

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/318837185>

O ambiente marinho

Chapter · May 2009

CITATIONS

9

READS

1,601

2 authors, including:



[Abilio Soares-Gomes](#)

Universidade Federal Fluminense

91 PUBLICATIONS 882 CITATIONS

SEE PROFILE

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



World Harbour Project [View project](#)



World Harbour Project [View project](#)

O AMBIENTE MARINHO

Abilio Soares-Gomes & Alberto Garcia Figueiredo

Este capítulo tem como objetivo caracterizar o ambiente marinho. Na primeira parte é feita uma caracterização global do ambiente através da descrição da topografia do leito oceânico e dos diferentes habitats da coluna de água. Na segunda parte são descritas as variações latitudinais e verticais globais dos principais fatores físicos e químicos. Na parte três o substrato marinho é classificado e os sedimentos não consolidados são enfatizados, por constituírem a maior parte dos habitats do leito oceânico. Na quarta parte são descritos os principais processos biológicos característicos do ambiente marinho. Na quinta e última parte é feita uma breve caracterização do ambiente da zona costeira e plataforma continental brasileira. A geomorfologia, a geologia, o clima e o aporte de água doce são utilizados como principais aspectos descritivos da zona costeira. Já a região da plataforma continental é caracterizada com base nos regimes hidrográficos e produtividade de suas águas.

1.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS OCEANOS

A Terra, apesar do seu nome, é um planeta dominado por água. Os oceanos cobrem 362 000 000 km², o que representa aproximadamente 71% da superfície terrestre. Em torno de 61% do Hemisfério Norte e 81% do Hemisfério Sul são cobertos por oceanos. Os oceanos são geralmente profundos, com 84% dos fundos marinhos localizados a profundidades superiores a 2 000 m. A profundidade média dos oceanos é de 4 000 m e a fossa de Mindanao é a região mais profunda, com 11 524 m, localizada no Pacífico Oeste.

Os oceanos representam o principal reservatório de água da hidrosfera terrestre, com aproximadamente 98% do total. O menor reservatório é a atmosfera com somente 0,001% (tabela 1.1). Apesar disso, a atmosfera é vital na transferência de água de um reservatório para outro, através do ciclo hidrológico.

Tabela 1.1 Quantidade de água nos vários reservatórios da hidrosfera

Reservatório	Porcentagem do total (%)
Oceanos	97,96
Calota e Gelo Polar	1,64
Água Subterrânea	0,36
Rios e Lagos	0,04
Atmosfera	0,001

Os oceanos oferecem aproximadamente 300 vezes mais espaço habitável do que o provido por habitats terrestres e de água doce. A vida, de acordo com a hipótese atualmente mais aceita, se originou provavelmente em águas rasas dos oceanos primitivos e hoje os oceanos abrigam um vasto conjunto de formas variadas de vida. Excetuando-se o grupo dos insetos, verifica-se uma maior diversidade animal nos ambientes marinhos quando comparados aos ambientes terrestres ou de água doce. A razão para esta maior representação de animais no mar é, talvez, devido a evolução ter se processado por mais tempo nos seus vários ambientes e a maior estabilidade, num tempo geológico, de seus fatores ambientais. O ambiente marinho é habitado por quase todos os grupos animais, com exceção dos Myriapoda e Onychophora. Por outro lado, alguns grupos zoológicos são exclusivamente marinhos, tais como os Ctenophora, Brachiopoda, Echinodermata, Chaetognata, Phoronida, Cephalopoda e Tunicata (tabela 1.2). Em relação aos vegetais, 12 filis ocorrem nos mares, sendo que 5 deles só ocorrem nos ambientes terrestre ou de água doce: Charophyta, Bryophyta, Pteridophyta, Gymnospermae e Dicotyledonea.

Tabela 1.2 Distribuição dos filis animais nos principais habitats (modificado de ANGEL, 1998)

Filo	Ambiente				
	Marinho		Água doce		Terrestre
	Bentônico	Pelágico	Bentônico	Pelágico	
Acanthocephala					+
Annelida	+	+	+		+
Arthropoda	+	+	+	+	+
Brachiopoda	+				
Bryozoa	+		+		
Cephalochordata	+				
Chaetognatha	+	+			
Chordata					
Cnidaria	+	+	+	+	+
Ctenophora	+	+			
Dicyemida					+
Echinodermata	+	+			
Echiura	+				
Gastrotricha	+		+		
Gnathostomulida	+				
Hemichordata	+				
Kamptozoa	+		+		+
Kinorhyncha	+				
Loricifera	+				
Mollusca	+	+	+		+
Nematoda	+	+	+	+	+
Nematomorpha					+
Nemertea	+	+	+		+
Onychophora					+
Orthonectida					+
Phoronida	+				
Placozoa	+				
Platyelminthes	+	+	+		+
Pogonophora	+				
Porifera	+		+		+

Tabela 1.2 Distribuição dos filos animais nos principais habitats (modificado de ANGEL, 1998) (continuação)

Filo	Ambiente				
	Marinho		Água doce		Terrestre
	Bentônico	Pelágico	Bentônico	Pelágico	
Priapula	+				
Rotífera	+	+	+	+	+
Sipuncula	+				+
Tardigrada	+		+		+
Urochordata	+	+			
Vertebrata	+	+	+	+	+

(*) somente simbiontes.

1.2 GEOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA DOS OCEANOS

Os oceanos são bacias encravadas na crosta terrestre e preenchidas por água salgada. Os principais oceanos são o Austral, Atlântico, Pacífico, Índico e Ártico. Os quatro últimos são nitidamente separados por continentes, mas a divisão entre o Oceano Austral e os demais ao norte é feita somente pelas características da água e de sua circulação. O oceano Austral é o único que tem uma conexão de água contínua ao longo das linhas de longitude ao redor do globo.

O oceano Pacífico é o maior dos oceanos e é relativamente pouco afetado pelas massas de terra que o circundam. Cordões de ilhas são mais numerosos no Pacífico e a atividade vulcânica nas suas margens é pronunciada em função da colisão das placas tectônicas que formam o fundo deste oceano e os continentes. Em contraste, o oceano Atlântico é relativamente estreito e bordejado por grandes mares marginais (Golfo do México, Mediterrâneo, Báltico e Mar do Norte). Sua profundidade média é menor que a do Pacífico e, além disso, muitos dos maiores rios do mundo (Amazonas, Nilo, Congo e Mississipi) drenam no sistema atlântico. A área superficial do Atlântico é somente 1,6 vezes a superfície das terras drenadas pelos rios que nele deságuam. No Oceano Índico esta relação é intermediária entre os valores do Atlântico e do Pacífico.

Existem ainda corpos de água menores denominados mares, que podem ser de 3 tipos:

- i) Mares costeiros ou abertos- totalmente abertos para os oceanos.
- ii) Mares continentais ou mediterrâneos- apresentam-se rodeados por terras, mas mantendo uma ligação com o oceano através de canais ou estreitos.
- iii) Mares fechados ou isolados- não possuem qualquer ligação com os oceanos.

Os mares possuem frequentemente características oceanográficas distintas dos oceanos que os margeiam devido a circulação restrita. Uma mistura reduzida com os oceanos permite que a drenagem local de rios ou o balanço precipitação- evaporação afetem as propriedades da água do mar. Uma barreira, por exemplo, restringe a circulação entre o Atlântico e o Mediterrâneo no Estreito de Gibraltar. Devido ao excesso de evaporação sobre a precipitação e a grande insolação, o Mediterrâneo é mais salino e mais quente que as águas adjacentes do Atlântico. O Mar Báltico, ao contrário, apresenta um excesso de precipitação e drenagem de rios sobre a evaporação, resultando em salinidade mais baixa que a do Atlântico. Em outros locais, a circulação restrita (e.g. Mar Negro e alguns fiordes noruegueses) e o consumo biológico de oxigênio resultam em águas profundas desprovidas de oxigênio.

Os continentes formam as bordas laterais das bacias oceânicas. Partindo da terra, as principais divisões geomorfológicas são:

- i) *Costa* – Definida como a parte da terra firme em contato com o mar e modificada pela ação deste. A praia é a borda exterior da costa e se estende do nível mais alto ao nível mais baixo atingido pelas marés.
- ii) *Plataforma Continental* – Área contígua à costa, possuindo uma inclinação pouco acentuada com um ângulo de aproximadamente $0,1^\circ$ (gradiente 1 : 500) e atingindo uma profundidade média de 135 m, podendo chegar a um máximo de 350 m, como na Antártica, por exemplo. A largura das plataformas varia consideravelmente. Ao redor de algumas partes da Austrália, por exemplo, ela é inexistente, enquanto todo o Mar do Norte se situa sobre uma plataforma continental. A largura média das plataformas é de 65 km, podendo chegar a 650 km no Ártico. As plataformas continentais representam 8% da superfície dos oceanos.
- iii) *Talude Continental* – Inicia-se onde a plataforma continental sofre uma quebra na inclinação, em média próximo aos 130 m de profundidade, e tem um ângulo variando de 3° a 6° (1: 20).
- iv) *Elevação Continental ou Sopé* – Segue-se ao talude, onde novamente existe uma quebra de gradiente, diminuindo a inclinação, normalmente em torno de 2 400 m de profundidade. Sua profundidade média é de 4 000 m, podendo atingir um máximo de 9 000 m em uma distância horizontal muito pequena.
- v) *Fundo Abissal ou Planície Abissal* – Ocorre à partir dos 4 000-5 000 m de profundidade, onde o ângulo de inclinação se reduz de novo até $0,1^\circ$ a 1° , constituindo o denominado fundo abissal. O aspecto mais característico do fundo abissal é a variedade da topografia, normalmente entrecortada por montanhas, vales, planícies, cordilheiras, cânions, etc.

Os aspectos topográficos podem ser resumidos em 3 componentes principais:

- i) Margens continentais, compostas pela plataforma, talude e elevação continental.
- ii) Assolho das bacias oceânicas.
- iii) Sistema de cordilheiras oceânicas.

A partir dos continentes em direção aos oceanos, duas sequências distintas podem ser observadas:

- i) Plataforma-talude-elevação.
- ii) Plataforma-talude-fossa.

No primeiro caso (e.g. margem continental brasileira), as três províncias fisiográficas estão presentes. No segundo caso (e.g. nas Ilhas Aleutas e margem continental do Peru), o talude desce direto para fossas muito profundas e estreitas.

Uma série de montanhas altas e lineares que se elevam entre 2 000 a 4 000 m acima do assolho das bacias oceânicas constituem os sistemas de cordilheiras oceânicas. As cordilheiras são de origem vulcânica e cortadas por falhas transversais denominadas zonas de fratura. Frequentemente, algumas dessas montanhas da cordilheira emergem formando ilhas oceânicas (e.g. Ilhas de Trindade e Martins Vaz, no oceano Atlântico Sul Ocidental).

Na figura 1.1 pode-se visualizar as principais características topográficas dos fundos oceânicos.

O assolho das bacias oceânicas consiste de sedimentos não consolidados derivados da deposição de esqueletos mineralizados de organismos planctônicos (foraminíferos, coccolitoforídeos, radiolários e diatomáceas) originários da coluna de água; argila e outros minerais de origem continental; rochas e cinzas vulcânicas derivadas de ilhas vulcânicas e de vulcões submarinos; nódulos poli-metálicos formados pela precipitação sobre o leito submarino, tais como nódulos de manganês e ferro.

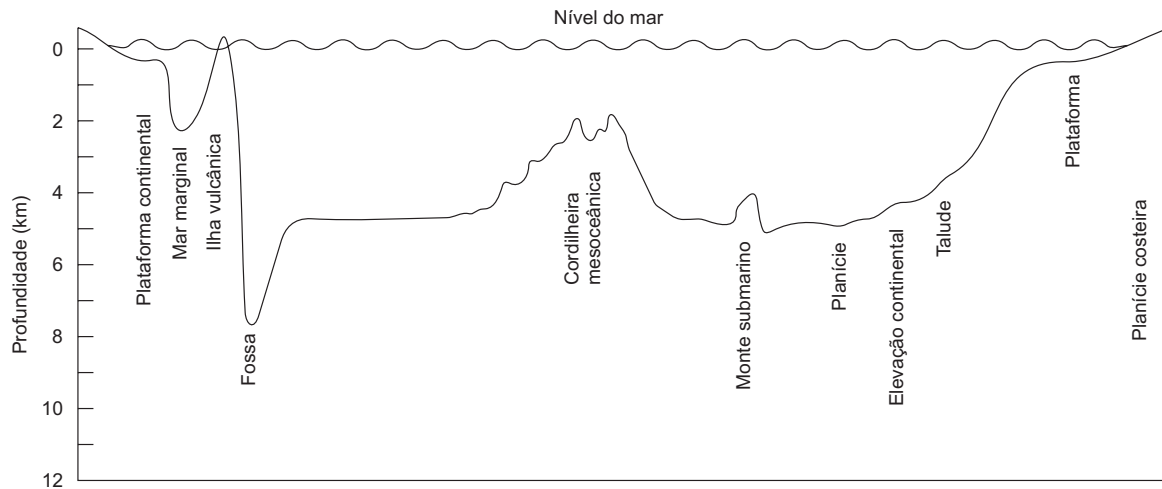


Figura 1.1 Dois exemplos de margens continentais e vários aspectos topográficos do leito oceânico (modificado de LEVINTON, 1995).

Abaixo da camada de sedimentos não consolidados das bacias oceânicas existem camadas de sedimentos em vários graus de consolidação até chegar as rochas vulcânicas. Muitas evidências mostram que o assoalho oceânico está se movendo horizontalmente uns poucos centímetros por ano. Este fenômeno é conhecido como espalhamento dos fundos oceânicos. Nova crosta é formada através de atividade vulcânica nas cordilheiras oceânicas que é o eixo de espalhamento das placas. Este eixo de espalhamento se estende por todos os oceanos. À medida que novas crostas são geradas, as crostas velhas são consumidas nas fossas oceânicas. Nas fossas a crosta é arrastada para o interior da Terra e fundida ao manto. As grandes profundidades das fossas são um reflexo topográfico deste fenômeno de subducção das placas. O mecanismo de espalhamento é relacionado a processos de fluxos convectivos no manto bem como ao processo de subducção das placas.

A crosta terrestre é formada por várias placas delimitadas por fossas, cordilheiras ou quebras da crosta. Os continentes, que também são placas formadas por rochas de menor densidade que as do fundo dos oceanos, são mais elevados e portanto apresentam uma maior parte acima do nível do mar. Da mesma forma que o fundo dos oceanos, os continentes migram de um lado para outro a velocidades que variam de 2 a 10 cm/ano. Desta forma, os continentes derivaram longas distâncias através do tempo geológico e os oceanos sofreram mudanças nas suas feições e sistemas de correntes ao longo da história da Terra. O Brasil situa-se sobre a placa sul-americana, que atualmente afasta-se da placa africana (limite divergente) e vai de encontro à placa de Nazca, no Pacífico (limite convergente) (figura 1.2).

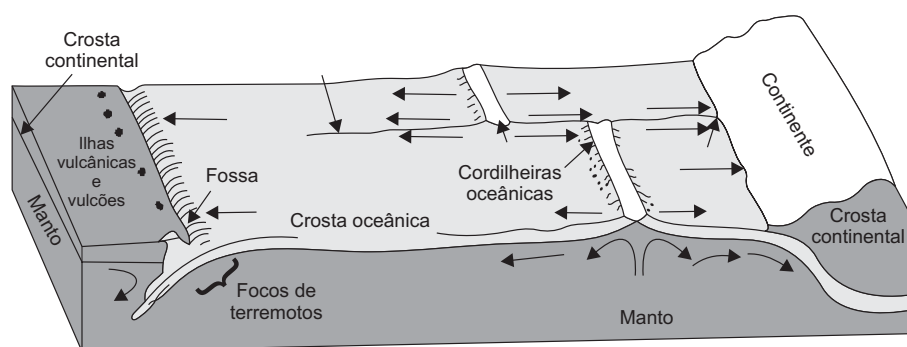


Figura 1.2 Diagrama esquemático da dinâmica de placas tectônicas de deriva (modificado de LEVINTON, 1982).

1.3 PRINCIPAIS FATORES AMBIENTAIS NOS OCEANOS

Fatores como temperatura, luz, salinidade, nutrientes e outros interagem para produzir habitats distintos no ambiente marinho. Embora seja possível isolar cada um dos fatores ambientais e considerar a influência de cada um sobre os organismos separadamente, o comportamento de um organismo em um dado momento será determinado não por um simples fator exógeno, mas pela influência e interação de muitos fatores que atuam simultaneamente e pela ação de fatores endógenos. Os organismos devem estar funcionalmente adaptados a um conjunto de variáveis ambientais. Para se entender essas adaptações e a dinâmica dos ecossistemas marinhos é essencial conhecer os fatores associados a esses ambientes.

1.3.1 Fatores Físicos

Temperatura

A temperatura é o principal fator que controla a distribuição e a atividade de animais e plantas, agindo como um fator limitante à reprodução, ao crescimento e à distribuição de organismos. A importância deste fator expressa-se através da divisão do globo em zonas climáticas que abrigam conjuntos florísticos e faunísticos característicos e distintos; zonas polares ártica e antártica, zonas boreal e subantártica, zonas subtropical norte e sul e zona tropical. Essas zonas climáticas são formadas pela incidência diferencial dos raios solares na superfície do globo. A figura 1.3 mostra a variação de temperatura das águas superficiais dos oceanos nas diferentes latitudes.

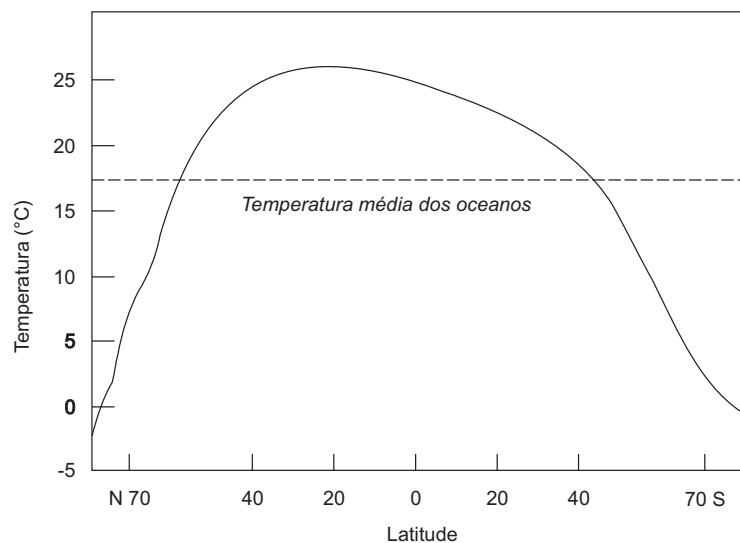


Figura 1.3 Variação latitudinal da temperatura da camada de superfície dos oceanos (modificado de LEVINTON, 1982).

A intensidade de energia radiante que alcança as diferentes regiões do globo sofre, ainda, variações sazonal e diurna causadas pelos movimentos de translação e rotação da Terra.

A temperatura do mar varia entre um mínimo de $-1,9^{\circ}\text{C}$, que é o ponto de solidificação da água a uma salinidade de 35, a um máximo de 42°C em regiões semi-isoladas como o Mar Vermelho e o Golfo Pérsico. Em poças-de-marés e em algumas regiões vulcânicas a temperatura pode chegar a extremos de 50°C . Nas regiões oceânicas de baixas latitudes a temperatura varia entre 26°C e 30°C nas águas superficiais.

Entre os processos que determinam a temperatura dos oceanos, a absorção da radiação solar, a reirradiação da superfície do mar e a evaporação são os mais importantes.

Abaixo dos 2 000 m até a superfície dos fundos oceânicos a temperatura está abaixo dos 3°C. Mais de 60% da área dos oceanos está coberta por esta zona. As águas superficiais são influenciadas por vários fatores que fazem a temperatura variar de local para local, mas nas águas profundas a temperatura permanece mais ou menos constante.

A distribuição vertical da temperatura não é uniforme nas diferentes latitudes. Em altas latitudes a diferença de temperatura entre as camadas superficiais e profundas é muito pequena quando comparada com as médias e baixas latitudes. Isto ocorre porque nas altas latitudes o calor da superfície do mar passa para a atmosfera, reduzindo a diferença entre essas camadas. Nas médias e baixas latitudes, abaixo da camada superficial, encontra-se uma camada com máximo decréscimo de temperatura por unidade de profundidade. Este gradiente brusco de temperatura é denominado camada termoclina (figura 1.4).

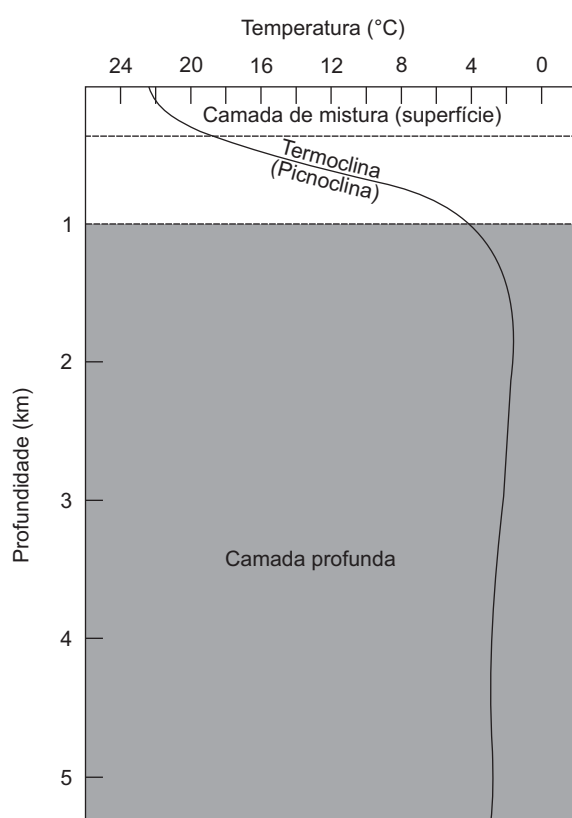


Figura 1.4 Perfil vertical da temperatura mostrando as três camadas da coluna d'água (modificado de THURMAN, 1994).

Em águas tropicais a termoclina pode ocupar profundidades entre 100 e 300 m e ser relativamente estável durante o ano. Em regiões de médias latitudes ocorre uma termoclina sazonal nos meses de verão em adição a uma termoclina profunda permanente. Uma termoclina diurna é formada muito próximo a superfície durante o dia, desaparecendo a noite nas regiões localizadas em médias e baixas latitudes. Esta é formada a uma profundidade de aproximadamente 10 m, com um gradiente máximo de 3°C ocorrendo na parte da tarde. As regiões polares não apresentam estratificação térmica, observando-se uma homotermia fria na coluna d'água (figura 1.5).

As mudanças de temperatura da água alteram a densidade, a viscosidade, a solubilidade do oxigênio etc., que por sua vez podem influenciar a flutuabilidade, locomoção e respiração dos organismos.

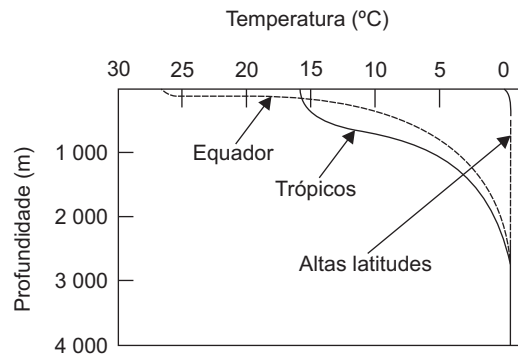


Figura 1.5 Perfil vertical da temperatura nas diferentes latitudes (modificado de MEADOWS & CAMPBELL, 1978).

Energia radiante

A medida que penetra no mar a luz vai sendo atenuada e altera a sua composição espectral. A água do mar pode ser visualizada como um filtro de 3 componentes formado pela absorção da própria água, a absorção por elementos coloridos dissolvidos (e.g. ácidos húmicos) e dispersão por material em suspensão (incluindo plâncton e detritos), todos contribuindo para a extinção dos diferentes comprimentos de onda.

Aproximadamente 50% da luz que penetra no mar é composta de comprimentos de ondas maiores que 780 nm. A maioria das radiações ultravioleta e infravermelha se extinguem nos primeiros centímetros da lâmina de água. A radiação infravermelha é convertida em calor nos primeiros centímetros da coluna de água. Os 50% restantes da radiação compreendem o espectro visível, com comprimentos de ondas entre 400 e 700 nm que penetram mais na coluna de água. Este espectro é importante para a visão dos animais e para a fotossíntese e denomina-se radiação fotossinteticamente ativa (RFA). A intensidade máxima da RFA é em torno de $0,6 \text{ cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$, variando com a inclinação dos raios solares. A luz vermelha é rapidamente absorvida com a profundidade, com somente 1% atingindo 10 m de profundidade em águas muito claras. A luz azul penetra mais fundo, com 1% permanecendo a 150 m em águas claras (figura 1.6).

Um coeficiente de extinção (k) pode ser calculado para medir o decréscimo exponencial da luz com a profundidade, medindo-se a radiação local e utilizando-se a fórmula abaixo:

$$k = \frac{\log_e(I_0) - \log_e(I_p)}{\text{prof. (m)}} \quad (1.1)$$

Onde:

I_0 = radiação de superfície

I_p = radiação a uma determinada profundidade

O coeficiente de extinção é diferente para os diferentes comprimentos de onda, sendo $0,035 \text{ m}^{-1}$ para a luz azul e $0,140 \text{ m}^{-1}$ para a luz vermelha. Entretanto, se muitas partículas estiverem presentes na água, a luz azul é dispersada mais que a vermelha e isto afetará o espectro de cor da luz submarina, resultando numa mudança da cor de maior penetração em direção ao comprimento verde. Devido a este fato, nas águas costeiras penetram mais os comprimentos de onda na faixa do verde-amarelo (500-600 nm) e nas águas oceânicas na faixa do azul (400-500 nm).

Aos 100 m de profundidade a luz se encontra reduzida a 1% em águas oceânicas claras. Nas águas costeiras, este percentual é atingido entre 10 a 30 m e a menos de 3 m em águas turvas com muito material em suspensão.

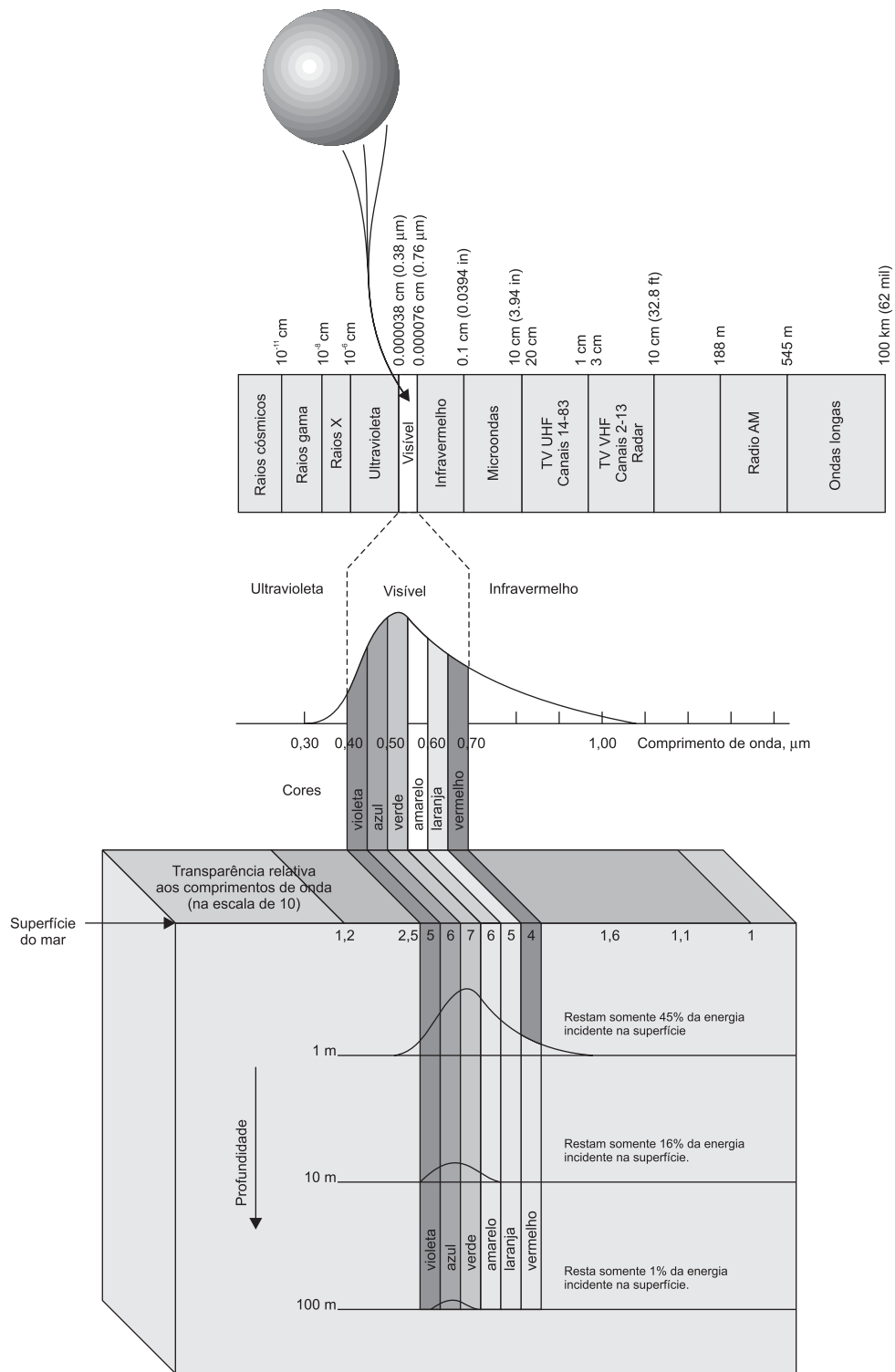


Figura 1.6 Espectro eletromagnético e absorção dos diferentes comprimentos de luz visível com a profundidade (modificado de TURMAN, 1994).

Em função da penetração relativa da luz no mar, a coluna d'água pode ser dividida verticalmente em três zonas ecológicas. A zona mais rasa é denominada zona eufótica e é caracterizada como uma região com luz suficiente para sustentar o crescimento e reprodução dos vegetais. Na zona eufótica existe luz suficiente para que a produção vegetal fotossintética exceda a perda de material biológico através da respiração vegetal. A quantidade de luz requerida para a produção fotossintética equivaler às perdas respiratórias é conhecida como intensidade luminosa de compensação. A profundidade na qual a produção fotossintética se equivale a respiração é denominada profundidade de compensação e define o limite inferior da zona eufótica. Assim, a zona eufótica estende-se desde a superfície a somente uns poucos centímetros de profundidade em regiões costeiras com águas muito turvas, até um máximo de aproximadamente 150 m em águas tropicais oceânicas muito claras.

A profundidade de compensação (P_c) de uma determinada região pode ser calculada usando-se a seguinte fórmula:

$$P_c = \log_e(I_0) - \log_e(I_c) / k \quad (1.2)$$

A radiação de superfície (I_0) é medida diretamente e K é calculada usando-se a equação 1.1, assumindo-se um comprimento de onda de 550 nm. O valor usado para a intensidade luminosa de compensação (I_c) tem sido determinado experimentalmente e varia entre 0,001 a 0,01 cal $\text{cm}^{-2} \text{min}^{-1}$, dependendo da espécie de alga que domina a região estudada.

Abaixo da zona eufótica, a zona disfótica é uma região onde os peixes e alguns invertebrados podem enxergar, mas a luz é muito fraca para haver uma taxa fotossintética líquida positiva (i.e. as perdas materiais pela respiração excedem a produção fotossintética).

A região mais profunda e mais ampla do oceano é a escura zona afótica, que se estende abaixo da zona disfótica até o assoalho oceânico. Nesta, a intensidade luminosa é muito baixa para ser detectada por qualquer sistema biológico e não existe possibilidade de existência de vegetais.

A figura 1.7 mostra o perfil de extinção da energia luminosa em águas oceânicas e costeiras com pouca turbidez.

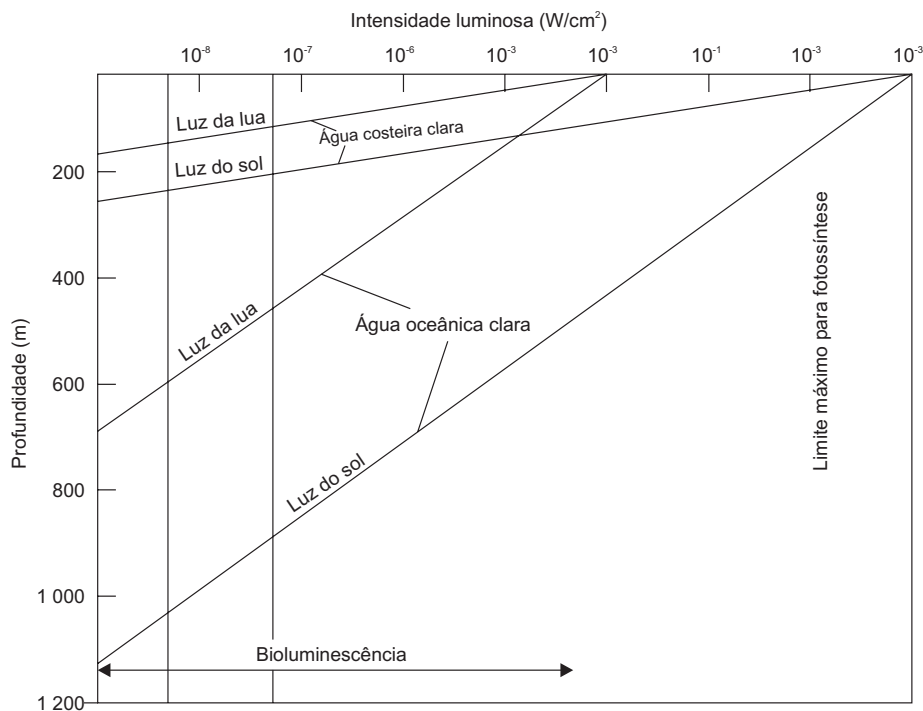


Figura 1.7 Perfil vertical de extinção da energia luminosa em águas oceânicas e costeiras claras (modificado de MEADOWS & CAMPBELL, 1978).

Densidade

A densidade da água do mar aumenta com a concentração de sais e com a pressão e diminui com o aumento da temperatura.

A temperatura e a salinidade são variáveis físicas independentes as quais, porém, não apresentam uma distribuição ao acaso nos oceanos. O clima global determina a distribuição dessas variáveis nas camadas superficiais dos oceanos. Combinações distintas dessas variáveis podem ser observadas em grandes volumes de água e servem para definir determinada massa de água. As características definitivas de uma determinada massa de água são adquiridas na superfície dos oceanos. Como grande parte da coluna de água está sem contato com a atmosfera, suas características físicas mudam muito gradualmente e vagarosamente através de processos de mistura com camadas adjacentes com características distintas. Isto implica que, mesmo movimentando-se horizontal e verticalmente nos oceanos, as massas de água podem ser rastreadas por longas distâncias utilizando-se sua identidade combinada de salinidade e temperatura. Novas massas de água eventualmente se formam pela mistura de águas de diferentes origens e estas desenvolvem uma identidade própria de salinidade-temperatura que indica a proporção da mistura.

Com relação à distribuição vertical, existe uma estratificação estável, com a densidade aumentando conforme a profundidade. Nas águas superficiais, a densidade pode decrescer por aquecimento da água e por aporte de água doce proveniente de chuva, descarga de rios ou degelo. Nas médias e baixas latitudes, em que a temperatura da água se mantém elevada, a densidade se mantém baixa a despeito da intensa evaporação existente. O fator temperatura sobrepuja os outros fatores que podem influenciar a densidade. Observa-se que a densidade média das águas superficiais é baixa na linha do Equador e aumenta conforme a latitude (figura 1.8).

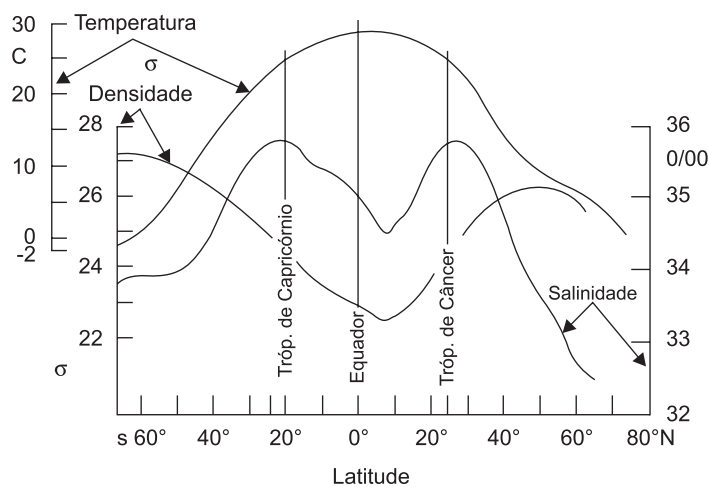


Figura 1.8 Médias anuais de temperatura, salinidade e densidade da camada de superfície dos oceanos nas diferentes latitudes (modificado de THURMAN, 1994).

As camadas superficiais dos oceanos se movem horizontalmente através de correntes de superfície geradas por ventos. Movimentos verticais da água são controlados em parte por variações de temperatura e salinidade que mudam a densidade da água do mar. Águas menos densas que as das camadas subjacentes permanecem na superfície. Águas superficiais que apresentam um aumento na densidade afundam até profundidades determinadas pela sua densidade relativa a estrutura vertical de densidade das águas circundantes.

As massas de água mais profundas e mais densas se originam ao redor da Antártica e nas cercanias da Groelândia e Islândia. Durante o inverno, nas altas latitudes, as águas superficiais tornam-se mais frias. Como a densidade da água do mar continua a aumentar até o ponto de congelamento, as águas afundam continuamente até este ponto ser atingido. A medida que o gelo é formado a água do mar torna-se mais sa-

lina devido a exclusão dos sais na sua formação. Desta forma, a densidade aumenta ainda mais. Essas águas polares altamente densas afundam e fluem em direção ao Equador em profundidade intermediárias (Água Intermediária Antártica e Água Profunda do Atlântico Norte) ou junto ao fundo (Água Antártica de Fundo). A Água Antártica de Fundo, em particular, penetra mais ao norte dos oceanos Atlântico e Pacífico. Essas águas profundas eventualmente retornam a superfície através de mistura causada por ventos e, assim, há uma contínua, porém muito lenta, ciclagem entre as águas profundas e superficiais.

Pressão

A pressão atmosférica ao nível do mar é de uma atmosfera, o que equivale a $1\ 033\ \text{Kg cm}^{-2}$, que é igual ao peso de uma coluna de mercúrio de 760 mm de altura e se deve ao peso do ar que há em cima. A pressão hidrostática é determinada pelo peso da coluna d'água sobrejacente, por unidade de área, a uma profundidade particular, aumentando uma atmosfera a cada 10 m.

As altas pressões encontradas à grandes profundidades aumentam a concentração de CO_2 , que na água do mar se transforma em ácido carbônico, aumentando a solubilidade do carbonato de cálcio. A incorporação do carbonato de cálcio em conchas e ossos é, desta maneira, dificultada e como resultado essas estruturas são muito frágeis nos animais que habitam as grandes profundidades.

Diferente dos líquidos que são pouco compressíveis, os gases sofrem alta compressão com o aumento da pressão. Animais com órgãos preenchidos por gases podem, por isso, ser afetados por mudanças de pressão. Existem animais que resistem a grandes variações de pressão (euribáricos), enquanto outros apresentam pequena resistência (estenobáricos).

A grandes profundidades, abaixo de 4 000 m (400 atmosferas), a pressão é suficiente para elevar a temperatura em 1°C . Este aumento de calor ocorre sem a transferência de calor para outras massas de água e se chama calor adiabático.

Marés

O fenômeno das marés é mais evidente na costa, onde o nível do mar sobe e desce regularmente duas vezes ao dia. A diferença dos níveis pode ser de menos de 1m, como ocorre no Mediterrâneo e Caribe ou de até 15 m como na Baía de Fundy no Canadá. No Brasil, essa variação é de um pouco mais de 1 m em quase toda a região sul e sudeste, podendo ultrapassar os 5 m no Maranhão. As marés se devem ao movimento da Lua ao redor da Terra e em menor escala a atração do sol.

As marés podem ser definidas como movimentos verticais periódicos ou regulares das massas de água causados pela força gravitacional dos astros, que é inversamente proporcional à distância e diretamente proporcional à massa, e pela força centrífuga, originária do movimento de rotação da Terra. A Terra e a Lua giram uma sobre a outra, ao redor do centro comum de suas massas. Este ponto está na Terra, porém não no seu centro. A distância média entre o centro da Terra e da Lua é constante e, portanto, a força centrífuga do sistema Terra-Lua deve estar exatamente equilibrada pela força gravitacional do sistema. A força centrífuga é constante em todos os pontos da superfície terrestre, porém a força gravitacional é maior no ponto da superfície mais próximo da Lua e menor no ponto mais afastado. No ponto mais próximo a água se eleva em direção a Lua porque a força gravitacional da Lua é maior que a força centrífuga constante. No ponto mais afastado a água também se eleva, porém afastando-se da Lua devido a força centrífuga ser maior que a força gravitacional lunar. Isto origina duas marés diárias que são observadas com o giro da Terra ao redor do seu eixo. Como a Terra demora 24 h para completar uma evolução, um ponto geográfico qual quer ficará de face ou oposto para a Lua a cada 12 h, apresentando, então, duas preamares e duas baixa-mares.

Durante o tempo que a Terra leva para completar uma rotação, a Lua avança em sua órbita, fazendo com que a Terra necessite mais 50 min para alcançar o ponto previamente oposto a Lua. Por isso as duas preamares e as duas baixa-mares ocorrem em horários diferentes de um dia para o outro, com uma defasagem de 50 min.

O Sol quando em conjunção com a Lua provoca marés de grande amplitude, pois as forças gravitacionais se somam. Essas marés são chamadas marés vivas, marés de sizígia ou *spring tides*. Quando o Sol e a Lua se encontram em ângulo reto, uma semana depois, as forças gravitacionais se cancelam parcialmente e o resultado é um ciclo de marés de pequena amplitude conhecidas como marés mortas, marés de quadratura ou "*neap tides*" (figuras 1.9 e 1.10).

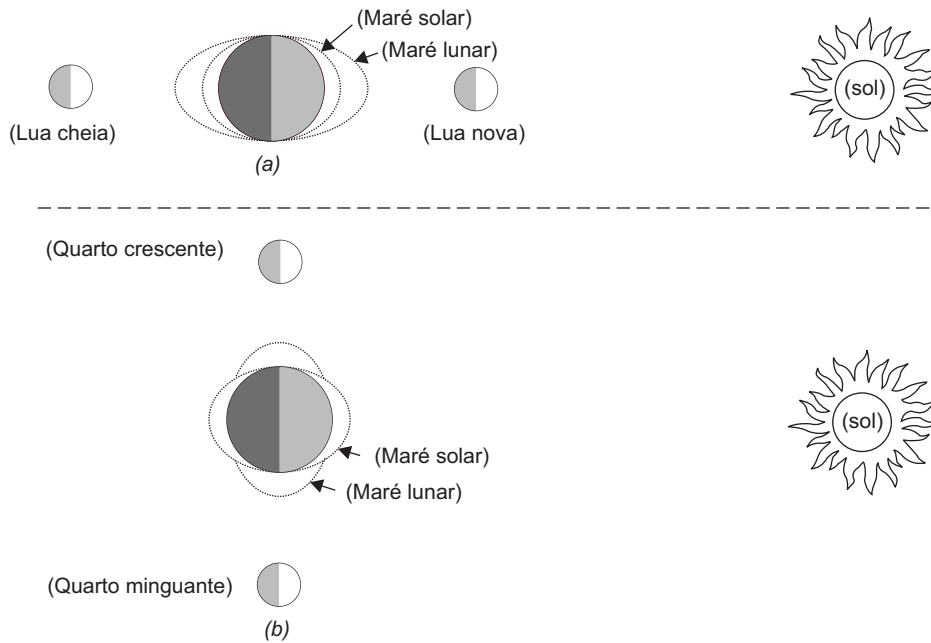


Figura 1.9 Relação das marés com o sol e a lua (modificado de THURMAN, 1994).

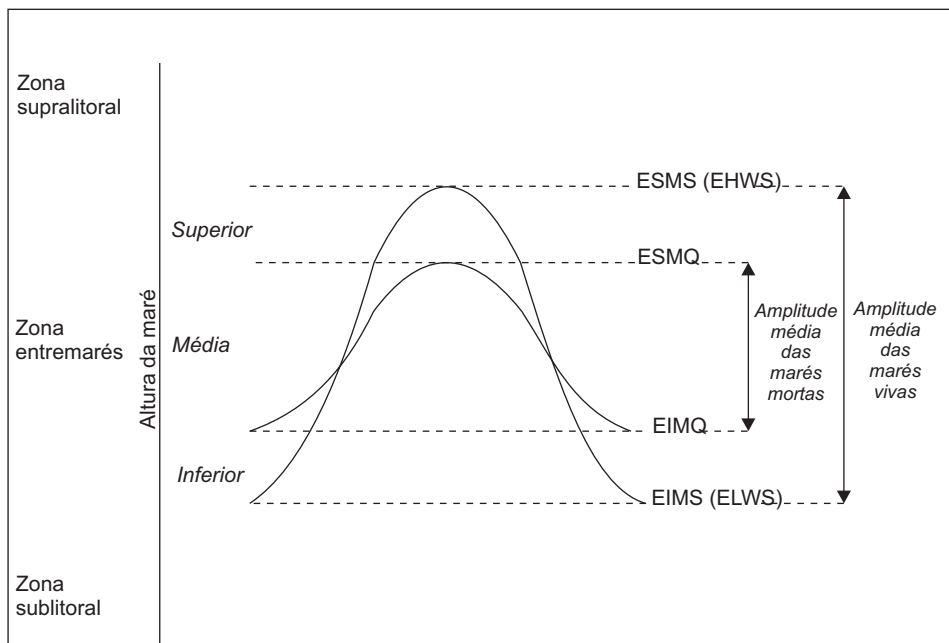


Figura 1.10 Principais níveis de maré e zonas observadas em função da variação mareal (modificado de MEADOWS & CAMPBELL, 1978).

Ondas

Como resultado das diferenças de densidade, a água do mar pode ser separada em diferentes massas de água. As massas de águas superficiais incluem toda água bem misturada acima da termoclina. Abaixo da termoclina, uma massa de água profunda estende-se até o assoalho oceânico.

As massas de águas superficiais estão em constante movimento, produzido primariamente pela ação de ventos soprando sobre a superfície da água. Estes ventos produzem dois tipos de movimento; ondas e correntes. As ondas variam de tamanho, desde poucos centímetros de altura a ondas de tempestades que se erguem a altura de até 30 m. Além da altura, as ondas são caracterizadas pelo comprimento de onda, que é a distância horizontal entre o topo de cristas de ondas sucessivas. O período de uma onda é o tempo requerido para duas cristas de ondas sucessivas passarem por um ponto fixo. Em adição ao vento, as ondas podem ser geradas por maremotos, terremotos e atividades vulcânicas. As ondas geradas por esses fenômenos possuem alto poder destrutivo e são conhecidas como *tsumanis*.

A altura de uma onda depende da força do vento, da distância entre o local de origem e o de observação, e do período de duração do vento.

Todas as ondas se comportam de modo similar. Uma vez geradas, as ondas se movem para longe do centro de origem. Esta progressão horizontal não resulta em um transporte horizontal significativo das moléculas de água individualmente. As moléculas de água transcrevem um movimento circular e a energia gerada irá mover uma molécula adjacente, havendo uma transferência horizontal da energia gerada. A passagem de uma onda gera movimento não somente nas moléculas de superfície, mas também nas moléculas situadas até uma profundidade igual a metade do comprimento da onda. À medida que a onda penetra em águas rasas e começa a encontrar resistência friccional do fundo, ela diminui o seu movimento adiante e torna-se mais íngreme. No ponto onde a profundidade é igual a 1,3 vezes a altura da onda ela irá quebrar, liberando a energia na costa (figura 1.11).

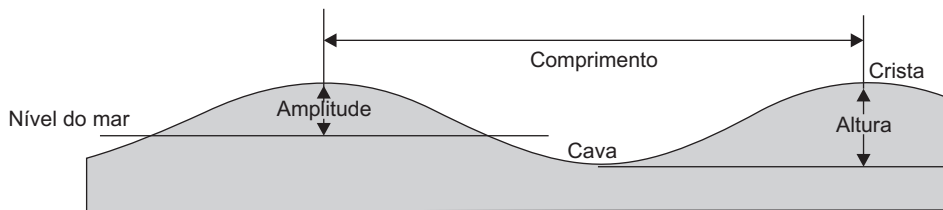


Figura 1.11 Esquema de uma onda com a terminologia descritiva.

Circulação e movimento de massas de água

Ganho e perda de energia da Terra

A energia irradiada pelo sol chega à Terra principalmente na forma de radiações de ondas curtas, compreendidas entre o espectro visível, com um comprimento médio de onda de $0,5 \mu\text{m}$. Parte desta energia se desvia para o espaço e parte é absorvida pela atmosfera; aproximadamente 40% alcança a superfície da Terra direta ou indiretamente. A energia absorvida pelo oceano se perde por irradiação para o espaço, por evaporação da água superficial e por transferência direta do oceano para a atmosfera por difusão.

Circulação atmosférica

As regiões tropicais recebem mais radiação solar por unidade de superfície do que as regiões polares devido a essas últimas receberem a energia em um ângulo mais baixo, o que reduz a quantidade de energia recebida por metro quadrado. Por outro lado, as regiões tropicais e polares irradiam quase a mesma quantidade de radiação de ondas longas para o espaço. Como resultado, o ar que está sobre os trópicos é muito mais quente do que sobre os pólos. Isto dá lugar a uma circulação em 3 câmaras e, também, a regiões alter-

nantes de alta e baixa pressão na atmosfera. O ar quente sobre o Equador se dilata e ascende, o que faz diminuir a pressão. Durante este processo o ar perde calor. Do Equador as massas de ar se movem para norte e para sul. Ao mover-se a uma altura constante sobre a Terra, o ar se comprime devido à curvatura do planeta. Entre as latitudes norte e sul de 20° e 35° o ar, comprimido deste modo, está suficientemente denso para descer. Quando entra em contato com a superfície do oceano se expande de novo para norte e para sul dando lugar aos cinturões subtropicais de alta pressão, a cada lado do Equador.

O ar que se move a baixa altura em direção ao norte e ao sul não segue um caminho direto. Se desvia para a direita no hemisfério norte e para a esquerda no hemisfério sul. Como resultado, no hemisfério norte, o ar que se move para sul a baixa altura, se desvia para oeste, dando lugar aos ventos alísios de nordeste e o ar que se move a baixa altura para norte se desvia para leste, dando lugar aos ventos de oeste. O ar frio descendente dos pólos, produzindo uma zona de alta pressão, se desloca para sul e se desvia para oeste. O resultado são os ventos polares de leste que se encontram de frente com os ventos de oeste e ocasionam as frentes frias polares. Deste modo se formam 3 câmaras verticais de massas giratórias de ar nos hemisférios norte e sul (figura 1.12).

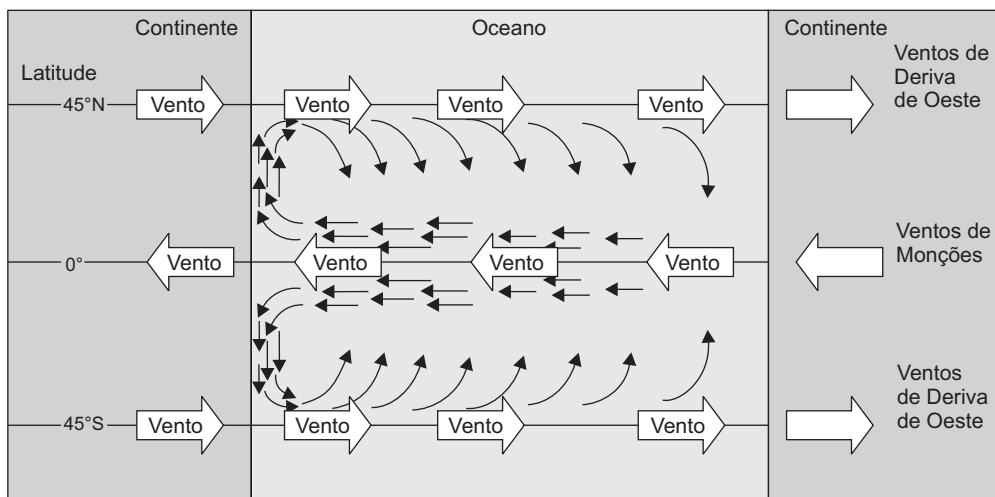


Figura 1.12 Padrão global de circulação atmosférica (modificado de STOWE, 1987).

Força de Coriolis

O desvio de massas de ar para a esquerda ou para a direita deve-se a força de Coriolis, que pode ser explicada pelo movimento giratório da Terra de oeste para leste em torno de seu eixo. A velocidade de rotação de um ponto situado sobre a superfície é, portanto, maior no Equador e vai diminuindo até ficar nula nos pólos. Imaginemos a Terra vista desde o Pólo Norte. A distância percorrida por um ponto na superfície da Terra, situado no Equador, é de 40 000 km dia⁻¹, ou 1 670 Km h⁻¹ e, a 60° de latitude norte ou sul, onde o raio do círculo de latitude é a metade que no Equador, a velocidade é de 20 000 km dia⁻¹ ou 835 km h⁻¹. Nos pólos o ponto carece de velocidade e está girando sobre seu próprio eixo. Consideremos agora uma massa de ar ou de água situada no Equador e que se desloca a mesma velocidade da Terra (1 670 km h⁻¹). Se a massa se move para norte ou para sul, afastando-se do Equador, tenderá a conservar sua velocidade inicial de 1 670 km h⁻¹, enquanto que a Terra, nesta nova posição, se moverá mais lentamente. Em outras palavras, uma massa de ar ou água que se desloque para norte ou sul, afastando-se do Equador, se moverá para leste progressivamente mais rápido que a terra abaixo. Esta diferença entre a velocidade da massa que se move sobre a superfície da Terra e a velocidade da superfície do mesmo ponto, pode-se considerar como um desvio para a direita com relação a sua direção inicial para o norte e como um desvio para a esquerda com relação a sua direção inicial para o sul.

Espiral de Ekman

O modelo de espiral de Ekman explica porque as massas de água não se movem na mesma direção dos ventos que incidem sobre sua superfície. O modelo assume massa d'água homogênea. Devido ao efeito de Coriolis, as correntes de superfície movem-se numa direção de 45° à esquerda do vento no hemisfério sul. Esta massa d'água superficial, que se move como uma fina lâmina, coloca, por fricção, a camada abaixo da superfície em movimento. A camada de superfície desloca-se com uma velocidade não superior a 3% da velocidade do vento. A energia eólica é transferida por toda a coluna d'água, da superfície ao fundo, com as sucessivas camadas de água sendo colocadas em movimento com menor velocidade e desviando-se à esquerda, em relação àquela camada que a colocou em movimento. Em uma certa profundidade não haverá mais movimento, visto que a energia motriz vai-se dissipando nas várias camadas da coluna d'água. Este processo pode colocar em movimento camadas de água até 100 m de profundidade ou mais (figura 1.13). Sob estas condições, as correntes de superfície podem fluir a 45° da direção do vento. A partir da superfície até a profundidade de influência da fricção, o movimento líquido de água, chamado transporte de Ekman, ocorrerá em algum ângulo em relação à direção do vento.

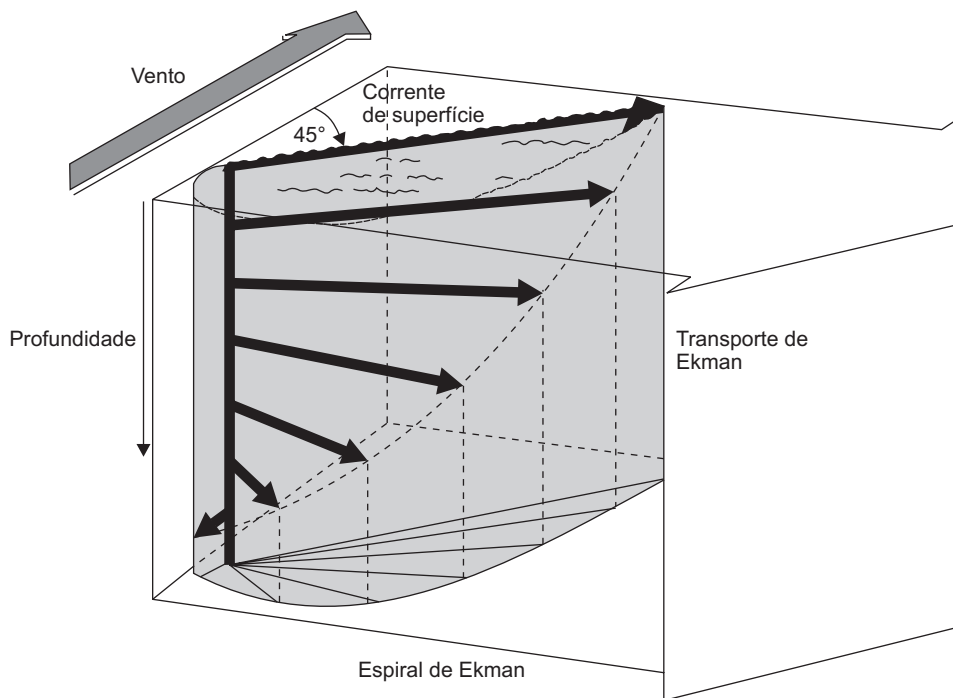


Figura 1.13 Modelo da Espiral de Ekman (modificado de THURMAN, 1994).

Principais correntes oceânicas

As principais correntes apresentam um padrão similar em quase todos os oceanos. Estas fluem segundo um modelo aproximadamente circular, no sentido horário no hemisfério norte e no sentido antihorário no hemisfério sul. O modelo de fluxo se deve aos seguintes mecanismos. Em primeiro lugar, os ventos superficiais movem a água de superfície. A influência do vento se reduz progressivamente ao aumentar a profundidade. Em segundo lugar, a forma das bacias oceânicas e dos continentes que as rodeiam dirige as correntes em um movimento circular. Em terceiro lugar, as águas tropicais são mais quentes e menos densas que as águas polares e por isso estão mais elevadas; em consequência a água tende a fluir dos trópicos para os pólos. A força de Coriolis atua sobre os ventos e sobre as correntes oceânicas produzidas por esses mecanismos e, portanto, ocorre o desvio para a direita da direção do vento no hemisfério norte e para a esquerda da direção do vento no hemisfério sul.

Os principais ventos que produzem correntes oceânicas na superfície do mar são os alísios de nordeste e os de oeste no hemisfério norte e os alísios de sudoeste e os ventos de oeste no hemisfério sul.

No hemisfério norte, as principais correntes oceânicas circulares são rápidas e estreitas no lado oriental da Ásia e da América do Norte; são a Corrente de Kuroshio no Pacífico e as Correntes do Golfo e da Flórida no Atlântico. No lado ocidental dos continentes as correntes são lentas e largas. Se trata das correntes do Pacífico Norte e da Califórnia no Pacífico e as correntes do Atlântico Norte e das Canárias no Atlântico. Quando as correntes do hemisfério norte se aproximam do Equador, formam a Corrente Equatorial do Norte que se move para oeste. As correntes equatoriais norte e sul estão separadas por uma corrente que flui em direção contrária, a Contracorrente Equatorial. O trajeto das principais correntes oceânicas de superfície encontra-se na figura 1.14.

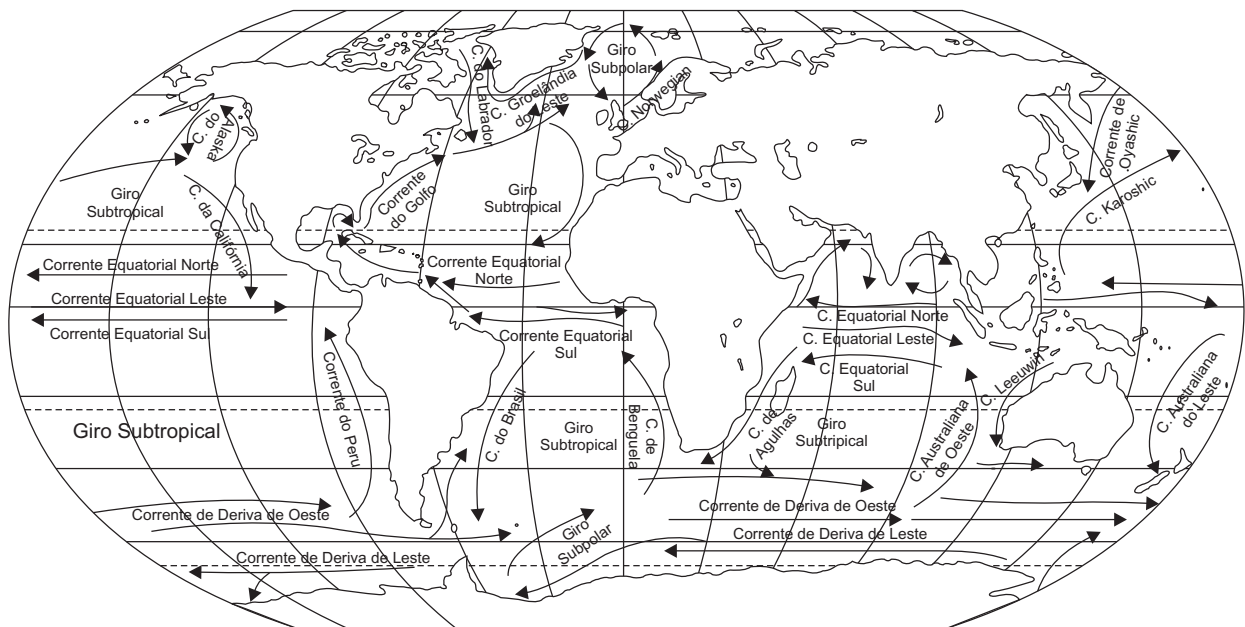


Figura 1.14 Principais correntes oceânicas de superfície (modificado de MEADOWS & CAMPBELL, 1978).

1.3.2 Fatores Químicos

A água do mar se caracteriza, do ponto de vista de sua composição química, por ter em solução uma grande quantidade de sólidos e gases, podendo-se admitir, em princípio, que todos os elementos químicos existentes em terra se encontram nela em dissolução. Vários desses elementos desempenham um papel vital para a biota marinha, enquanto outros parecem não ter nenhuma função metabólica.

Salinidade

Uma amostra de 1 000 g de água do mar contém, em média, aproximadamente 35 g de substâncias dissolvidas. Em outras palavras, 96,5% da água do mar é água e 3,5% são substâncias dissolvidas. A fonte de sais do mar é a erosão e a dissolução de rochas dos continentes e os sais oriundos do magma que se acumularam nos oceanos primitivos.

As substâncias dissolvidas incluem sais inorgânicos, substâncias orgânicas e gases. As maiores frações de material dissolvido são compostas de sais inorgânicos presentes como íons. Seis íons inorgânicos compreendem 99,28% do peso dos materiais dissolvidos. São eles o cloro, sódio, sulfato, magnésio, cálcio e o potássio. Estes podem ser considerados como íons principais dada as suas maiores concentrações e constância. Quatro outros íons adicionais acrescentam 0,71% ao peso, de modo que 10 íons totalizam 99,99% do peso dos materiais dissolvidos (tabela 1.3).

Tabela 1.3 Constituintes principais e secundários da água do mar com 35 de salinidade

Íon	Peso (%)
Íons Principais	
Cloro (Cl ⁻)	55,04
Sódio (Na ⁺)	30,61
Sulfato (SO ₄ ²⁻)	7,68
Magnésio (Mg ²⁺)	3,69
Cálcio (Ca ²⁺)	1,16
Potássio (K ⁺)	1,10
Sub-total	99,28
Íons Secundários	
Bicarbonato (HCO ₃ ⁻)	0,41
Bromato (Br)	0,19
Ácido Bórico (H ₃ BO ₃)	0,07
Estrôncio (Sr ²⁺)	0,04
Total	99,99

A salinidade apresenta pequenas variações entre os diferentes oceanos e mares. No Pacífico a salinidade média é de 35,5, no Atlântico 37,0 e no Mar Vermelho 40,0. Em alguns lugares isolados a salinidade pode chegar a extremos de 155,0. Na Lagoa de Araruama, no Estado do Rio de Janeiro, a salinidade atinge até 90,0. Em lugares com precipitação intensa ou com uma grande contribuição de descarga de rios, a salinidade pode ser bastante reduzida, como, por exemplo, 8,0 no Mar Báltico.

Em todos os oceanos a salinidade das águas superficiais varia com a latitude. Esta é mínima próximo do equador, alcança um máximo a aproximadamente 20°N e 20°S e decresce novamente em direção aos pólos. Esta variação depende do balanço entre evaporação e precipitação que, por outro lado, se relaciona com a circulação atmosférica. A salinidade das águas superficiais é mais elevada devido à remoção de água por evaporação, podendo decrescer por adição de água doce via precipitação ou drenagem continental. Em altas latitudes a salinidade decresce devido à fusão do gelo e da neve (figura 1.15).

A variação da salinidade em águas superficiais é maior que em camadas profundas, devido as flutuações que ocorrerem primariamente por interações na interface atmosfera-oceano. Abaixo da camada superficial existe uma camada denominada haloclina onde a salinidade muda rapidamente com a profundidade. A haloclina ocorre em baixas e médias latitudes e estende-se até aproximadamente 1 000 m. Abaixo desta profundidade a salinidade varia entre 34,5 e 35,0 em todas as latitudes.

As variações diurnas, em geral, são pouco expressivas, com exceção de regiões entremarés ou lagoas rasas, onde os efeitos do balanço evaporação/precipitação podem ser percebidos em poucas horas. Variações sazonais são também muito pequenas, exceto em águas costeiras rasas. A variação anual média da salinidade em águas superficiais oceânicas é em torno de 0,3.

Apesar das variações da salinidade descritas acima, a relação entre os íons mais abundantes permanece constante. Isto significa que a concentração de aproximadamente todos os íons em uma dada amostra de água do mar pode ser determinada medindo-se somente um íon. Este relacionamento é a base para a medida da salinidade na água do mar através da determinação da concentração de cloro.

Na realidade, uma grande série de medidas de clorinidade, densidade relativa da água pura e condutividade da água do mar revelaram que a composição iônica da água do mar apresenta pequenas variações de local para local e de águas de superfície para outras de águas profundas. Isto significa que a composição química pode mudar, mas como o peso total das substâncias dissolvidas é igual, a condutividade e a densidade permanecem constantes.

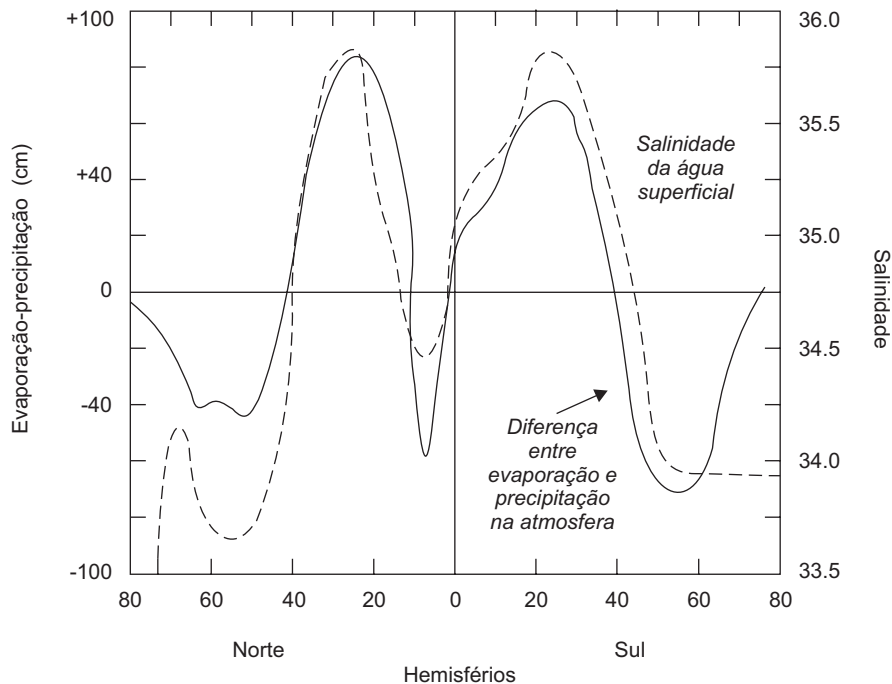


Figura 1.15 Variação latitudinal de salinidade de águas superficiais e diferença entre evaporação e precipitação atmosférica (modificado de MEADOWS & CAMPBELL, 1978).

Oxigênio dissolvido

A solubilidade de gases na água do mar é uma função da temperatura; quanto menor a temperatura maior a solubilidade. Consequentemente, quanto mais fria a água, maior a concentração de oxigênio dissolvido. Entretanto, a solubilidade de gases na água não é grande. A 0°C de temperatura e 35,0 de salinidade, a água do mar contém somente 8,0 ml l⁻¹ de oxigênio dissolvido, enquanto que o ar pode conter 21 ml l⁻¹. A 20°C e a mesma salinidade, a concentração de oxigênio baixa para 5,4 ml l⁻¹.

As águas quentes e superficiais dos oceanos tropicais contém somente 4,0 ml l⁻¹ de oxigênio dissolvido, enquanto que as águas da Antártica possuem valores de 7,5 ml l⁻¹. As águas profundas dos oceanos são bem oxigenadas devido a processos de circulação e mistura. Entretanto, a distribuição vertical do oxigênio não é uniforme. Um perfil vertical típico do oxigênio mostra uma concentração máxima nos 10–20 m superiores, onde a atividade fotossintética e a difusão na interface ar-mar leva a uma supersaturação. Com o aumento da profundidade o conteúdo de oxigênio declina, atingindo um mínimo, entre 500 e 1 000 m em águas oceânicas. Esta camada mínima de oxigênio pode chegar a zero de concentração em certas áreas. Abaixo desta zona, os valores de oxigênio aumentam com a profundidade, sem entretanto atingir os valores de superfície, com exceção de áreas tropicais. A ocorrência da camada mínima de oxigênio é geralmente atribuída a atividade biológica de decompositores e a ausência de atividade fotossintética ou contato com interface ar-mar. O aumento da concentração de oxigênio abaixo da camada mínima de oxigênio é, provavelmente, o resultado do influxo de águas frias ricas em oxigênio que afundaram originalmente nas regiões polares.

Dióxido de carbono e carbonatos

A solubilidade do CO₂ na água depende da temperatura e da pressão: é maior em águas frias e em altas pressões. A solubilidade do CO₂ é diferente da do oxigênio porque este reage quimicamente na água. O

CO₂ é abundante na água do mar, a qual possui uma considerável capacidade para absorver o gás. Isto ocorre porque o CO₂ reage com a água para produzir ácido carbônico, como a seguir:



O ácido carbônico posteriormente se dissocia nos íons H⁺ e HCO₃⁻:



O bicarbonato pode posteriormente se dissociar em outros íons H⁺ e CO₃²⁻:



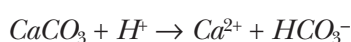
A concentração do CO₂ na água do mar, na forma gasosa, é muito pequena. Em águas superficiais, somente 1 átomo de carbono em 200 está na forma de moléculas dissolvidas de CO₂; mesmo em águas profundas este número cresce somente para 3 em 200. O carbono se encontra em solução em muitas formas: gás CO₂, H₂CO₃, HCO₃⁻ e CO₃²⁻. As formas mais abundantes são o HCO₃⁻ e o CO₃²⁻. Em contraste com o oxigênio, o CO₂ é mais abundante na água do mar do que no ar e, desta forma, é raramente limitante aos vegetais marinhos.

Uma grande proporção dos íons bicarbonato e carbonato da água do mar não é proveniente da atmosfera, mas sim de rios que deságuam no oceano; o intemperismo de rochas pelo ácido carbônico das chuvas libera esses íons em solução para os rios. A concentração média desses dois íons nas águas dos rios é em torno de 60 mg l⁻¹, o que equivale a aproximadamente 12 mg l⁻¹ de carbono, quase a metade dos valores médios de concentração de carbono na água do mar.

O sistema dióxido de carbono – ácido carbônico – bicarbonato é um sistema químico complexo que tende a permanecer em equilíbrio. Assim, se o CO₂ é removido do mar, o equilíbrio será perturbado e o ácido carbônico e o bicarbonato irão se deslocar à esquerda nas reações acima até que mais CO₂ seja produzido e um novo equilíbrio seja estabelecido.

O perfil vertical do carbono inorgânico dissolvido é o de um elemento não-conservativo. Na camada de superfície o carbono é removido da solução pela atividade fotossintética, retornando a solução em águas profundas através da decomposição da matéria orgânica. Outra contribuição para o aumento do carbono inorgânico em águas profundas vem da dissolução do CO₂ atmosférico em águas superficiais frias em altas latitudes, as quais se deslocam para as camadas profundas em função de suas altas densidades.

À medida que a concentração de CO₂ aumenta na água do mar, aumenta a concentração de íons H⁺, o que aumenta a acidez da água. O aumento da acidez da água leva a dissolução do carbonato de cálcio, segundo reação a seguir.



A dissolução do carbonato de cálcio ocorre nos sedimentos, já que a coluna de água se encontra, em geral, subsaturada de CO₂. A profundidade na qual a dissolução do carbonato de cálcio tem início é denominada lisoclina. Abaixo da lisoclina a dissolução ocorre a taxas crescentes, de modo que ocorre um decréscimo progressivo na proporção de material esquelético carbonático preservado nos sedimentos. A profundidade na qual esta proporção cai abaixo de 20% do total do sedimento é chamada profundidade de compensação do carbonato.

Potencial de hidrogenação (pH)

As reações descritas no item anterior resultam na produção ou absorção de hidrogênio livre (H^+). A abundância de íons H^+ em solução é uma medida de acidez. Mais íons H^+ significa uma solução mais ácida e poucos íons H^+ uma solução mais alcalina. Soluções alcalinas são aquelas que possuem grande número de íons OH^- e poucos íons H^+ . Acidez e alcalinidade são medidas em escala logarítmica com unidades de 1 a 14. Estas unidades são chamadas unidades de pH da escala de pH. Quanto maior a concentração de íons H^+ nesta escala, menores os valores de pH.

Embora a água pura seja neutra com relação ao pH devido a dissociação das moléculas de água produzir igual número de íons H^+ e OH^- , a presença de CO_2 e os íons sódio, potássio e cálcio altamente alcalinos, tendem tornar a água do mar levemente alcalina com valores entre 7,5 a 8,4.

O sistema dióxido de carbono - ácido carbônico - bicarbonato funciona como um tampão para manter o pH dentro de um limite estreito. Funciona absorvendo H^+ quando este se apresenta em excesso e produzindo mais H^+ quando o seu suprimento é pequeno.

Sais inorgânicos

Ao contrário dos elementos conservativos, a concentração de algumas substâncias da água do mar varia consideravelmente no tempo e no espaço e não é influenciada pela salinidade. Alguns desses elementos não-conservativos, tais como o fósforo, o nitrogênio e o silício, são muito importantes pelo fato de estarem diretamente relacionados a produtividade do mar.

Dependendo da disponibilidade desses 3 elementos, a água do mar pode ser classificada em 4 camadas:

1. Camada superficial empobrecida em nutrientes, cuja extensão vertical é determinada pela atividade fotossintética.
2. Camada na qual a concentração de nutrientes aumenta rapidamente com a profundidade.
3. Camada de máxima concentração de nutrientes entre geralmente 500–1 000 m de profundidade.
4. Estreita camada de fundo na qual verifica-se pouca mudança nas concentrações de nitrato e fosfato, podendo haver um incremento de silicato.

Existe um forte paralelo entre as concentrações de nitrato e fosfato, observando-se um relacionamento linear, com uma razão de 15:1.

A concentração de nutrientes em uma área particular do oceano está na dependência de muitos fatores, tais como luz, temperatura, correntes, ocorrência de ressurgências e aportes terrígenos, assim como da natureza e extensão da produtividade.

Segundo os estudos atuais, os oceanos estão quimicamente em estado de equilíbrio dinâmico para os constituintes principais e para muitos constituintes secundários. Isto significa que o balanço químico é tal que a taxa de entrada dos constituintes dissolvidos nos oceanos é igual à taxa de saída. As evidências sugerem que esta condição perdura por um período de 10^8 anos ou mais. O conceito de equilíbrio dinâmico permite definir um tempo de residência médio para os elementos dissolvidos, dado pela razão:

$$\frac{\text{Massa total de uma substância dissolvida nos oceanos}}{\text{Taxa de entrada (ou saída) da mesma substância}}$$

O tempo de residência da maioria dos elementos é longo quando comparado com o tempo de mistura dos oceanos, que é de aproximadamente 500 anos. Deste modo, a maioria dos elementos dissolvidos se encontra uniformemente distribuída nos oceanos. Isto é verdadeiro para os elementos conservativos que apresentam os maiores tempos de residência ($> 10^5$ anos) e cuja remoção da solução se dá, principalmente, por processos inorgânicos. Elementos não-conservativos não se distribuem uniformemente - a concentração varia com a profundidade e de local para local, apesar de muitos terem um tempo de residência maior que o tempo de mistura dos oceanos.

Mesmo os menores tempos de residência, entretanto, são longos quando comparados aos ciclos de vida da maioria dos organismos marinhos, de modo que existe ampla oportunidade para os constituintes dissolvidos participarem várias vezes de ciclos biológicos.

A figura 1.16, mostra a variação vertical da concentração de nutrientes, do oxigênio dissolvido e do pH num perfil vertical da coluna d'água.

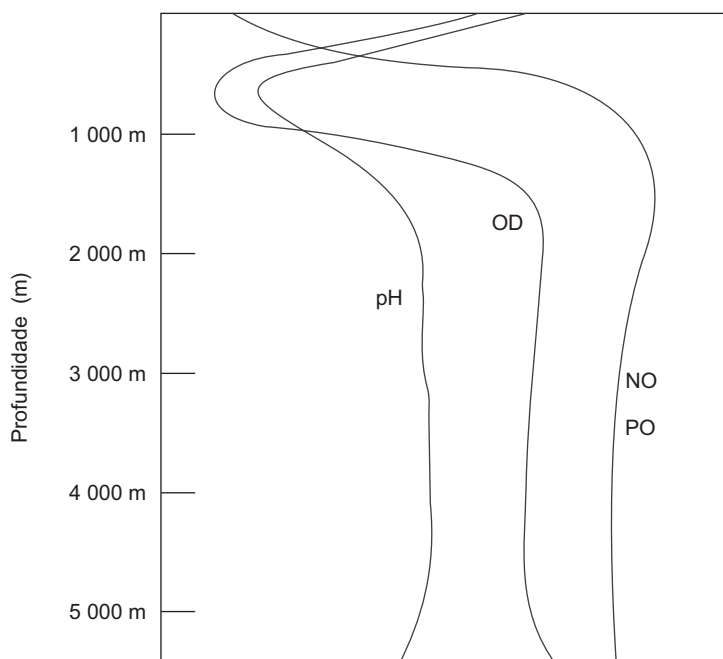


Figura 1.16 Variação em pH, oxigênio dissolvido e teores de nitrato e fosfato em função da profundidade (modificado de MEADOWS & CAMPEBELL, 1978).

Matéria orgânica dissolvida e matéria orgânica particulada

A matéria orgânica varia muito em relação ao peso molecular e estrutura e é formada primariamente de carbono, nitrogênio, oxigênio, fósforo e enxofre. A matéria orgânica marinha é composta de uma grande variedade de moléculas, desde hidrocarbonetos de baixo peso molecular, até complexos de alto peso molecular, como ácidos húmicos. A maioria dos compostos orgânicos é produzida durante reações metabólicas e por isso sua distribuição é controlada pelos organismos marinhos.

As fontes marinhas primárias de matéria orgânica são o fitoplâncton, as macroalgas e as fanerógamas marinhas. O fitoplâncton é o produtor primário dominante nas regiões oceânicas. As únicas exceções ocorrem em ecossistemas relativamente isolados, como por exemplo às fontes hidrotermais (*hot vents*) e as emanções a frio de compostos hidrocarbônicos e sulfurosos (*cold seeps*). Nestes ambientes algumas bactérias são capazes de fixar o carbono inorgânico presente em substâncias inorgânicas liberadas pela atividade geológica, representando a principal fonte de matéria orgânica. A matéria orgânica presente no meio marinho também pode ser de origem terrestre, sendo transportada para o mar pela drenagem continental ou pelo vento.

A matéria orgânica particulada ($>5 \mu\text{m}$), também denominada seston, pode ser subdividida de acordo com o tamanho. As partículas menores (até dezenas de μm) compreendem as bactérias, algas unicelulares e detritos. Entre dezenas e centenas de μm existem detritos maiores e pelotas fecais produzidas pelos animais. A maior classe de tamanho está representada pela neve marinha, macroscópica, que é um agregado constituído de detritos, organismos vivos (incluindo bactérias) e matéria inorgânica (principalmente argilas). A neve marinha possui dimensões entre muitos milímetros a vários centímetros.

A neve marinha e as pelotas fecais representam mini-ecossistemas - microhabitats que abrigam uma rica comunidade microbiana e apresentam elevada concentração de nutrientes. Assim, ambos são locais onde os processos de fotossíntese, decomposição e regeneração de nutrientes podem ocorrer em taxas maiores que das águas circundantes. As propriedades químicas e biológicas dessas partículas mudam numa escala de tempo de horas a dias, à medida que as comunidades microbianas sofrem mudanças sucessivas complexas.

A neve marinha é mais abundante nas camadas superficiais, onde a produção é elevada e as partículas são abundantes. Os máximos de concentração de neve marinha observados em profundidades intermediárias podem ser atribuídos a ressuspensão de agregados por processos hidrodinâmicos.

A neve marinha é continuamente desagregada e reagrupada, perdendo alguns componentes e ganhando novos, a medida que afunda na coluna de água. Picos sazonais de produção fitoplanctônica podem formar quantidades suficientes de neve marinha que atingem o substrato mais ou menos intactas, mesmo a 4 000 m de profundidade. Em regiões de elevada produtividade a neve marinha pode ser o principal mecanismo de exportação de matéria orgânica para as camadas profundas. Em regiões de baixa produtividade as pelotas fecais são responsáveis pelo maior fluxo de matéria orgânica em direção ao fundo.

O afundamento de partículas orgânicas, o movimento vertical do zooplâncton e a alimentação de outros animais sobre organismos menores e detritos, combinam para causar um progressivo movimento de nutrientes em direção ao fundo, para fora da zona fótica. Os nutrientes mais importantes (nitrito, fosfato e silicato) são incorporados a partículas orgânicas na zona fótica, onde sua disponibilidade pode limitar a produção, caso ocorra depleção na forma dissolvida. O consumo e a decomposição da matéria orgânica devolvem os nutrientes à solução. Como resultado, o perfil vertical típico mostra uma camada superficial com baixas concentrações e uma camada profunda com um aumento de concentração.

Os elementos incorporados à matéria orgânica de tecidos moles e material esquelético que apresentam baixas concentrações nas águas superficiais e um enriquecimento em águas profundas são denominados elementos recicláveis. Esses elementos podem ser classificados em biolimitadores ou biointermediadores, dependendo se sua disponibilidade nas águas superficiais limitarem ou não a produção primária. O fosfato, o nitrito e o silicato são biolimitadores, enquanto que o carbono e o cálcio são biointermediadores.

A razão molar média de carbono em relação aos dois nutrientes principais da matéria orgânica - nitrogênio e fósforo - é próximo de 105:15:1 (C:N:P), conhecida como razão básica de Redfield. O consumo, a decomposição e a reciclagem de partículas orgânicas a medida que elas afundam na coluna de água, resultam numa extração progressiva (remineralização) de nutrientes e um aumento da razão C:nutrientes. As partículas orgânicas se tornam mais refratárias - são dificilmente degradadas. Partículas que afundam com alta velocidade têm maior chance de alcançar o fundo sem decomposição significativa, apresentando uma razão C:N de 6:1 ou 7:1.

A adsorção de íons metálicos ou íons complexos (e.g. óxidos de ferro e manganês) à superfícies de partículas é um importante mecanismo de remoção de elementos traços em solução na água do mar. A adsorção resulta da atração mútua entre cargas de íons e sítios de ligação adequados à superfície das partículas. A adsorção ocorre principalmente na superfície de bactérias, as quais correspondem a metade da matéria orgânica particulada. Elementos adsorvidos à partículas pequenas são removidos da coluna d' água, a medida que partículas maiores capturam as menores e as carregam em direção ao fundo - um processo denominado *scavenging*. Este é um processo passivo, com as bactérias agindo somente como agente de transporte, não fazendo uso dos elementos carregados.

As substâncias orgânicas dissolvidas compreendem ácidos orgânicos, vitaminas e açúcares, subprodutos metabólicos de organismos marinhos, principalmente do fitoplâncton e de bactérias.

1.3.3 Fatores Geológicos

Tipos de substratos

Os substratos marinhos podem ser classificados de várias maneiras, dependendo de sua origem e de seu estado de compactação, nos seguintes tipos:

- i) Naturais ou artificiais.
- ii) Minerais ou biológicos.
- iii) Sedimentos consolidados ou não consolidados.

Sedimentos não consolidados

Os substratos não consolidados se caracterizam por seus constituintes se apresentarem de forma individualizada e não agregados, seja por compactação ou cimentação. Sua natureza é determinada por interações complexas de um grande número de fatores que podem ser agrupados em quatro categorias:

- i) Fatores que determinam a fonte e suprimento de material sedimentar.
- ii) Fatores que determinam o transporte de partículas.
- iii) Fatores que determinam a deposição.
- iv) Mudanças pós-deposicionais de origem principalmente biogênicas (e.g. bioturvação e biodeposição).

Origem das partículas sedimentares

Um determinado sedimento pode ser formado de partículas de vários tamanhos e de origem variada. Essas partículas podem ter as seguintes origens:

- i) *Litorânea* – Decorrente da ação erosiva do mar sobre formações geológicas costeiras.
- ii) *Terrígena* – Partículas continentais transportadas pelo vento, aportes de rios e por geleiras.
- iii) *Vulcânicas* – Cinzas e partículas maiores originárias das emissões vulcânicas terrestres e submarinas.
- iv) *Autóctone* – Formadas nos oceanos, a partir de restos de animais e carapaças de organismos.
- v) *Cósmica* – Entrada de poeira cósmica e meteoritos na atmosfera terrestre.

Características dos sedimentos

Os sedimentos possuem grãos dos mais diversos tamanhos. Dependendo da predominância de uma determinada classe de tamanho os sedimentos podem ser classificados segundo a escala de Wentworth (tabela 1.4).

As amostras de sedimentos marinhos contêm, em geral, partículas que variam de uma fração de micrômetros a muitas centenas de micrômetros. A representação do tamanho destas partículas em uma escala aritmética resulta em um número incrivelmente grande de intervalos. Esta dificuldade é superada pela adoção de uma escala geométrica. A escala phi (ϕ) que aparece na tabela 1.4, é uma escala geométrica obtida pela transformação $-\log_2$ da escala em milímetros. Este procedimento é vantajoso para um tratamento gráfico e estatístico das amostras de sedimento.

Em geral, a distribuição de tamanho dos grãos de uma determinada amostra é representada em histogramas de frequência ou como uma curva acumulativa da porcentagem de peso. Os sedimentos podem ser representados por quartis, que podem ser obtidos pela interseção das linhas de 5, 16, 50, 84 e 95% do gráfico cumulativo. O quartil 50% corresponde a mediana de tamanho das partículas e pode ser usado para classificar uma amostra.

O coeficiente de seleção define a variação de tamanho de partículas no sedimento. Um sedimento é pobremente selecionado quando a maioria do sedimento possui várias classes de tamanho. Sedimentos são bem selecionados quando a variação do tamanho de partículas é pequena. Um sedimento bem selecionado indica que um determinado agente transportador de sedimento (e.g. correntes de fundo) agiu de forma constante sem variação de intensidade e por um determinado período. Sedimentos pobremente selecionados podem ser consequência da proximidade da rocha fonte ou deposição por correntes muito variáveis.

Tabela 1.4 Escala granulométrica de Wentworth

Tamanho de grãos		Classificação verbal
(mm)	(Φ)	
< 256 a 64	< - 8 a - 6	matacão
< 64 a 32	< - 6 a - 5	cascalho muito grosso
< 32 a 16	< - 5 a - 4	cascalho grosso
< 16 a 8	< - 4 a - 3	cascalho médio
< 8 a 4	< - 3 a - 2	cascalho fino
< 4 a 2	< - 2 a - 1	cascalho muito fino
< 2 a 1	< - 1 a 0	areia muito grossa
< 1 a 1/2	< 0 a 1	areia grossa
< 1/2 a 1/4	< 1 a 2	areia média
< 1/4 a 1/8	< 2 a 3	areia fina
< 1/8 a 1/16	< 3 a 4	areia muito fina
< 1/16 a 1/32	< 4 a 5	silte grosso
< 1/32 a 1/64	< 5 a 6	silte médio
< 1/64 a 1/128	< 6 a 7	silte fino
< 1/128 a 1/256	< 7 a 8	silte muito fino
< 1/256	< 8	argila

Folk & Ward (1957) desenvolveram uma série de fórmulas que descrevem estatisticamente um determinado sedimento. Estas utilizam os valores de phi obtidos através da curva de frequência acumulada:

Média (M_z):

$$M_z = \frac{\phi 16\% + \phi 50\% + \phi 84\%}{3}$$

A média é comumente utilizada para a classificação geral dos sedimentos conforme a escala de WENTWORTH.

Desvio Padrão Gráfico Inclusivo (σ_i):

$$\sigma_i = \frac{\phi 84\% + \phi 16\%}{4} + \frac{\phi 95\% + \phi 5\%}{6,6}$$

Onde:

< 0,35 = muito bem selecionado

0,35 a 0,50 = bem selecionado

0,50 a 0,71 = moderadamente bem selecionado

0,71 a 1,00 = moderadamente selecionado

1,00 a 2,00 = pobremente selecionado

2,00 a 4,00 = muito pobremente selecionado

> 4,00 = extremamente mal selecionado

Assimetria Gráfica Inclusiva (SK_i):

$$SK_i = \frac{\phi 16\% + \phi 84\% - 2(\phi 5\%)}{2(\phi 84\% - \phi 16\%)} + \frac{\phi 5\% + \phi 95\% - 2(\phi 50\%)}{2(\phi 95\% - \phi 5\%)}$$

Onde:

+1,00 a +0,30 = assimetria fortemente fina

+0,30 a +0,10 = assimetria fina

+0,10 a -0,10 = simétrica

-0,10 a -0,30 = assimetria grossa

-0,30 a -1,00 = assimetria fortemente grossa

Curtose Gráfica (K_G):

$$K_G = \frac{\phi 95\% - \phi 5\%}{2,44 (\phi 75\% - \phi 25\%)}$$

Onde:

< 0,67 = muito platicúrtica

0,67 a 0,90 = platicúrtica

0,90 a 1,11 = mesocúrtica

1,11 a 1,50 = leptocúrtica

1,50 a 3,00 = muito leptocúrtica

As quatro medidas acima definem as características das amostras de sedimentos, analisados do ponto de vista de distribuição granulométrica. Elas podem ser resumidas da seguinte maneira: a tendência central é bem definida pelo diâmetro médio, o grau de seleção ou desvio-padrão e a assimetria indicam as relações entre média e mediana e, finalmente, a curtose descreve o grau de agudez dos picos das curvas de distribuição de frequência.

A assimetria e a curtose fornecem um meio para determinação da bimodalidade de uma curva. Valores de curtose muito altos ou muito baixos podem sugerir que um tipo de material foi selecionado em uma região de alta energia e então transportado sem mudanças de suas características para um outro ambiente, provavelmente de baixa energia, onde ele se misturou com outro tipo de sedimento. Tal tipo de sedimento misturado pode se apresentar fortemente bimodal.

O tamanho médio das partículas sedimentares de uma dada região reflete, em parte, a exposição ao hidrodinamismo (ação de ondas e correntes) e, em parte, a história geológica da área, a qual determina a disponibilidade de tamanho dos sedimentos. Deste modo, as partículas de silte somente se acumulam sobre condições mais abrigadas, enquanto as areias refletem um ambiente mais dinâmico e energético.

Devido à dificuldade em classificar sedimentos marinhos mistos, que possuem partículas terrígenas e carbonáticas, quanto ao tamanho da partícula e sua composição, uma outra classificação vem sendo utilizada ultimamente. Trata-se da classificação de Larssonneur (1977) modificada por Dias (1996) para as condições brasileiras (tabela 1.5).

Na tabela 1.5 a percentagem de carbonatos varia na vertical enquanto a granulometria do sedimento varia na horizontal. Cada tipo de sedimento recebe uma denominação que reflete sua composição e granulometria, bem como um código para ser utilizado em sistemas de classificação automática.

Tabela 1.5 Classificação de sedimentos marinhos, segundo sua composição e ranulometria (DIAS, 1996, modificada de LARSONNEUR, 1977) (cor

PRINCIPAIS DIVISÕES DE SEDIMENTOS	SEIXOS, COQUINAS OU RODOLITOS L < 15%; s + c + r > 50%	GRÂNULOS L < 15%; s + c + r < 50% Md > 2 mm	AREIAS L < 15%; areia + lama > 50% Md < 2mm		SEDIMENTOS L > 15%			
	LITOCLASTICOS	LITOCLASTICOS	AREIAS LITOCLASTICAS		LAMAS TERRIGENAS			
LITOCLASTICO carbonatos > 30%	s + c + r > 70% SL1a cascalho litoclastico	s + c + r > 15% GL1a litoclasticos com cascalho	s + c + r > g AL1a litoclastica com cascalho	g > s + c + r AL1b litoclastica com grânulos	2,0 a 0,5 mm AL1c litoclastica muito grossa a grossa	Superior a 2,0 mm < 15%	25% < L < 75% LL1a terrigena arenosa	I > 75% II1c terrigena arenosa
	s + c + r < 70% SL1b cascalho litoclastico	s + c + r < 15% GL1b litoclasticos	0,25 a 0,5 mm AL1d litoclastica média	0,05 a 0,25 mm AL1e litoclastica fina a muito fina	L < 25% LL1a terrigena arenosa	25% < L < 75% LL2a arenosa	25% < L < 75% LL2b arenosa	L > 75% LL2c marga
LITOBIOCLASTICO carbonatos 30 a 50%	s + c + r > 70% SL2a cascalho litobioclastico	s + c + r > 15% GL2a litobioclasticos com cascalho	s + c + r > g AL2a litobioclastica com cascalho	g > s + c + r AL2b litobioclastica com grânulos	2,0 a 0,5 mm AL2c litobioclastica muito grossa a grossa	Superior a 2,0 mm < 15%	L < 25% LL2a arenosa	L > 75% LL2c marga
	s + c + r < 70% SL2b cascalho litobioclastico	s + c + r < 15% GL2b litobioclasticos	0,5 a 0,25 mm AL2d litobioclastica média	0,25 a 0,05 mm AL2e litobioclastica fina a muito fina	L < 25% LL2a arenosa	25% < L < 75% LL2b arenosa	25% < L < 75% LL2b arenosa	L > 75% LL2c marga
LITOBIOCLASTICO COQUINAS/RODOLITOS + LITOCLASTICOS	LITOBIOCLASTICOS	AREIAS LITOBIOCLASTICAS		AREIAS LITOBIOCLASTICAS		MARGAS CALCARIAS		
		LITOBIOCLASTICOS		LITOBIOCLASTICOS		MARGAS CALCARIAS		

Tabela I.5 Classificação de sedimentos marinhos, segundo sua composição e ranulometria (DIAS, 1996, modificada de LARSONNEUR, 1977) (continuação)

BIOLITOLÁSTICO	15% < superior a 2,0 mm < 50%						Superior a 2,0 mm < 15%						
	c + r + s > 70%	c + r + s < 70%	c + r + s > 15%	c + r + s < 15%	c + r + s > g	AB1a	AB1b	AB1c	0,5 a 0,25 mm	0,25 a 0,05 mm	L < 25%	25% < L < 75%	L > 75%
carbonatos > 70%	coquinas/ rodolitos com litoclásticos	cascalho biolitoclástico	GB1a biolitoclástico	GB1b biolitoclástico	biolitoclástica com cascalho	biolitoclástica com grânulos	biolitoclástica muito grossa a grossa	AB1d biolitoclástica média	AB1e biolitoclástica fina a muito fina	LB1a calcária arenosa	LB1b calcária arenosa	LB1c calcária arenosa	LB2c vasa calcária arenosa
	COQUINAS/RODOLITOS			BIOCLÁSTICOS			AREIAS BIOCLÁSTICAS				LAMAS CALCÁRIAS		
BIOLÁSTICO	15% < superior a 2mm < 50%						Superior a 2mm < 15%						
carbonatos > 70%	coquinas ou rodolitos	cascalho biolitoclástico	GB2a bioclásticos conchífero ou rodolitos	GB2b biolitoclástico	biolitoclástica com nódulos ou conchas	biolitoclástica com grânulos	biolitoclástica muito grossa a grossa	AB2d biolitoclástica média	AB2e biolitoclástica fina a muito fina	LB2a lama calcária arenosa	LB2b vasa calcária arenosa	LB2c vasa calcária arenosa	LB2c vasa calcária arenosa

1.4 PROCESSOS BIOLÓGICOS

Produtividade primária

A base de quase toda a vida na Terra reside na habilidade dos vegetais em usar a energia da luz solar para sintetizar moléculas orgânicas ricas em energia a partir de matéria inorgânica. Este processo é denominado fotossíntese e pode ser descrito pela seguinte equação:



A produtividade primária é definida como a taxa de formação de substâncias orgânicas ricas em energia a partir de material inorgânico. Os responsáveis pela produção primária nos oceanos são os organismos fotossintetizadores e as bactérias quimiossintetizadoras. A fotossíntese, porém, é muito mais difundida, sendo o principal processo responsável pela síntese autotrófica de alimentos que sustentam as principais cadeias tróficas dos oceanos.

A conversão da energia luminosa em energia química depende de pigmentos fotossintéticos presentes nas algas e outros vegetais marinhos. O pigmento principal é a clorofila a, porém outros pigmentos como a clorofila b, clorofila c, clorofila d e pigmentos acessórios – carotenos, xantofilas e ficobilinas – estão presentes em muitas espécies e também participam do processo autotrófico de produção de alimentos. Todos os pigmentos fotossinteticamente ativos absorvem luz entre os comprimentos de onda de 400 a 700 nm, correspondente à parte do espectro eletromagnético denominado radiação fotossinteticamente ativa (RFA). Cada um desses pigmentos apresenta um espectro de absorção característico. Por exemplo, a clorofila-a apresenta picos de absorção nas regiões do vermelho (650–700 nm) e azul-violeta (450 nm) do espectro.

A quantidade total de matéria orgânica fixada por fotossíntese é denominada produção primária bruta ou produção total (PPB). Como parte desta produção deve ser usada pelos vegetais para manutenção de seus próprios processos vitais, chamados coletivamente de respiração, uma quantidade menor fica disponível para ser transferida ou usada por outros organismos não fotossintetizadores. A produção primária líquida (PPL) é o termo que denomina a quantidade da produção total após as perdas pela respiração, podendo ser disponibilizada para o sustento dos outros níveis tróficos.

Tanto a PPB quanto a PPL são geralmente expressas em gramas de carbono fixadas por unidade de área ou volume de água do mar, por intervalo de tempo. Assim, a produção pode ser relatada em $\text{gC m}^{-2} \text{dia}^{-1}$, $\text{gC m}^{-2} \text{ano}^{-1}$, ou outra unidade conveniente.

Devido ao fato da luz ser absorvida pela água, à medida que a profundidade aumenta existe menos energia luminosa disponível, até que a luz seja extinta totalmente. Para os vegetais isto significa que numa determinada profundidade a energia luminosa é unicamente suficiente para fixar energia a uma taxa igual à taxa de energia usada nos seus próprios processos metabólicos. Em outras palavras, existe uma profundidade na qual o gasto de energia respiratória pelos vegetais se iguala à habilidade do mecanismo fotossintético em produzir energia. Se o vegetal desce a maiores profundidades, as necessidades respiratórias continuam a taxas elevadas, mas o decréscimo de luz torna insuficiente a manutenção do processo fotossintético e, então, ocorre uma perda líquida de energia. A profundidade na qual a taxa de respiração de um vegetal é exatamente igual a taxa de fotossíntese é chamada profundidade de compensação. Acima desta profundidade a taxa de fotossíntese excede a taxa de respiração e existe uma produção líquida de carbono, ou uma produção primária líquida. Esta área é chamada zona trofotônica. Abaixo da profundidade de compensação a respiração predomina, sendo esta área chamada zona trofolítica.

A profundidade de compensação varia ao redor do globo, pois depende da claridade da água. Quanto mais clara a água, mais profunda é a penetração de luz e maior a profundidade de compensação. Em geral, a profundidade de compensação é mais profunda em águas oceânicas claras e mais rasa em águas costeiras onde existe maior quantidade de material particulado em suspensão. Além disso, a profundidade de compensação pode variar dia a dia, de estação para estação, como resultado de mudanças na transparência da água e na disponibilidade de nutrientes.

Como a profundidade de compensação varia com a profundidade de penetração da luz, é possível defini-la em termos de intensidade luminosa. A intensidade luminosa de compensação é aquela na qual a taxa de fotossíntese se equivale a taxa de respiração. Embora esta intensidade seja um pouco diferente para as várias espécies de fitoplâncton, ela equivale aproximadamente a profundidade na qual a intensidade luminosa tenha sido reduzida a 1% da intensidade luminosa de superfície. A intensidade luminosa de compensação e a respectiva profundidade de compensação indicam o limite da zona eufótica.

O fitoplâncton da camada de mistura está sujeito a turbulência e pode ser deslocado abaixo e acima da profundidade de compensação. Sob tais condições é importante determinar a quantidade média de luz (I_d) na zona eufótica. Esta é fornecida pela expressão:

$$I_d = (I_o / kD) (1 - e^{-kD})$$

Onde:

I_d = radiação de superfície

k = coeficiente de extinção

D = profundidade cuja intensidade de luz se deseja calcular a média

Uma aplicação útil desta fórmula é considerar quanto uma população de células fitoplanctônicas pode sofrer mistura vertical na coluna de água até que a produção fotossintética seja balanceada pelas perdas respiratórias. Esta profundidade é chamada profundidade crítica (D_{cr}). Se a equação acima for rearranjada e I_c , a intensidade luminosa de compensação, for substituída por I_d , obtém-se a seguinte expressão para calcular a profundidade crítica:

$$D_{cr} = (I_o / kI_c) (1 - e^{-kD_{cr}})$$

Se $kD_{cr} > 0$, então a equação pode ser simplificada para:

$$D_{cr} = I_o / kI_c$$

A taxa específica de fotossíntese é proporcional a intensidade luminosa até que seja atingido um valor máximo ($P_{máx}$). O aumento da intensidade luminosa além desse máximo, em geral, leva a um decréscimo significativo da taxa de fotossíntese, denominada foto-inibição, causada por diversas reações fisiológicas, como por exemplo o rompimento de cloroplastos. Da mesma forma, baixas intensidades luminosas não ativam o aparelho fotossintético. Deste modo os seres fotossintetizantes estão limitados às camadas mais superficiais dos oceanos, onde a intensidade luminosa é suficiente para o desencadeamento da fotossíntese.

A curva de fotossíntese em função da luz pode ser descrita por equações que descrevem duas séries de reações, uma série relativa às reações dependentes da luz (mostrada pela declividade inicial da curva, $\Delta P / \Delta I$) e a outra às reações no escuro ($P_{máx}$). As equações mais simples que descrevem a curva de fotossíntese acima do $P_{máx}$ são:

$$PPB = P_{máx} [I] / K_I + [I]$$

$$PPL = P_{máx} [I - I_c] / K_I + [I - I_c]$$

Onde:

K_I = constante de meia saturação (quando $P = P_{máx} / 2$)

Os valores de K_I variam de 5 a $25 \mu E m^{-2} s^{-1}$.

$[I]$ é a quantidade de PAR ambiente

$[I - I_c]$ é a RFA ambiente menos a intensidade luminosa de compensação

Nas equações acima está implícito que existe uma resposta definida à luz, para algas crescendo sob condições fisiológicas constantes, e que esta pode ser descrita por duas constantes; $P_{\text{máx}}$ e K_I . De fato, espécies distintas apresentam valores diferentes de $P_{\text{máx}}$ e K_I e a resposta fotossintética a luz, mesmo para indivíduos de uma mesma espécie, pode mudar com o tempo, como por exemplo no decorrer do dia.

Em geral, a declividade inicial da curva ($\Delta P/\Delta I$) irá responder a mudanças fisiológicas da bioquímica fotossintética celular (i.e. reações dependentes da luz). O $P_{\text{máx}}$ irá responder à mudanças dos parâmetros ambientais, tais como a concentração de nutrientes e a temperatura, que afetam as reações no escuro. Como diferentes espécies do fitoplâncton respondem diferentemente à mudanças na radiação de superfície e a intensidade de luz *in situ*, mudanças nas condições ambientais favorecem espécies diferentes em períodos diferentes e levam a sucessão na comunidade. Valores de $P_{\text{máx}}$ geralmente são maiores em temperaturas mais elevadas e em maiores concentrações de nutrientes. A declividade inicial da curva ($\Delta P/\Delta I$), porém, é mais dependente das propriedades celulares (e.g. o picoplâncton apresenta maiores valores de $\Delta P/\Delta I$).

Além da luz e dos elementos envolvidos na equação básica da fotossíntese, outros elementos são necessários ao prosseguimento do processo. Os principais nutrientes inorgânicos requeridos para o crescimento e a reprodução de vegetais marinhos são o nitrogênio (absorvido como nitrato, nitrito ou amônia) e o fósforo (absorvido como fosfato inorgânico). Outros elementos podem também ser requeridos para a fotossíntese. A sílica dissolvida é necessária à formação das frústulas de diatomáceas. Além disso, vitaminas e certos elementos traços, como o ferro, são necessários a determinadas espécies de fitoplâncton. No caso do processo fotossintético requerer vitaminas ou outros fatores orgânicos de crescimento, a produção é denominada auxotrófica.

Alguns fatores agem em conjunto para limitar a produtividade primária de um determinado local. Primeiramente, além da limitação pela luz, os nutrientes não se encontram distribuídos de modo uniforme na coluna de água. A camada superficial geralmente possui baixas concentrações de nutrientes devido ao consumo biológico pelos vegetais. O aumento no número de células fitoplanctônicas na camada superficial tem um grande efeito na produção; a medida que maiores densidades aumentam a absorção de luz, provoca uma diminuição ainda maior da intensidade luminosa nas camadas mais profundas. A redução da profundidade de compensação e a absorção de nutrientes é tão grande que, estima-se, que quando a população fitoplanctônica atinge uma densidade de 2 g m^{-3} , uma profundidade de compensação de originalmente 100 m pode ser reduzida a somente 3,5 m, e todo o nitrogênio terá sido transferido da solução para os tecidos vegetais.

Ciclos de nutrientes

O termo produção nova refere-se a parte da produção primária bruta que é sustentada por nutrientes importados para um ecossistema por processos de circulação, como por exemplo a ressurgência. A produção regenerada, por sua vez, resulta da ciclagem dos nutrientes dentro do ecossistema.

Aproximadamente 90% da biomassa gerada na zona fótica das regiões oceânicas é decomposta antes de descer à zona afótica. Em torno de 10% desta biomassa atinge águas mais profundas, onde são decompostas. Somente 1% da produção da zona fótica atinge o substrato. Apesar disto, este processo chamado bomba biológica, remove carbono e nutrientes das camadas superficiais dos oceanos e os concentra em águas e sedimentos profundos. Desta forma, locais sem a ocorrência de processos naturais que tragam nutrientes para a zona fótica dependem da eficiência de ciclagem de nutrientes, ou seja, da produção regenerada.

Dentre os nutrientes que podem ser limitantes à produção no mar, o nitrato (NO_3^-), o fosfato (PO_4^{3-}) e o silicato (SiOH_4) são os mais importantes para o fitoplâncton. A limitação de silicatos afeta os organismos que usam o silício para a formação de carapaças; diatomáceas, silicoflagelados e radiolários, entre outros. O ciclo do silício é relativamente simples e envolve somente formas inorgânicas; os organismos utilizam o silicato dissolvido para construir seus esqueletos e este material esquelético é dissolvido após a morte dos organismos. O ciclo do fósforo é também relativamente simples; sob o pH usualmente alcalino da água do mar o fosfato orgânico é facilmente hidrolisado, retornando a forma inorgânica que torna-se novamente disponível para absorção pelo fitoplâncton. Como o fósforo recicla rapidamente na cadeia alimentar, ele é raramente limitante no ambiente marinho.

Comparado ao fósforo e ao silício, a reciclagem do nitrogênio, entretanto, é um processo muito mais complexo. O ciclo do nitrogênio é complexo porque este elemento ocorre em muitas formas no mar, que não são facilmente convertidas umas em outras. Estas formas são o nitrogênio molecular (N_2) e as formas iônicas da amônia (NH_4^+), nitrito (NO_2^-) e nitrato (NO_3^-), bem como substâncias orgânicas, e.g. a uréia ($CO(NH_2)_2$). A forma dominante do nitrogênio nos oceanos é o íon nitrato, sendo esta forma a mais frequentemente absorvida pelo fitoplâncton, embora muitas espécies possam utilizar nitrito e amônia. Algumas poucas espécies também podem utilizar pequenas moléculas de nitrogênio orgânico, tais como ácidos aminados e uréia. A taxa com a qual uma forma adequada de nitrogênio faz-se disponível para o fitoplâncton pode limitar a produção em águas oligotróficas no decorrer do tempo e em regiões temperadas durante o verão.

A regeneração do nitrogênio na coluna de água resulta da atividade bacteriana e excreção dos animais marinhos, particularmente a excreção de amônia pelo zooplâncton.

Alguma fração da produção primária é derivada do nitrogênio reciclado da matéria orgânica dentro da zona fótica. Outra fração é derivada de nitrogênio novo, o qual entra no sistema oriundo de fontes externas da zona fótica. O nitrogênio novo é principalmente nitrato que penetra na zona fótica oriundo da zona abaixo da nutriclina (camada de máxima variação na concentração de nutrientes com a profundidade), através de mistura vertical. Inclui, também, pequenas quantidades de nitrogênio atmosférico fixado biologicamente e entrada via rios e precipitação. O nitrogênio reciclado, por sua vez, é principalmente amônia e uréia. Somente a entrada contínua de nitrogênio novo no sistema pode determinar a capacidade dos oceanos para produzir uma exploração sustentável de pescado (a retirada de pescado do mar remove nitrogênio do sistema). Também, somente a entrada de nitrogênio novo pode auxiliar na retirada do excesso de CO_2 , que acredita-se estar entrando nos oceanos devido a atividades humanas; neste caso, o aumento da produção fitoplantônica remove mais dióxido de carbono.

Transferência de energia

Cadeias alimentares são arranjos lineares que mostram a transferência de energia e matéria orgânica através de vários níveis tróficos. Cada nível trófico é composto de organismos que obtêm energia de forma similar. As cadeias alimentares pelágicas começam com o fitoplâncton, que forma o primeiro nível trófico, por este representar os produtores primários pelágicos. Espécies herbívoras do zooplâncton que se alimentam diretamente de microalgas marinhas (e.g. protozoários, vários copépodos, salpas, larváceos) constituem o segundo nível trófico, referidos como consumidores primários. Os níveis tróficos subsequentes são formados por espécies de zooplâncton que se alimentam de herbívoros (consumidores secundários, tais como os quetognatos) e por carnívoros que se alimentam de outros carnívoros menores (consumidores terciários, como por exemplo medusas e peixes). O número de níveis tróficos varia com a localidade e com o número total de espécies na comunidade. Os níveis tróficos mais superiores são ocupados por aqueles animais adultos que não têm predadores, com exceção do homem; dentre esses predadores de topo incluem-se os tubarões, peixes e mamíferos. O total de biomassa animal produzida por todos os níveis tróficos, por unidade de área e por unidade de tempo, é chamada produção secundária. Os estudos de trofodinâmica examinam os fatores que afetam a transferência de energia e matéria entre níveis tróficos que, em última análise, controlam a produção secundária.

Elementos como o nitrogênio, o carbono e o fósforo, os quais se incorporam à substâncias orgânicas de tecidos animais e vegetais, apresentam um fluxo cíclico através de cadeias alimentares. A decomposição bacteriana libera as formas inorgânicas dos elementos essenciais e estes tornam-se novamente disponíveis à assimilação por organismos autotróficos. A energia, entretanto, tem um fluxo unidirecional. Parte da energia é perdida a cada transferência para o próximo nível trófico porque uma boa parte desta energia incorporada a substâncias orgânicas é convertida em energia calórica e dissipada durante a respiração. Como consequência, o total de energia diminui a cada nível trófico, limitando o número de níveis tróficos possíveis em uma dada comunidade.

O tamanho dos indivíduos geralmente aumenta dentro de cada nível trófico sucessivo, mas o tempo de geração (o tamanho do ciclo de vida) torna-se progressivamente mais longo. O tempo de geração do fitoplâncton é medido em horas ou dias, o do zooplâncton em semanas ou meses, o de peixes em anos, e dos mamíferos marinhos em vários anos. Deve-se esperar consideráveis diferenças entre a biomassa do fitoplâncton e a dos peixes e das baleias. Acredita-se, porém, que devido a diferença entre o tempo de gerações, a biomassa total em cada nível trófico sucessivo decresça muito pouco. O fitoplâncton numeroso, microscópico e de reprodução precoce, apresenta uma biomassa que, provavelmente, não excede em quatro vezes aquela de mamíferos marinhos muito grandes, com tempo de geração prolongado.

A eficiência com a qual a energia é transferida entre os níveis tróficos é denominada eficiência ecológica (E), sendo definida como o total de energia retirada de um dado nível trófico dividida pela energia fornecida para aquele nível. A eficiência ecológica é difícil de ser medida, podendo-se fazer uma aproximação medindo-se a eficiência de transferência (E_t), definida como:

$$E_t = P_t / P_{t-1} - 1$$

Onde P_t é a produção anual no nível trófico t e P_{t-1} é a produção anual do nível trófico precedente $t-1$. Para a transferência de energia entre o fitoplâncton e o zooplâncton, E_t irá equivaler ao total da produção de herbívoros dividida pela produção primária. Na próxima etapa, a eficiência de transferência equivalerá à produção dos consumidores secundários (zooplâncton carnívoro) dividida pela produção anual dos herbívoros.

Nos ecossistemas marinhos, os valores de eficiência de transferência têm sido estimados em torno de 20% entre vegetais e herbívoros, e entre 15–10% nos níveis tróficos superiores.

Os organismos de uma rede trófica não são todos consumidos diretamente; alguns morrem naturalmente e a energia contida na matéria orgânica morta torna-se disponível para carniceiros ou decompositores microbianos, numa rota distinta. Estes detritos podem ser reciclados tanto na coluna de água quanto no substrato.

Para se saber quanta energia é transferida entre níveis tróficos, é também necessário conhecer quantos níveis tróficos existem num determinado sistema do qual se pretende estimar a produção secundária. Como existe uma perda de energia entre 80 e 90% em cada transferência entre níveis tróficos, o número de elos irá determinar parcialmente a biomassa do predador de topo de cadeia. Existem evidências razoáveis que sugerem que o número de elos de cadeias pelágicas variam de local para local e podem ser determinados pelo tamanho dos indivíduos produtores primários. O número de níveis tróficos varia entre 6 no oceano aberto, 4 em plataformas continentais e somente 3 em áreas de ressurgência. Quando o tamanho do fitoplâncton dominante é pequeno, as cadeias se alongam, como no caso dos oceanos abertos. Nestas situações, zooflagelados e ciliados tornam-se um elo intermediário importante; eles podem consumir a principal fração da produção primária e, por sua vez, constituem uma fonte de dieta importante para o zooplâncton suspensívoro, incapaz de se alimentar diretamente do fitoplâncton muito diminuto. Em contraste, grandes diatomáceas dominam em áreas de ressurgência ricas em nutrientes e cadeias alimentares curtas são formadas porque o zooplâncton ou pequenos peixes podem se alimentar diretamente desses grandes produtores primários. Consequentemente, ocorre uma elevada biomassa de predadores de topo de cadeia alimentar em ecossistemas de ressurgência ou em outras áreas de elevada produtividade.

Para um dado local, o número de níveis tróficos pode ser acoplado com uma estimativa da produtividade primária para prever a produção secundária em um determinado nível trófico, de acordo com a equação.

$$P = Be^n$$

Nesta equação, B é a produção primária anual, e é a eficiência ecológica e n o número de transferências tróficas (equivale ao número de níveis tróficos $- 1$).

1.5 REFERÊNCIAS

- Barnes, R. S. K & Hughes, R.N. An introduction to marine ecology. Blackwell, Oxford, 1988.
- Castro, B. M. & Miranda, L. B. Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 40 N and 34o S. *In*: Robinson, A. R.; Brink, K. H. (eds.). The sea. vol. 11. New York. John Wiley and Sons, 1998.
- Dias, G. T. M. Classificação de sedimentos marinhos: proposta de representação em cartas sedimentológicas. *Anais do XXXIX Cong. Bras. Geol.*, 3:423-426, 1996.
- Farham, M. The flow of energy and materials in marine ecosystems. Plenum, New York, 1985.
- Lalli, C. M. & Parsons, T. R. Biological oceanography: An introduction. Pergamon Press, Oxford, 1993.
- Larsonneur, C. La caryographie de's dépôts meubles sur le plateau continental français: méthode mise du points et utilisée em Manche. *Journal Redi oceanog.* 2:34-39, 1977.
- Levinton, J. S. Marine ecology. Prentice-Hall, New Jersey, 1982.
- Levinton, J. S. Marine biology. Function, biodiversity, ecology. Oxford University Press, New York, 1995.
- Libes, S. M. An introduction to marine biogeochemistry. John Wiley & Sons, New York, 1992.
- May, R. M. Biological diversity: differences between land and sea. *Phil.Trans. R. Soc. Lond. Ser. B.*, 343:105-111., 1994.
- McAllister, D. E. Status of the world ocean and its biodiversity. *Sea Wind*, 9(4): special issue, 1995.
- Meadows, P. S. & Campbell, J. I. *Intriducción a la ciencia del mar*. Editorial Acribia, Zaragoza, 1978.
- Nybakken, J. W. Marine biology: an ecological approach. Harper Collins, New York, 1988.
- Pickard, G. L. & Emery, W. J. Descriptive physical oceanography. Pergamon Press, Oxford, 1990.
- Ray, G. C. & Grassle, J. F. Marine biological diversity. *BioScience*, 41:453-457, 1991.
- Stowe, K. *Essentials of ocean science*. John Wiley & Sons, New York, 1987.
- Thurman, H. V. *Introductory oceanography*. Macmillan Publishing Company, New York, 1994.
- Valiela, I. *Marine ecological processes*. Springer, New York, 1995.