SOBRE O OCEANO

Um dos efeitos mais visíveis da atmosfera sobre o mar é a formação de ondas na superfície, produzidas pelos ventos. Além da indução desse efeito em pequena escala, os ventos são, também, responsáveis por movimentos direcionais da água em grande escala, de uma região para outra, dando origem às correntes oceânicas.

Além dos efeitos mecânicos da atmosfera sobre o oceano, a superfície do mar é aquecida em algumas regiões e resfriada em outras pelo efeito dos ventos quentes ou frios.

Nos meses frios de inverno, o vento vindo do continente e soprando sobre água relativamente quente dos oceanos, nas latitudes médias, causa considerável resfriamento

UNIDADE 3: Relações básicas entre a Meteorologia e a Oceanografia da superfície da água, sendo parte devido à transferência de calor e parte como resultado da perda de calor pela evaporação.

No verão, o vento vindo da terra aquecida, tende a elevar a temperatura da água do mar.

Um efeito que algumas vezes é dominante é aquele da pressão atmosférica no nível da superfície do mar. Depressões atmosféricas muito intensas produzem levantamento do nível da água no centro de uma determinada região e o abaixamento da superfície da água nas laterais desta região central. O aumento do nível da água (elevação) move-se com a depressão e produz a chamada “onda turbulenta” que, em determinadas ocasiões causa sérias inundações.

3.4 DIFERENÇAS ENTRE TEMPERATURA DO AR E TEMPERATURA DO MAR

A distribuição da temperatura à superfície no oceano é aproximadamente zonal e as isolinhas de temperatura seguem aproximadamente os paralelos de latitude (Figura 1 – ver figura da temperatura média do ar na Unidade 2). Perto da costa, que desvia as correntes, as isoterms podem tender a direção norte-sul. Também ao longo da margem leste dos oceanos baixas temperaturas muitas vezes ocorrem à superfície devido o afloramento ou ressurgência das águas subsuperficiais, mais frias, como se vê, por exemplo, ao longo da costa oeste. A temperatura superficial dos oceanos decresce de valores bem elevados, em torno de 28°C um pouco ao norte do equador, a cerca de -2°C junto ao gelo, nas latitudes polares.

A temperatura média da superfície da água do mar é ligeiramente maior do que aquela do ar sobrejacente.

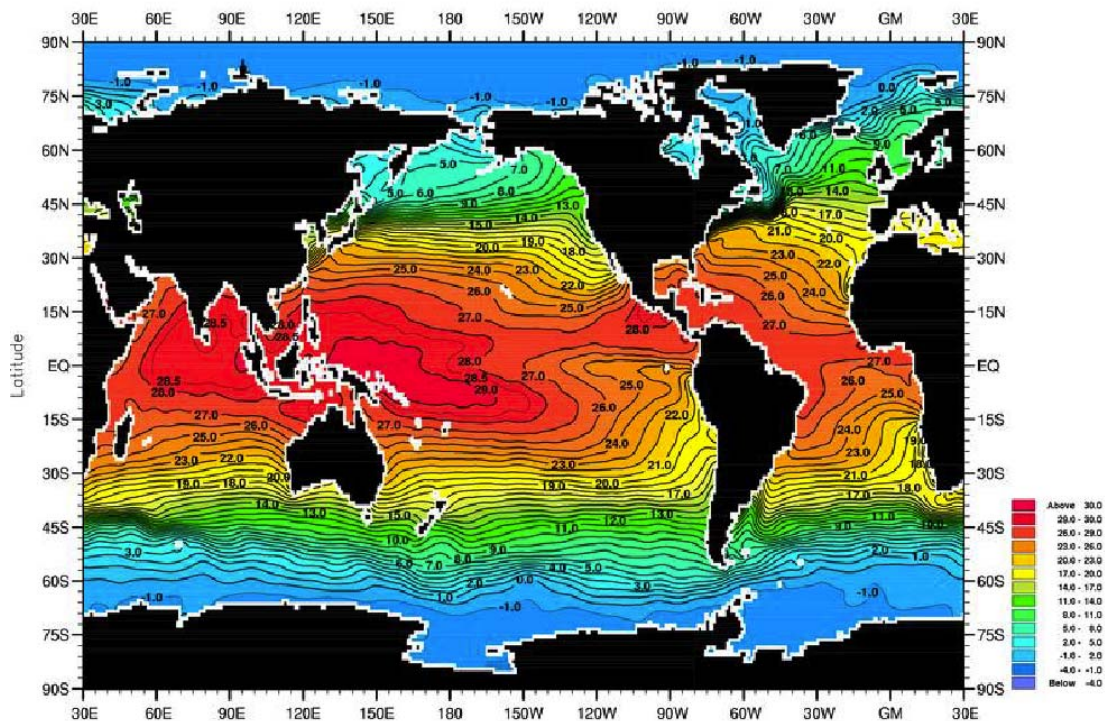
Nos trópicos o valor médio deste excesso está em torno de 0,8°C. Nas latitudes médias há grandes diferenças sazonais e regionais.

O ar próximo à superfície da água oceânica adquire lentamente a temperatura próxima àquela da água, de modo que a temperatura do ar sobre os oceanos mostra, em média, a mesma distribuição da temperatura da superfície oceânica.

O estudo da diferença de temperatura entre a superfície do mar e o ar sobrejacente é de grande importância nos processos atmosféricos e é de extrema significância na elaboração da previsão do tempo.

Quando o mar está mais quente do que o ar, ocorre uma instabilidade. O calor e a umidade são transferidos para a atmosfera. Em geral, o excesso da temperatura da água oceânica sobre a temperatura do ar significa que em muitas regiões durante boa parte do ano os oceanos e mares funcionam como energizadores dos processos atmosféricos, fornecendo calor e vapor d'água para a atmosfera.

O efeito oposto, ou seja, resfriamento da atmosfera pela água oceânica, tem pouco valor quantitativo sobre a atmosfera.



(a)
Figura 1. Climatologia da temperatura superficial média anual dos Oceanos.

3.5 PROPRIEDADES FÍSICAS E QUÍMICAS DA ÁGUA DO MAR

3.5.1 Salinidade e Condutividade

Constituintes mais abundantes:

- Íons de cloro: 55%
- Íons de sulfato: 7,7%
- Íons de sódio: 30,6%
- Íons de magnésio: 3,7%
- Íons de potássio: 1,1%

A concentração média de sais dissolvidos nos oceanos denomina-se “salinidade” que pode ser definido como a quantidade total, em gramas, de matéria sólida contida em um quilograma de água do mar.

A salinidade (S) média da água oceânica é de cerca de 35g/kg de água do mar, que em geral se escreve $S=35\text{‰}$, e lê-se trinta e cinco partes por mil. Tornou-se padrão a prática de dispensar o símbolo “‰”, pois a salinidade é agora definida em termos de razão de condutividade elétrica.

Para medir a salinidade usa-se o método que consiste na determinação da quantidade de íons de cloro (clorinidade); desse modo obtém-se a salinidade através da expressão:

$$S = 0,03 + 1,805 * \text{clorinidade}$$

A fórmula acima exprime a relação encontrada entre a quantidade de íons de cloro e a quantidade total de substâncias dissolvidas.

Como a condutividade elétrica depende muito da temperatura da água, este efeito tem de ser levado em conta ao se usar o método.

A salinidade superficial é basicamente zonal (Figura 2), embora menos claramente que a temperatura. Os mínimos e máximos de salinidade aparecem em todos

UNIDADE 3: Relações básicas entre a Meteorologia e a Oceanografia
 os oceanos e os valores decrescem para as altas latitudes. Os máximos de salinidade estão nas regiões dos alísios.

A Figura 3 mostra os perfis verticais médios de salinidade nas regiões equatorial, tropical e subtropical. Observa-se um mínimo permanente entre 600 e 1.000 m, depois aumentando até 2.000 m. Essas zonas onde a salinidade decresce com a profundidade, são conhecidas como haloclinas. Nos trópicos encontra-se muitas vezes um destacado máximo de salinidade a cerca de 100 m, junto ao teto da termoclina (região de forte queda de temperatura com a profundidade marcando o limite entre a camada de mistura e queda de temperatura com a profundidade, marcando o limite entre a camada de mistura e o interior do oceano). Nas altas latitudes, onde o valor à superfície é baixo, a salinidade em geral cresce com a profundidade até cerca de 2.000 m, sem o mínimo subsuperficial.

Nas águas profundas, abaixo de 4.000 m, a salinidade é relativamente uniforme entre 34,6 e 34,9 em todos os oceanos. Como a temperatura das águas profundas varia também entre estreitos limites (-0,9 e 2°C) pode-se dizer que o ambiente da água profunda é quase perfeitamente uniforme.

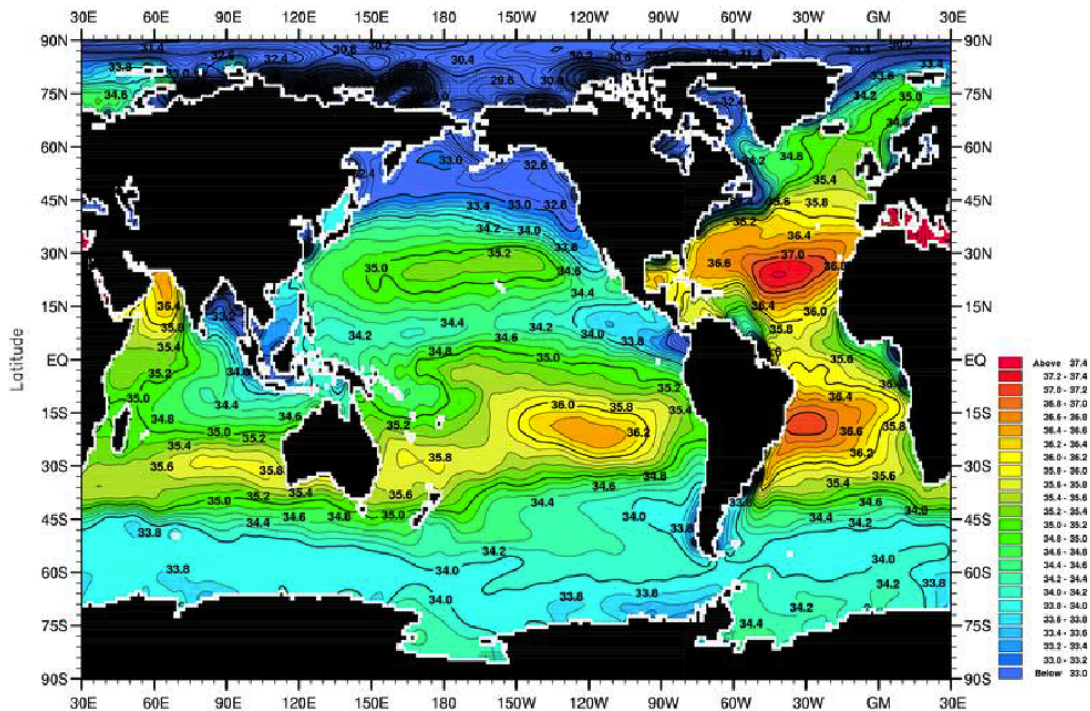


Figura 2. Salinidade superficial média anual dos oceanos

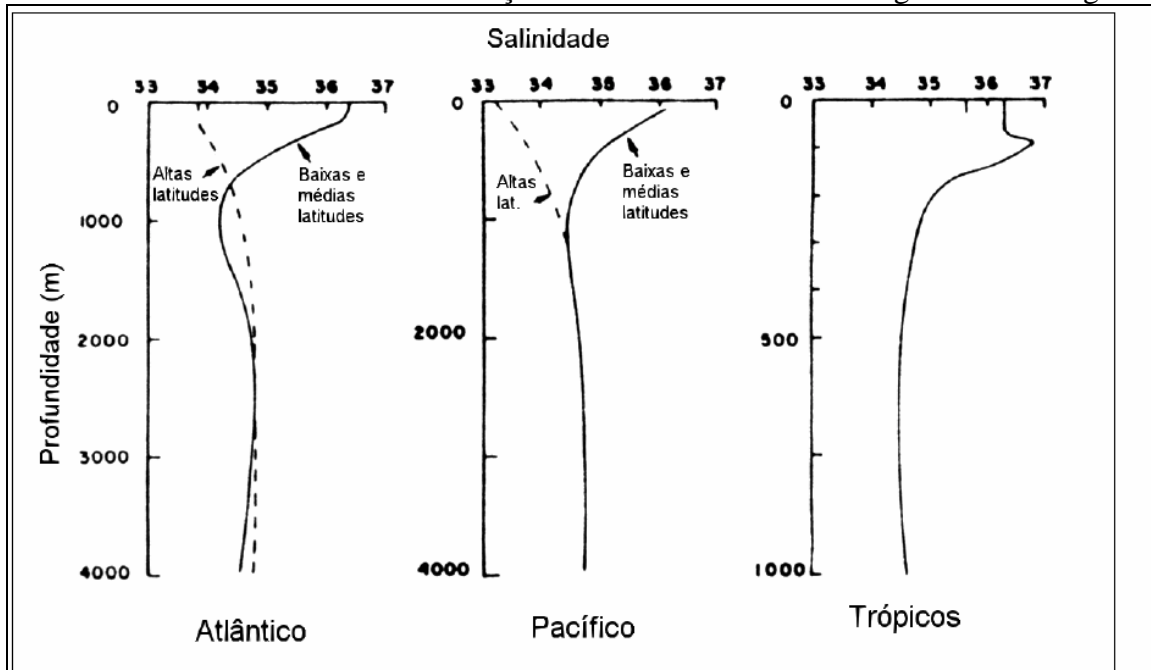


Figura 3. Perfis verticais médios típicos de salinidade média nos oceanos.

3.5.2 Temperatura e Salinidade

A temperatura e a salinidade, para a oceanografia física, são muito importantes porque suas características ajudam a identificar um tipo de água e, também, juntamente com a pressão, determinam sua densidade.

A densidade é importante porque ela determina a profundidade a que uma determinada massa de água encontrará seu equilíbrio, com águas menos densas por cima e mais densas por baixo. A densidade é expressa fisicamente em gramas por centímetro cúbico e no oceano aberto os valores variam de 1,024 a 1,030 g/cm³, aproximadamente. Valores mais baixos são encontrados junto à costa.

3.5.3 Fatores que provocam a variação da salinidade

Nos mares da Antártica e do Ártico os processos de degelo e de congelamento provocam uma variação nítida da salinidade. No inverno, o congelamento torna a água mais salina. No verão o degelo ocorre na parte mais superficial do oceano e as camadas mais salinas permanecem a profundidades maiores.

Fora das zonas polares, a precipitação e a evaporação controlam a variação da salinidade na parte mais superficial do oceano.

Wust computou os valores de precipitação e evaporação (em cm/ano) para latitudes do globo terrestre de 20° em 20°, em alto mar. Obteve uma curva bastante semelhante à da distribuição de salinidade (Figura 4).

Nota-se então que a salinidade superficial aumenta pelo efeito da evaporação e diminui com a precipitação. Como foi observado anteriormente na Figura 2, a região de máxima salinidade encontra-se na região dos alísios, que corresponde a uma região onde a evaporação excede a precipitação.

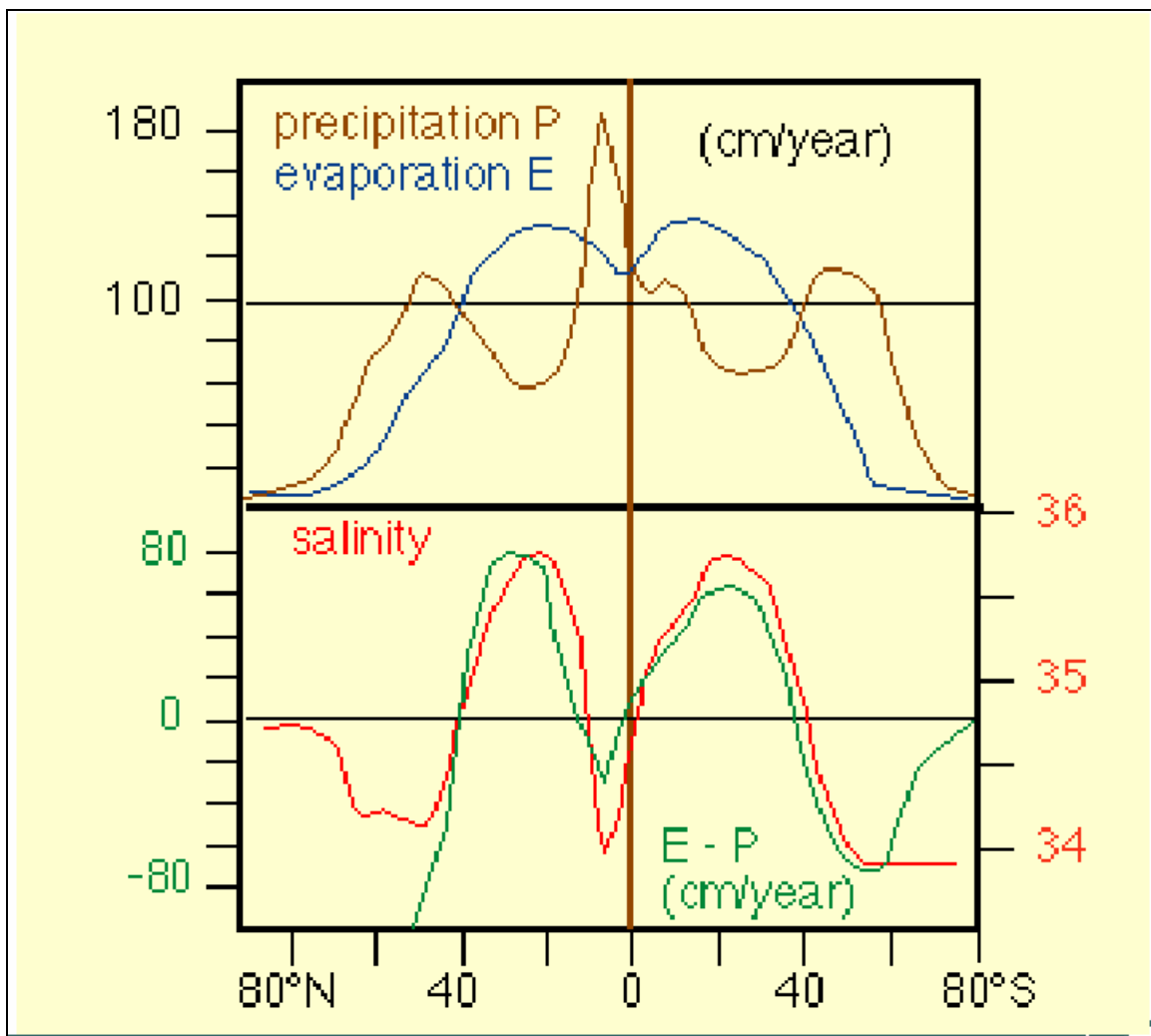


Figura 4. Variação da salinidade com a latitude (‰).

3.6 VARIAÇÃO DA TEMPERATURA COM A PROFUNDIDADE

As temperaturas do oceano também variam na direção vertical, formando camadas como aquelas da atmosfera (ver Figura 2 do material referente a Unidade 2), porém de cabeça para baixo. A principal diferença é a estabilidade do oceano abaixo da camada de mistura.

No oceano, entre aproximadamente 200-300 m e 1.000 m de profundidade, a temperatura decresce rapidamente (Figura 5). Essa região com acentuado gradiente vertical de temperatura é a “termoclina permanente”, abaixo da qual, em torno de 1.000 m de profundidade não existe variação sazonal e (exceto em regiões polares, Figura 5c) a temperatura decresce suavemente entre 0° e 3°C. Essa faixa limitada é mantida em todo o oceano profundo, geograficamente e sazonalmente, pois é determinada pela temperatura de resfriamento e pela água densa que mergulha das regiões polares para o fundo do oceano em direção ao Equador.

A região entre a superfície e uma profundidade de 25 a 200 m onde geralmente a temperatura é próxima da temperatura de superfície, devido a mistura produzida pelas ondas, é chamada de “camada de mistura”. A temperatura e a profundidade da camada de mistura mostram variações sazonais em médias latitudes (Figura 5a). Durante o inverno, quando as temperaturas de superfície são baixas e as condições na superfície são turbulentas, a camada de mistura superior pode aprofundar-se até atingir a termoclina permanente; isto é, o perfil de temperatura pode ser efetivamente vertical (constante) entre 200-300 m ou mais. No verão, como as temperaturas superficiais aumentam e as condições da superfície são menos turbulentas, uma termoclina sazonal freqüentemente surge acima da termoclina permanente.

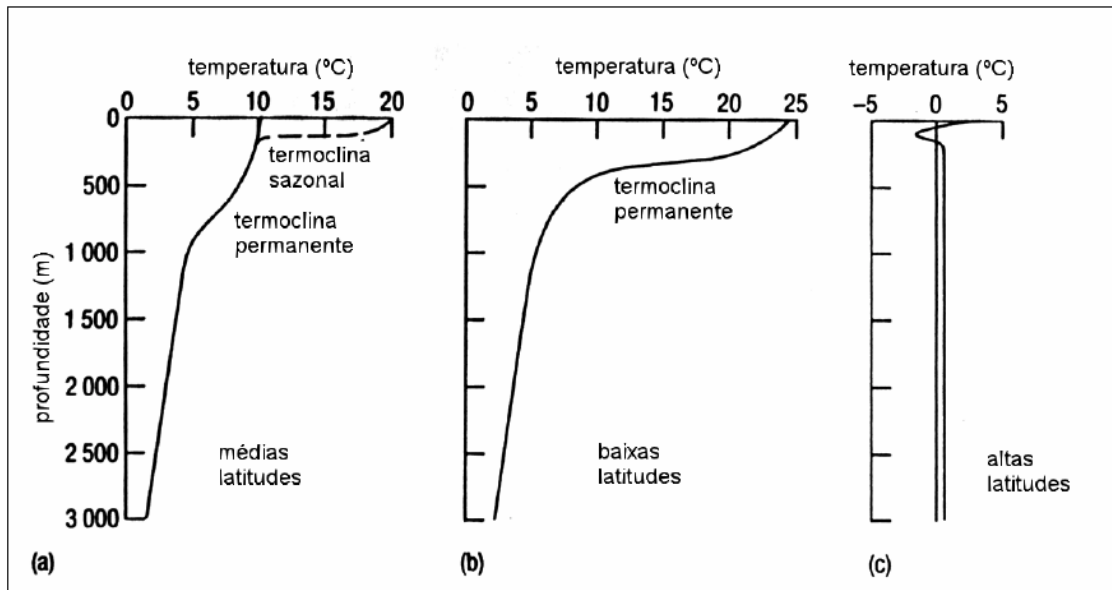


Figura 5. Perfis médios típicos de temperatura para diferentes latitudes em oceano aberto.

A Figura 6, mostra o desenvolvimento e desaparecimento de uma termoclina sazonal. Como pode-se observar a termoclina sazonal começa a se formar na primavera e alcança seu desenvolvimento máximo (isto é, com maior gradiente vertical de temperatura) no verão. Esta termoclina se localiza geralmente em profundidades de poucas dezenas de metros, com uma camada de mistura acima. Resfriamento e fortes ventos no inverno aumentam progressivamente a profundidade da termoclina sazonal e reduzem o gradiente de temperatura ao longo dela, de maneira que a camada de mistura superior alcança sua total espessura de 200-300 m. Em baixas latitudes não existe resfriamento de inverno, assim a “termoclina sazonal” torna-se “permanente” e une com a termoclina permanente nas profundidades de 100-150 m. Em altas latitudes (maiores ou iguais a 60°), não existe termoclina permanente. Apesar disso, a termoclina sazonal ainda desenvolve-se no verão nessas altas latitudes, sobre a fraca termoclina permanente.

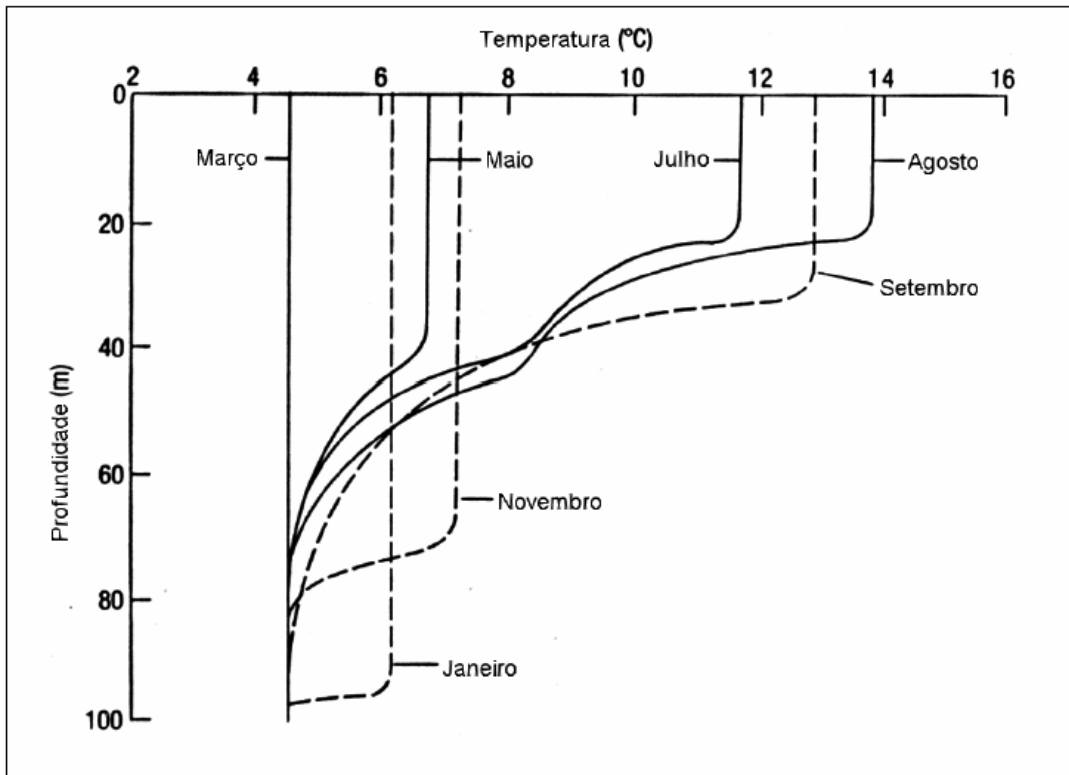


Figura 6. Perfis de temperatura mostrando o desenvolvimento (linhas sólidas) e desaparecimento (linhas tracejadas) de uma termoclina sazonal no HN.

3.7 ESCALAS ESPACIAIS E TEMPORAIS: ATMOSFERA X OCEANO

Diversas escalas espaciais e temporais têm lugar nos mecanismos atmosféricos e oceânicos, alguns deles são mostrados nas tabelas abaixo:

ATMOSFERA

FENÔMENO	ESCALA ESPACIAL (~)	ESCALA TEMPORAL (~)	
Vórtices Turbulentos	Poucos metros	Segundos a minutos	A
Thunderstorms e Tornados	10 m – 10 km	Minutos até horas	A/B
Brisa marít/terrestre Brisas vale/mont	5 km – 100 km	Horas até dias	B
Furacões e Ciclones Tropicais	100 km – 500 km	Dias até semana	C
Frentes	100 km – 5000 km	Semanal	C
Ventos pred.	Global	Sazonal até anual	D
Variações climat.	Global	Decadal	D

A – micro-escala

B – Mesoescala

C – Escala Sinótica

D – Escala Global

OCEANO

FENÔMENO	ESCALA ESPACIAL (~)	ESCALA TEMPORAL (~)
Ondas de gravidade superficial	10 cm – 100 m	Segundos
Ondas internas	1 m – 1 km	Minutos até dias
Marés	100 km – 10000 km	Dia
Processos costeiros	1 km – 100 km	Vários dias
Vórtices e frentes	10 km – 1000 km	Dias até semanas
Correntes	50 km – 500 km	Semanal a sazonal
Giros oceânicos	Escala de bacia	Anos